

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ ПО КАВКАЗУ,
КРЫМУ И КАРПАТАМ

МАТЕРИАЛЫ

докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам

Научный редактор | Г. С. Дзоценидзе |

ТБИЛИСИ
1978



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ ПО КАВКАЗУ,
КРЫМУ И КАРПАТАМ

МАТЕРИАЛЫ

докладов II регионального петрографического
совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам

Научный редактор Г. С. Дзоценидзе

ТВИЛИСИ
1978



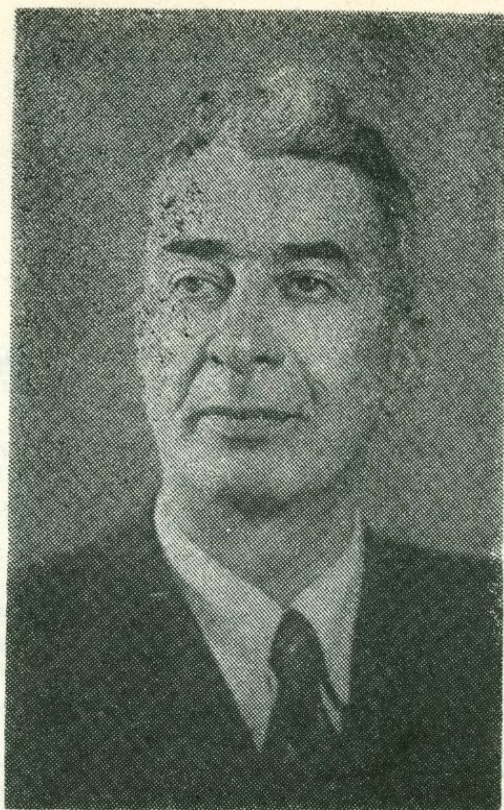
552(С)
552 (063)(47)
М 341

Предлагаемый сборник трудов Кавказско-Крымско-Карпатского регионального петрографического совета объединяет доклады, прочитанные на совещании, состоявшемся в 1973 г. в Ереване. Сборник посвящен памяти руководителя совета академика Г. С. Дзюценидзе и академика АН Аз. ССР Ш. А. Азизбекова.

Он был подготовлен к печати лично Г. С. Дзюценидзе незадолго до его кончины. Сборник начинается отчетной статьей председателя о работах и задачах совета. Затем следуют доклады по отдельным частям региона по магматизму Азербайджана, Грузии, Армении, Северного Кавказа и Закарпатья. Во всех случаях вначале характеризуется древний магматизм, а затем более молодой. Сборник завершается кратким металлогеническим очерком Кавказа и Карпат.

20805
М ———— —прик. 642—75
М 607(06)—78

© «КИМС», 1978



Сборник посвящается светлой памяти крупных советских петрологов — действительного члена Академии Наук СССР **ГЕОРГИЯ САМСОНОВИЧА ДЗОЦЕНИДЗЕ** и академика АН Аз. ССР **ШАМИЛЯ АБДУЛРАГИМОВИЧА АЗИЗБЕКОВА**, скорпостижно скончавшихся во время подготовки рукописи к печати.

Кавказско-Крымско-Карпатский Петрографический Совет одновременно лишился председателя и его заместителя. Он надеется, что дальнейшая деятельность Совета будет достойной своих руководителей и проведет в жизнь их выдающиеся идеи в области магматической геологии.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике помещена часть докладов, прочитанных на втором региональном петрографическом совещании, проходившем в г. Ереване в период времени 18—20 октября 1973 г.

Совещание было проведено Кавказско-Крымско-Карпатским региональным советом Межведомственного Петрографического Комитета при ОГГГ АН СССР.

Оно было организовано Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР и институтом геологических наук АН Армянской ССР. В нем приняли участие представители Министерства геологии СССР, Межведомственного Петрографического Комитета АН СССР, геологических институтов АН республик Закавказья, Кавказского института минерального сырья, геологических управлений Кавказа и Украины.

Круг вопросов, рассмотренных на совещании, соответствовал типовой программе, рекомендованной секцией региональной петрографии Межведомственного Петрографического Комитета. Главной задачей совещания являлось обсуждение сводной корреляционной схемы магматических и метаморфических образований Кавказа, Крыма и Карпат.

Эта схема отражает современный уровень изученности магматических формаций и по существу представляет первый опыт корреляции развитых в их пределах магматических образований. Она одобрена Межведомственным Петрографическим Комитетом и опубликована.

Второе региональное петрографическое совещание приняло решение, которое было разослано всем геологическим организациям Кавказа, Крыма и Карпат, Министерству геологии СССР и межведомственному петрографическому комитету.

На совещании присутствовали представители всех трех регионов, оно было проведено на высоком научно-организационном уровне обеспеченном Управлением геологии СМ Армянской ССР и лично начальником управления Э. Х. Гуляном.

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

О РАБОТЕ КАВКАЗСКО-КРЫМСКО-КАРПАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО СОВЕТА И О ДАЛЬНЕЙШИХ ЗАДАЧАХ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЗМА ДАННОГО РЕГИОНА

Разрешите от имени Совета поблагодарить Геологическое управление и геологический институт Армении за прекрасную организацию настоящего совещания.

Первое совещание, положившее начало организации Кавказско-Крымско-Карпатского петрографического совета, состоялось в Тбилиси, в мае 1966 года. На нем было заслушано достаточно большое количество докладов. Труды этого Совещания были опубликованы Грузинским Геологическим Управлением. Большую работу по подготовке сборника к печати провел Г. М. Заридзе. Избранный на этом совещании Совет приступил к реализации решений, принятых Совещанием. Считаю целесообразным напомнить лишь некоторые пункты этого решения.

1. Геологическое картирование эндогенных (магматических и метаморфических) образований должно основываться не только на выяснении геологических соотношений, но и на детальном и разностороннем изучении их вещественного состава.

2. При проведении полевых геологических исследований максимально привлекать петрографов, литологов и геохимиков и чтобы их деятельность не ограничивалась только определительскими функциями.

3. Считать первоочередными задачами научно-исследовательских и тематических работ в магматической геологии Кавказа:

а) разработку и дальнейшее уточнение схем корреляции магматических и метаморфических комплексов с целью получения материалов для фациального и формационного анализа;

б) выяснение особенностей геохимической специализации магматических и метаморфических комплексов и разработку критериев прогнозирования полезных ископаемых;

в) выявление роли отдельных вулканогенных комплексов в образовании эндогенных месторождений;

г) установление роли метасоматического породообразования в рудообразовательном процессе;

д) постановку специальных тематических работ по изучению рудоносности магматических образований в наиболее перспективных рудных районах в целях разработки поисковых критериев;

е) разработку унифицированных условных знаков для конкретных регионов и методических указаний для производства полевых работ и лабораторных исследований;

ж) проведение широких работ по изучению физических свойств горных пород как в полевых условиях — по опорным разрезам, охарактеризованным стратиграфически и петрографически, так и в лабораторных с моделированием естественных условий.

Надо отметить, что далеко не все сделано для выполнения решений Первого Совещания.

Естественно, что работа должна была протекать по каждому региону Кавказа, Крыма, Карпатам — отдельно, чтобы потом можно было бы составить общую схему магматических образований всех трех регионов. Для этого должны были быть созданы региональные петрографические комиссии. К сожалению, такие комиссии до сих пор не оформлены надлежащим образом.

В Тбилиси в декабре 1966 года состоялось заседание Грузинской секции Совета. Совещание сочло необходимым дать общие рекомендации для составления схемы корреляции по каждой формации, были выделены специалисты по разновозрастным магматическим образованиям, которые с привлечением других сотрудников должны были составить объяснительные записки с освещением всех вопросов, возникающих в связи с составлением корреляционных схем. Одновременно, заседание обратилось с просьбой к членам Совета по Азербайджану, Армении, Северного Кавказа, Крыма и Карпат провести аналогичную работу по своим регионам.

В декабре 1970 года в Тбилиси состоялось заседание Совета, на котором были обсуждены корреляционные схемы всех регионов. Совет отметил, что по всем регионам проведена большая работа, одновременно указал, что необходимо придерживаться схемы ВСЕГЕИ. Было признано целесообразным свести весь имеющийся материал в единую схему корреляции магматизма для всех регионов. Было поручено Б. А. Гоншвили и Ш. И. Джавахишвили составить общую корреляционную схему и представить на ближайшем заседании Совета для обсуждения.

В 1971 г. 12—13 января снова в Тбилиси состоялось очередное заседание Совета, рассмотревшее материалы по отдельным регионам, разработанные уже по форме, рекомендованной ВСЕГЕИ. В октябре того же года в г. Берегово Совет рассмотрел единую корреляционную схему, в работе Совета участвовали и представители ВСЕГЕИ. Совет в основном одобрил схему и указал на необходимость ее доработки, согласование спорных вопросов возраста и тектонической приуроченности отдельных формаций. Было решено последний вариант схемы представить для обсуждения II региональному петрографическому Совещанию. Она выставлена для всеобщего обозрения. Какие получены результаты и какие вопросы возникают при рассмотрении данной схемы?

По домезозойским образованиям. Главные выходы домезозойских образований имеются на Большом Кавказе, в Дзирульском массиве, а также в Локском, Храмском и других массивах Малого Кавказа. По данным радиологического определения все они, как будто относятся к герцинидам, хотя в отдельных случаях цифра кали-аргонового возраста и соответствует мезозою, но это по-видимому справедливо считают результатом омоложения.

Особняком стоит Хасаутский комплекс, где допускается наличие нижнего палеозоя — протерозоя, хотя радиологический возраст (300 млн. лет) это и не подтверждает. Хасаутский комплекс по тектоническому положению относят к краевому массиву, т. е. представляют его как часть платформы, поднятой вместе с геосинклинальными образованиями.

Что касается Мармарошского массива Карпат, радиологический возраст пород которого определен в 500 млн. лет, то он, по-видимому, представляет собой обломок докембрийского фундамента, в который в раннем палеозое внедрены гранитоиды.

По мезозою: 1. Триасовые магматические образования во всех трех регионах проблематичны. Наиболее достоверно мнение, что к триасу можно отнести андезитовые и кварцевые порфиры Карпат.

В Горном Крыму по данным И. Ф. Пустовалова, В. И. Лебединского и А. И. Шалимова верхнетриасовой считается спилито-диабазовая серия, развитая вблизи селений Петропавловка и Украинка, где на таврической флишевой серии согласно залегает вулканогенная толща мощностью 200—250 м. Однако М. В. Муратов их считает среднеюрскими. В пределах Большого Кавказа есть основание допустить наличие триасовых диабазов в верхней части сланцевой дизской свиты под трансгрессивно залегающими сланцами нижнего лейаса, содержащими гальку этих диабазов.

2. Юра была временем наиболее интенсивного магматизма во всех трех регионах. Особенно мощное проявление юрской магматической активности наблюдается на Большом Кавказе и Малом Кавказе. Но, если в пределах первого вулканизм начинается в лейасе, то на Малом Кавказе проявления лейасского магматизма не установлены. Этот вопрос требует дальнейшего изучения, поскольку естественно полагать, что аналогично зоне Понтид в Турции вулканизм в лейасе на Малом Кавказе должен был иметь место. Некоторые геологи относили к нижней юре т. н. нижние эпидотизированные порфиры Алавердского и Кафанского разрезов. Что же после этого изменилось и какие данные говорят против их нижнелейассового возраста, неизвестно.

В Грузии вулканогенный нижний лейас встречается также на периферии Дзирульского массива и представлен кислыми породами — туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиритов. Значительная их часть, если не вся толща, образована в континентальных условиях. По возрасту эту толщу относили к триасу или к палеозою. Нами было высказано мнение об их раннеюрском возрасте, что в последствии подтверждено нами совместно с Н. И. Схиртладзе установлением перехода по простиранию вулканических пород в нижнелейассовые песчаники, с которыми они в верхней части переслаиваются. Вслед за этим среди туфов была найдена флора, доказывающая их раннелейассовый возраст (Ц. Сванидзе).

Поэтому удивляет вывод М. Рубинштейна о том, что цифры радиологического возраста (156—180 млн. лет) не дают основания для отнесения этих образований к нижней юре, т. к. «возраст может быть занижен в виду потери аргона».

При изучении юрского вулканизма Грузии нами было установлено, что на периферии геосинклинали, на границе со срединным массивом, обычно, основной геосинклинальный вулканизм приобретает более кислый характер.

Аналогичный вывод получен нашими геологами (М. А. Беридзе и др.) по Абхазии, где лейсовая авадхарская свита в ядре Санчарской синклинали слагается спилитами, а на крыльях обнажаются породы кератофирового состава. Следует проверить нет ли такой же закономерности в распределении кислых и основных пород в юре Малого Кавказа и Крыма.

Юрская эвгеосинклиналь южного склона Большого Кавказа замкнулась после батской складчатости, во время которой внедрились гранитоидные интрузии. В поздней юре вулканизм проявился лишь локально в Кутаисском районе и дал оливин-базальт-трахитовую серию. На Малом Кавказе, в пределах юрской Сомхито-Кафанской эвгеосинклинали, батская складчатость проявилась слабее и не вызвала замыкания геосинклинали. В результате этого там вулканические явления продолжались в батско-позднеюрском периоде и дали серию пород, аналогичных байосским. Есть основание думать, что не исключена возможность обнаружения представителей, оливин-базальт-трахитовой серии среди батских вулканогенов Малого Кавказа, на что следует обратить внимание.

Как правило, юрские геосинклинальные вулканогенные толщи начинаются спилитами, а выше переходят в авгит-лабрадоритовые порфириды. Но наблюдается и переслаивание их с порфиритами, либо вообще отсутствие спилитов в разрезе. Следует во всех регионах внимательно изучить соотношение спилитов и нормальных порфиритов, что важно для проблемы генезиса спилитов.

Одним из интереснейших продуктов юрского магматизма являются диабазы. Условия их нахождения, некоторое разнообразие их состава (пересечение одних диабазов, другими, наличие альбитовых, лабрадоритовых, пироксеновых, уралитовых разностей) вызвали дискуссию по вопросу — являются все диабазы разновозрастными или они относятся к различным возрастным группам.

Наши наблюдения показывают, что диабазы являются силловой фацией эффузивного вулканизма эвгеосинклинали и они, как правило, залегают среди сланцевых толщ, подстилающих вулканогенные образования, или развиты в смежной с эвгеосинклинальной зоне сланцевой геосинклинали. Поскольку в настоящее время в пределах Большого Кавказа установлены юрские вулканогенные толщи ранне-средне лейсового, ааленского и байосского возраста, то и диабазы могут быть соответственно всех трех возрастов.

Что касается возрастного соотношения между спилитовыми и лабрадоритовыми диабазами, то аналогично эффузивам, лабрадоритовые диабазы должны быть моложе спилитовых.

В байосской вулканогенной толще во многих местах были встречены гиперстеновые порфириды, образующие в верхней части толщи дайки и покровы. Отличаются они темно-серым, почти черным цветом и исключительной свежестью как гиалопилитовой основной массы, в которой стекло полностью сохранилось, так и фенокристаллов плагиоклаза. Эта свежесть пород заставляет думать, что их внедрение произошло по трещинам, где-то в самом конце батской складчатости, что позволило им избежать влияния интенсивных подводных изменений, способствующих формированию зеленокаменных серий. Характерно, что, как правило, эти гиперстеновые породы встречаются на южной (периферии) юрской эвгеосинклинали южного склона Большого Кавказа.

Интересно проверить, нет ли аналогичных пород в юрских вулканогенных толщах Малого Кавказа.

Интрузивный магматизм на Большом Кавказе имел место во время батской фазы складчатости, когда формировались Хевский и Келасурский гранитоидные массивы. На Малом Кавказе кроме среднеюрских должны быть еще и верхнеюрские интрузии, связанные с фазой складчатости, имевшей место в конце поздней юры. Такие интрузии, внедрившиеся в верхнеюрскую вулканогенную толщу, действительно существуют (Дашкесанский), но их считают нижнемеловыми. Логичнее допустить, что в раннемеловое время, когда не было ни интенсивного вулканизма, ни фазы складчатости, не могли внедряться и интрузивы.

С интрузиями связан вопрос о кислых эффузивах юрских толщ. Можно считать установленным, что интрузии приурочены к зонам воздымания в юрской эвгеосинклинали, а кислые эффузивы, как правило, образуют более или менее заметные горизонты в вулканогенной толще именно в этих же зонах поднятий. Основываясь на этом факте, а также учитывая почти полное тождество гранитоидов и кислых эффузивов, мы пришли к выводу, что эти горизонты кислых пород представляют собой эффузивную фацию интрузивного магматизма. Хорошие примеры этого имеются в Дзирульском и Келасурском массивах, где батские гранитоидные интрузии сопровождаются кварцпорфирами аналогичного с ними состава. Но еще более ярко эта связь проявляется на Малом Кавказе, где известная толща кварцевых плагиопорфиров позднебайосско-батского возраста встречается в районе развития т. н. среднеюрских интрузий. Из сказанного выше о верхнеюрских интрузиях логически вытекает, что с ними также могут быть связаны эффузивные фации. По-видимому, таковыми надо считать кварцевые порфиры верхней юры Кафанской зоны. По данным Э. Ш. Шихалибеги в верхней юре на территории Азербайджанской части Малого Кавказа нередко встречаются кислые эффузивы (устное сообщение).

Аналогичные взаимоотношения кислых интрузивов и эффузивов устанавливаются в верхнемеловых образованиях Карпат. Эти вопросы также требуют внимания исследователей.

3. Меловой вулканизм проявился как на Большом, так и на Малом Кавказе в геосинклиналях, зародившихся рядом с воздымающимися юрскими горными хребтами. При этом от поздней юры до альба наблюдается затишье вулканической активности. В пределах южного склона Большого Кавказа вулканизм продолжался в течение альба и сеномана. В Аджаро-Триалетской же геосинклинали вулканические толщи имеют альб-туронский возраст. Но в Севано-Акеринской зоне вулканическая активность проявилась лишь в сантоне. С этими продуктами верхнемелового вулканизма связаны выходы ультрабазитов, о геологической природе которых в настоящее время развернута дискуссия.

Наша задача провести детальное изучение этих образований с целью установить являются они магматическими телами, внедрившимися там, где мы их теперь находим, или они захвачены с больших глубин при мощных тектонических перемещениях.

Во всех трех отмеченных геосинклинальных зонах продукты вулканизма представлены преимущественно роговообманковыми порфирами и туфами андезитового состава.

В отличие от них на СЗ периферии Малого Кавказа в Сомхито-Кировабадской зоне вулканогенная толща сеноман-кампанского воз-

раста состоит из дацитов и альбитофиров. Эта зона представляет собой предгорный прогиб, в котором формирование магматических очагов, питавших меловой вулканизм, происходило в пределах коры, в условиях интенсивного влияния кислого материала.

Еще более своеобразной является турон-сеноманская толща натриевых щелочных оливиновых базальтов-трахитов, которая пока известна лишь в полосе Кутаиси-Цхакая в Грузии и в Агджакендском и Мартунинском прогибах в Азербайджане. В толще часто встречаются пикрит-базальты, реже фонолиты. С ними ассоциируются породы тешенит-камptonитовой группы, представляющие собой их субвулканическую фацию. Во всех трех случаях эти щелочные натриевые породы расположены на периферии Закавказского срединного массива и, видимо, связаны с разломами, заложенными на границе двух зон. Там, где рядом с этой зоной проходит полоса развития кислых пород Сомхито-Кировабадской зоны, часто наблюдается переслаивание дацитовых и оливин-базальтовых пород. Некоторые авторы их принимают за доказательство существования своеобразной пикрит-базальт-дацитовой ассоциации, не учитывая, что такого в природе, как известно, не может быть. Аналогичный пример смещения вулканогенных пород разного состава приводит Э. А. Лазаренко в Закарпатье (миоценовые андезиты и липариты).

На эти вопросы следует обратить внимание при дальнейших исследованиях продуктов мелового вулканизма.

4. В конце мела на Малом Кавказе имело место прекращение вулканизма, поэтому маастрихтский и кампан-датский ярусы представлены в карбонатной или флишевой фациях. Палеоцен также представлен флишем. Лишь в бассейне р. Алгети в Тетрицкаройском районе отмечены палеоценовые дациты и туфы. Здесь, как и в юре, появление кислых пород, по-видимому, обусловлено наличием срединного массива.

Интенсивный вулканизм проявился в эоцене Аджаро-Триалетской и Севанской геосинклиналей. Образовавшиеся молодые вулканогенные толщи, в основном, состоят из авгитовых порфиров андезит-базальт-андезитового состава. Но кроме них, преимущественно в районах развития интрузий, встречаются горизонты кислых пород, не редко содержащих колчеданное оруденение. По-видимому, аналогично юре Малого Кавказа, в эоцене также мы имеем дело с эффузивной фацией интрузивного магматизма. Наличие в эоценовых вулканических толщах горизонтов конглобрекций, содержащих обломки как интрузивов, так и оруденелых кислых эффузивов, помогает установить фазы внедрения интрузивов. Одни из них внедряются в среднеэоценовую толщу и их галька найдена в конглобрекциях, над которыми установлены слои с оверзской фауной (А. Т. Вегуни). Другая группа интрузий внедряется в оверзские отложения и их галька встречается в основании верхнего эоцена. Третья же группа залегает среди верхне-эоценовых пород, а их галька установлена в базальном конгломерате олигоцена.

Получается, что можно говорить о наличии в эоцене Малого Кавказа интрузий трех возрастов: предоверзского, предпозднеэоценового и предолигоценового. Эти данные должны быть проверены дальнейшими исследованиями. На периферии Аджаро-Триалетской и Севанской геосинклиналей в среднем и верхнем эоцене (а по мнению некоторых геологов и в олигоцене) формировались калиевые серии — оливиновые лейцитовые базальты, кали-базальты и трахиты, которые

сопровождаются силлами и штоками пород аналогичного состава (Гурийская подзона в Грузии, Памбак, западный Даралагез, Базумский хребет в Армении).

Особый интерес представляет эоценовый вулканизм Талыша, где вместе встречаются как калиевые серии, аналогичные указанным выше сериям Грузии и Армении, так и натриевые—анальцимовые оливиновые базальты и пикрит-базальты, напоминающие турон-сантонскую пикрит-базальт-трахитовую серию. Следует уточнить взаимоотношения этих двух серий с целью выяснения: являются они продуктами одного магматического очага или калиевая серия извергалась из очагов периферии Талышской геосинклинали, в то время как натриевая серия поступала из разломов, заложенных в смежном Закавказском срединном массиве.

В олигоцене вулканизм прекращается в большинстве геосинклиналей в связи с их замыканием. Но, в Нахичеванской АССР и в некоторых местах Армянской ССР установлены олигоценые вулканические толщи. Таким образом, нельзя говорить о полном прекращении вулканизма в олигоцене.

5. Молодой вулканизм Грузии от миоцена до антропогена включительно, по данным Н. И. Схиртладзе, также показывает закономерную приуроченность к разным тектоническим областям: андезито-риолитовые серии всегда распространены в молодых складчатых областях, а толеитовые базальты с небольшим количеством оливина встречаются в пределах срединных массивов. Это очень интересное положение нужно проверить и в других регионах. В связи с этим следует отметить, что вряд ли правильно мнение о принадлежности оливиновых базальтов Выгорлат-Гутинской гряды к последней фазе извержения кислых пород. Базальты появляются из разломов, достигших другого, более глубоко залегающего магматического очага.

Следует еще сказать, что при изучении вулканогенных толщ мало внимания уделяется их осадочному компоненту, который в некоторых разрезах играет ведущую роль. Его изучение важно для правильного понимания формационной природы вулканогенно-осадочного комплекса и условий его происхождения. Вместе с тем оно поможет выяснить результаты взаимодействия и взаимопроникновения в бассейне осадконакопления эндогенного и экзогенного материала — ведущих процессов в формировании вулканогенно-осадочных формаций и месторождений полезных ископаемых.

В заключение необходимо отметить, что геологами Кавказа, Крыма, Карпат проделана большая работа по изучению магматических формаций соответствующих регионов и составлению схемы их корреляции. Однако многие вопросы еще требуют изучения и доработки. Надо думать, что обсуждение этих вопросов на настоящем совещании поможет правильно ориентировать геологов на дальнейшие исследования, на улучшение методов картирования магматических формаций, на усиление работ по прогнозу поисков полезных ископаемых как магматогенного, так и вулканогенно-осадочного генезиса.

Мне представляется, что в число вопросов, заслуживающих первоочередных исследований, следует рекомендовать включить следующие:

1. Разработка схемы геологического развития регионов: выделение тектонических циклов, их этапов и стадий.
2. Дальнейшее изучение палеозойских магматических пород, определение их места и геотектонического положения. Выяснение воз-

возможного наличия среди магматических образований кристаллического ядра Большого и Малого Кавказа, помимо герцинитов, более древних продуктов магматизма, как это наблюдается в Карпатах.

3. По мезозойскому магматизму следует установить, имело ли место проявление вулканизма в триасе.

4. Имеются ли нижнеюрские образования на Малом Кавказе?

5. Проследить пространственное соотношение в юрских вулканогенных толщах кислых андезитов-дацитовых пород и более основных — андезитов-базальтовых для выяснения вопроса: — всегда ли первые из них приурочены к перифериям геосинклиналей?

6. Проверить всегда ли в спилито-порфировых толщах спилитовые породы слагают их нижние части или наблюдается переслаивание альбитовых и андезитов — лабрадоровых пород.

7. Нет ли в верхней юре Малого Кавказа образований, аналогичных породам верхнеюрской оливин-базальт-трахитовой серии, появившейся после батской орофазы в Грузии и в районе Туапсе?

8. Необходимо более тщательно изучить геологические условия залегания альбитовых и андезитов-лабрадоровых диабазов с одной стороны и авгитовых и уралитовых — с другой. Являются ли они в одной и той же тектонической зоне разновозрастными или различия в их составе обусловлены условиями их формирования?

9. Специального изучения заслуживает вопрос возраста т. н. нижне-меловых интрузий Малого Кавказа, поскольку в соответствии с тектоно-магматическим анализом они должны быть верхнеюрскими.

10. Следует уточнить пространственные отношения меловых толщ дацито-альбитофировой и пикрит-базальт-тешенитовой, встречающихся совместно в Сомхито-Кировабадской зоне. Они не могут быть дифференциатами одной исходной магмы, а представляют продукты вулканизма двух разных, но смежных тектонических зон.

По кайнозойскому магматизму следует уточнить место кислых пород в палеогеновых вулканогенных толщах — появляются ли они многократно в течение эоцена и не связаны ли с зонами воздымания в геосинклиналях?

11. Щелочные породы — лейцитовые базальты, калибазальты и трахиты появляются только в конце палеогена, как это наблюдается в Севано-Акеринской зоне Армении, или они изливались также в позднем и даже в среднем эоцене, как видно на примере Аджаро-Триалетской геосинклинали в Грузии.

12. Какое положение занимает Талыш в тектонической структуре Малого Кавказа? Представляет ли он северную периферию Севано-Карабахской зоны, или продолжает Аджаро-Триалетскую зону.

На эти вопросы необходимо найти ответы. Дальнейшие детальные исследования магматических образований Кавказа, Крыма, Карпат должны оказать содействие в решении этих и других проблем закономерностей развития магматизма этих регионов.

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, Р. С. БАГИРОВА

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ МАЛОГО КAVКАЗА

Орогенный вулканизм имеет широкое развитие на Малом Кавказе и проявился в период от олигоцена до антропогена. Детальные исследования позволили выявить изменение состава вулканитов, механизм их формирования и кальдеры прогибания, с последующим образованием дополнительных каналов, эволюцию магматического расплава; уточнить стратиграфическое положение ряда вулканогенных серий не только по геологическим и геохронологическим данным, но и с применением методов математической статистики; выявить различные типы оруденения, ассоциирующие с отдельными вулканогенными сериями.

Орогенный этап делится на раннеорогенную (олигоцен — миоцен) и позднеорогенную (плиоцен — антропоген) стадии.

Раннеорогенная стадия характеризуется дифференцированным блоково-глыбовым воздыманием, сопровождающимся образованием гранитоидного батолита и более мелких интрузий, возникновением краевых и внутренних прогибов. Так, в Араксинской зоне в раннем и среднем олигоцене происходит последовательное смещение Ордубадского прогиба к западу и юго-западу (инверсия геосинклинали), сопровождающееся субаэральным вулканизмом, складчатостью и внедрением в присводовой части Зангезурского поднятия Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита. В позднем олигоцене—раннем миоцене Ордубадский синклинирий переместился на крыло Шаруро-Джугьфинского антиклинория с образованием Нахичеванского наложенного прогиба. Слабый вулканизм в этом прогибе проявился в раннем миоцене (конец аквитана) как в виде эксплозивных продуктов андезитового состава в краевых более глубоких его частях (Каширдаг — Хачапарах и Карабулаг — Сада-рак), так и в виде экструзивных андезитовых куполов (Караджалал, Сурамалик и др.).

В позднеорогенной стадии развития происходит усиление тектонических движений, обусловившее новые поднятия; Малый Кавказ вступил в континентальную фазу с интенсивным локальным вулканизмом и развитием прерывистых пологих брахиантиклинальных складок. В антропогене закладывается речная сеть, формируется современный рельеф и проявляется четвертичный вулканизм, характеризующийся мощным излиянием лав андезито-базальтового состава.

РАННЕОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

В раннеорогенной стадии выделяются две фазы вулканизма: 1) ранне-среднеолигоценовая; 2) позднеолигоценово-позднемиоценовая (рис. 1).

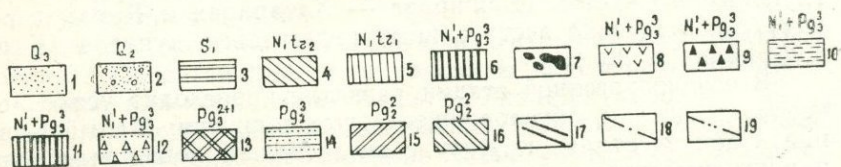
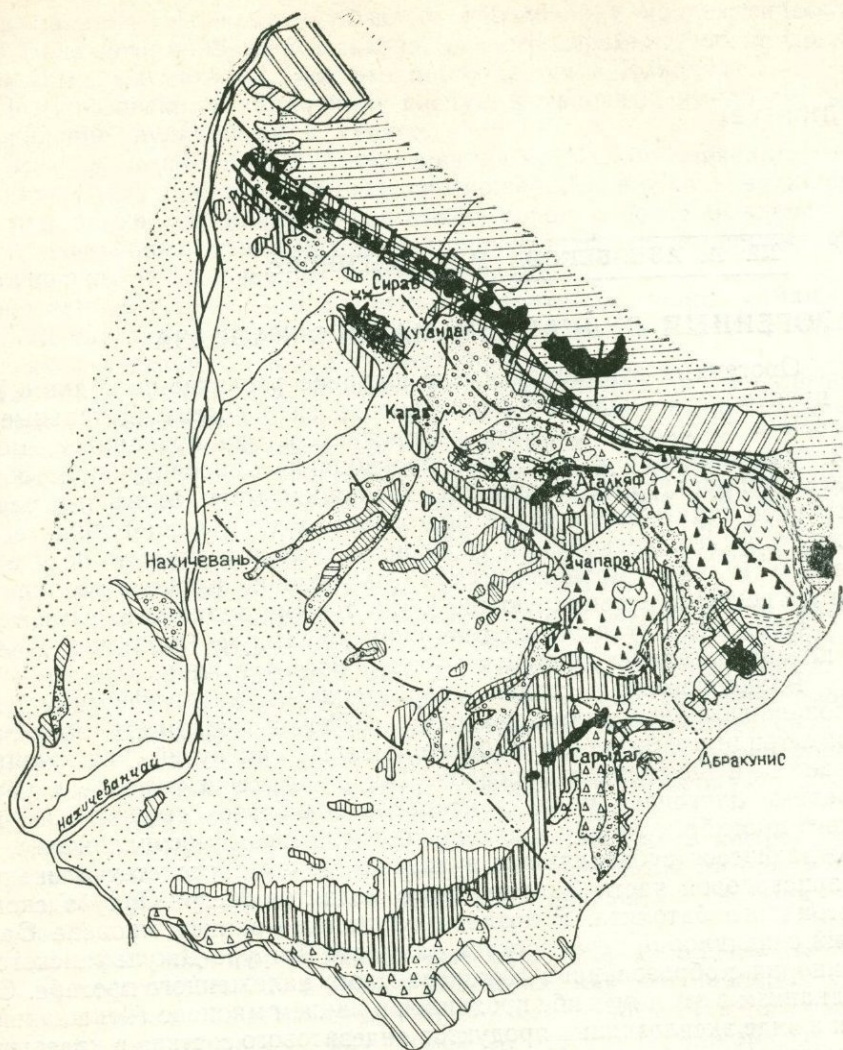


Рис. 1. Схематическая карта раннеорогенных эффузивов и их экструзивов северо-восточного борта Нахичеванского прогиба

1 и 2 — Четвертичные отложения. 3—6 — Молассовые гипсо-соленосные отложения верхнего и среднего миоцена. 7—10 — Лавы и пирокласты андезитов и их экструзивов раннего миоцена — позднего олигоцена. 11 — 12 — Карбонатно-терригенные отложения нижнего миоцена. 13 — Вулканогенная толща среднего и нижнего олигоцена. 14 — 16 — Осадочно-вулканогенные толщи верхнего и среднего эоцена. 17 — Шовные разломы. 18—19 — Складчатые структуры.

Продукты ранне-среднеолигоценового вулканизма представлены туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфогравелитами с редкими потоками андезитов. Они получили широкое развитие в южной и юго-западной частях Ордубадского синклинория между Неграмским плато и нижним течением р. Алинджачай, горы Даррыдаг и сс. Бананияр и Норашен. К западу и северо-западу они прослеживаются узкой полосой вдоль северного борта Нахичеванского прогиба и доходят до бассейна Джагрычая. Наблюдается следующая смена вулканизма по вертикали: в нижней части наибольшее развитие имеют туфобрекчии, в средней — туфогравелиты и в верхней вновь появляются туфобрекчии-туфоконгломераты. По размеру обломков они грубо-мелко- и среднеобломочные и представлены роговообманковыми, авгитовыми и биотит-роговообманковыми андезитами.

Вторая фаза раннеорогенного вулканизма связана с формированием раннемиоценовых структур, среди которых в пределах Араксинской зоны выделяются Даррыдагское, Агкаинское и Каракузейское поднятия и Нахичеванский, Парадашский и Норстиркешский прогибы. Из этих структур только Нахичеванский прогиб, выполненный верхнеолигоценово-миоценовыми молассовыми отложениями, формировался по расколу фундамента (краевого глубинного разлома), проходящего вдоль северного его борта, срезая породы от нижнего до среднего девона включительно. Слабый вулканизм в этом прогибе проявлялся в раннем миоцене (в конце аквитана) как в виде эксплозивных продуктов андезитового состава в краевых более глубоких его частях (Каширдат—Хачапарах и Карабулаг—Садарак), так и в виде экструзивных (в том числе и автокластитовых) андезитовых куполов (Караджалал, Сурамалик, Кутандаг, Гуюлыдаг, Карадаг, Халхал), цепочечно расположенных вдоль названного глубинного разлома в северном борту прогиба. Формирование поднятий и прогибов хотя и было обусловлено орогенными мио-плиоценовыми движениями, однако в строении их принимают участие уже дислоцированные до миоцена отложения — верхнемелового-палеогенового структурного этажа. Характерной особенностью всех молодых поднятий (Даррыдагского, Агкаинского и Каракузейского) является погружение их шарниров к центральной части Ордубадского синклинория и воздымание к смежным Шаруро-Джюльфинскому антиклинорию и Зангезурскому поднятию. Причем западные борта этих поднятий скошены к югу сильнее, чем восточные, а южные — осложнены разрывами (надвигами, взбросами, сбросами), мелкими пучками складок, направление которых совпадает с простиранием поднятий.

В конце миоцена — начале плиоцена (мэотис — понт) произошло замыкание Нахичеванского прогиба, и в результате складчатости область полностью вступила в континентальную фазу развития.

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

В этой стадии выделяются раннеплиоценовая, позднеплиоценовая и антропогеновая фазы вулканизма. При переходе от одной фазы к другой характер вулканизма, его интенсивность, состав продуктов и пространственное размещение зон вулканической активности внутри различных тектонических зон Малого Кавказа испытывают заметные изменения (рис. 2).

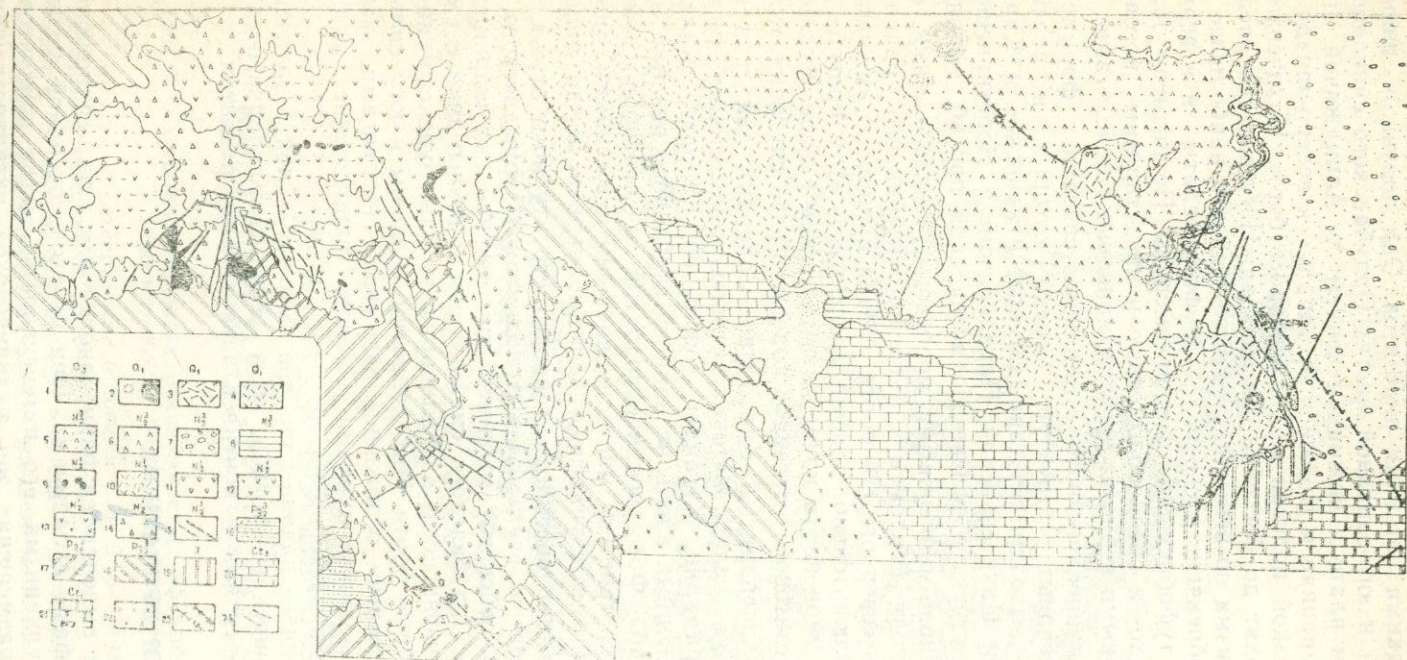


Рис. 2. Схематическая карта орогенных вулканотектонических структур юго-восточного Зангезура и Сюникского нагорья.

Антропоген: 1 — аллювиальные и пролювиальные отложения, 2 — шлаковые конусы, 3 — долеритовые базальты, 4 — андезито-базальты.

Поздний плиоцен: 5 — трахиандезиты, 6 — андезиты, 7 — вулканические конгломерато-брекчии, 8 — диатомиты.

Ранний плиоцен: 9 — корневые зоны, 10 — андезито-базальты, 11 — пироксеновые андезиты, 12 — пироксен-биотит-роговообманковые андезиты, 13 — роговообманковые андезиты, 14 — пирокластические породы, 15 — разломы.

Верхний эоцен: 16 — осадочная толща.

Средний эоцен: 17 — туфоконгломератовая толща, 18 — вулканогенно-осадочная толща, 19 — юра, 20 — верхний мел, 21 — нижний мел, 22 — интрузии, 23 — разломы глубинного заложения, 24 — локальные разломы кальдер.

Раннеплиоценовый вулканизм центрального типа Зангезура и Даралагеза породил мощную (до 1000 м) биченагскую наземную вулканогенную серию, полого залегающую на сnivelированной поверхности среднего эоцена. Эта серия вулканитов Биченага складывается в основном из двух горизонтов: нижнего — пирокластического (150—450 м) и верхнего — лавового (300—600 м).

Пирокластический горизонт в районе Кюки и Такалик имеет мощность 300 м, в районе Батабат (разрезы гор Агри-даг и Кечал-тапа) увеличивается до 450 м и к востоку от него резко уменьшается до 150 м (Гонаг—Гермес); в районе Гиджазур мощность пирокластического горизонта составляет 410 м, у горы Сальвард — 150 м.

Лавовый горизонт наибольшую мощность имеет в районе горы Кюки (600 м); в разрезе горы Такалик она уменьшается до 300 м; в районе Батабат мощность ее изменяется от 450 м (на севере гор Агри-даг и Кечал-тапа) до 320 м (на востоке горы Гонаг—Гермес); в районе горы Сальвард составляет 300 м.

Раннеплиоценовая серия вулканитов сложена продуктами деятельности трех основных вулканов: Кюки-Зернель, Батабат, Гиджазур и ряда дополнительных центров (концентрически расположенных вокруг них), образующих кальдеры обрушения.

2813
Кальдера Кюки-Зернель, расположенная на юго-восточном склоне Даралагезского хребта, имеет в поперечнике 10 км с высотой обрывов на западе 367 м, на севере 470 м, на востоке 663 м. Формирование ее происходило в следующей последовательности: 1) образование главных жерл Кюки и Зернель и эксплозии пирокластического материала; 2) излияние лав роговообманковых андезитов; 3) внедрение кольцевых даек роговообманковых андезитов и закупорка главных жерл выжатыми куполами Кюки и Зернель андезито-дацитового состава; 4) образование кальдеры обрушения и радиальных разломов с возникновением дополнительных каналов (Кюки-даг, Синор, Язюрт, Качал-даг, Кавирли, Такалик), через которые изливались биотит-пироксен-роговообманковые андезиты; 5) закупорка дополнительных каналов лавовыми пробками.

Другая кальдера — Батабат, (рис. 3), расположенная на перешейке Даралагезского и Зангезурского хребтов, имеет в поперечнике 5 км и высоту обрывов 532 м на севере и 482 м на востоке, юго-западная стенка кальдеры размыта. Механизм деятельности вулкана Батабат следующий: 1) образование главного жерла на месте современных озер и выбросы пирокластического материала, сопровождающиеся вначале образованием лахаровых конгломератов; 2) излияние лав роговообманковых андезитов; 3) внедрение пластового интрузива Агдабан биотит-пироксен-роговообманкового андезита и закупорка главного жерла; 4) образование кальдеры обрушения и радиальных трещин; 5) образование дополнительных каналов на Гонаг—Гермес с излиянием лав пироксеновых андезитов; 6) образование купола истечения на Гонаг—Гермес андезито-базальтового состава и закупорка дополнительных каналов лавовыми пробками оливиновых базальтов.



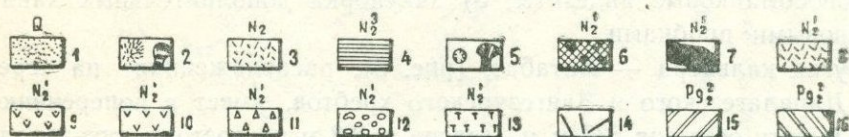
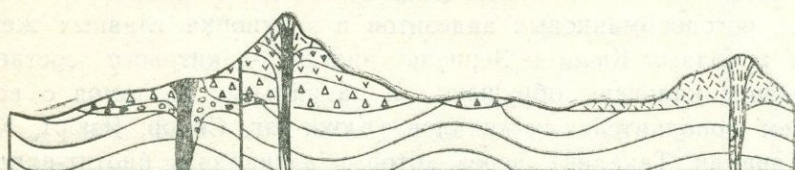
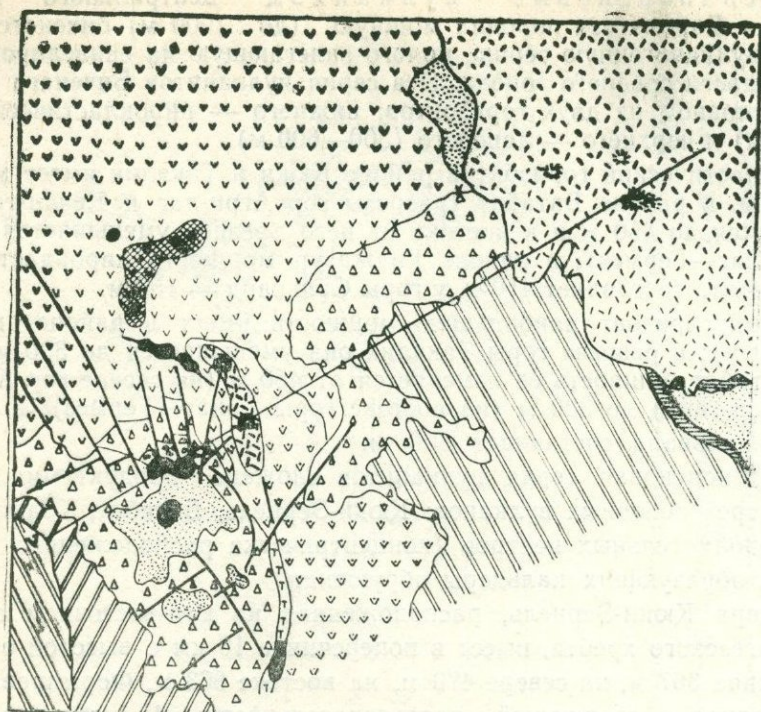


Рис. 3. Кальдера Батабат. Ранний плиоцен.

1 — Четвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения.

Антропоген: 2 — шлаковые конусы, 3 — андезито-базальты, 4 — диатомиты.

Ранний плиоцен: корневые зоны; 5 — лавовые пробки оливинных базальтов, 6 — пироксен-биотит-роговообманковый андезит интрузива, 7 — пироксеновый андезит экструзива, 8 — андезито-базальт купола истечения. Лавовая фация; 9 — пироксеновый андезит; 10 — роговообманковый андезит. Пирокластическая фация: 11 — вулканические конгломерато-брекчин, 12 — лавовые конгломерато-брекчин, 13 — туфы, 14 — разломы.

Средний эоцен: 15 — туфо-конгломератовая толща; 16 — вулканогенно-осадочная толща.

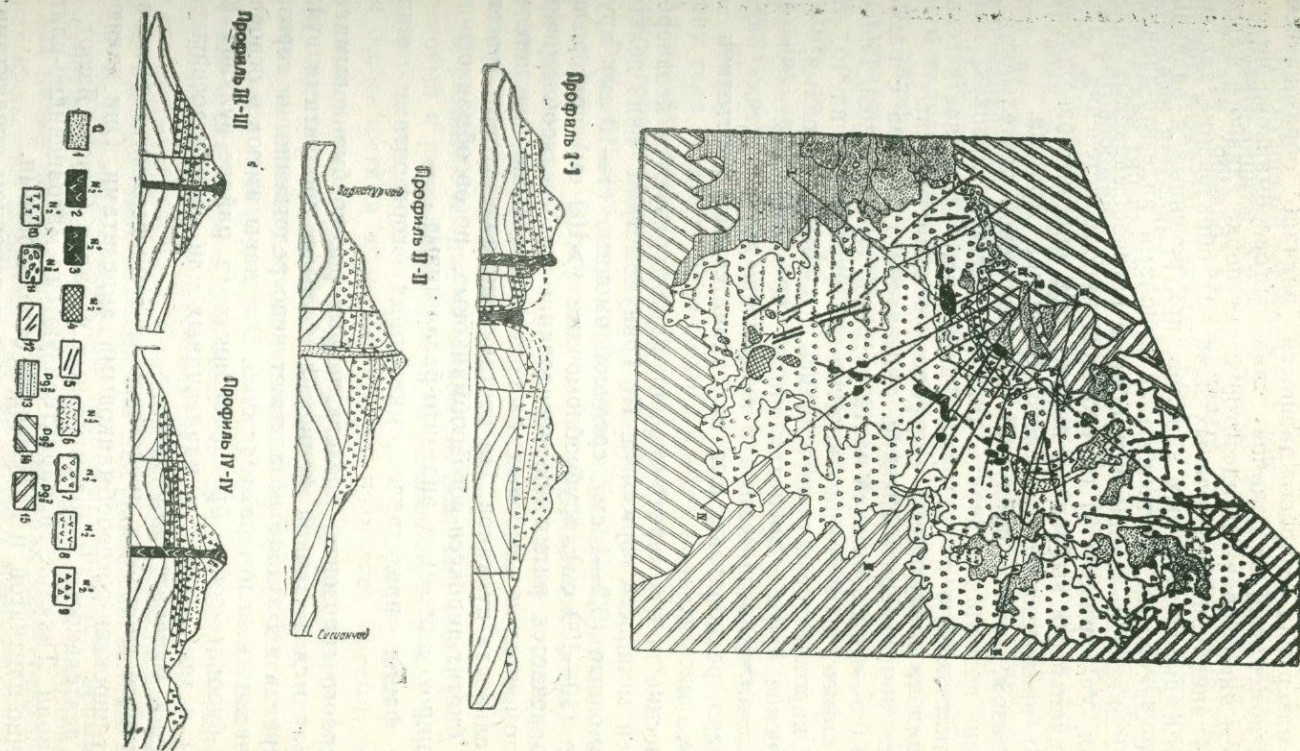


Рис. 4. Кальдера—Гиджаур. Ранний плиоцен: 1 — четвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения. Ранний плиоцен: Экструзивный генетический тип: 2 — лавовые пробки андезитов; 3 — выжатые купола андезито-дацитов; 4 — интрузии; 5 — дайки. Лавовая фация: 6 — купола истечения андезито-базальтов; 7 — пироксеновые андезиты; субвулканический генетический тип: 8 — роговообманково-пироксеновые андезиты. Пирокластическая фация: 9 — вулканические конгломерато-брекчии; 10 — туфы, 11 — лахаровые вулканические конгломерато-брекчии, 12 — разломы. Верхний эоцен: 13 — осадочная толща. Средний эоцен: 14 — туфо-конгломератовая толща; 15 — вулканогенно-осадочная толща.

Третья кальдера обрушения — Гиджазур (рис. 4), расположенная на юго-западном склоне Зангезурского хребта, имеет в поперечнике 12 км, ограничена обрывами высотой 459 м на востоке, 759 м на юге, северо-западная стенка кальдеры размыта. Механизм образования кальдеры следующий: 1) образование главного жерла и выброс пирокластического материала, сопровождавшиеся вначале образованием лахаровых конгломератов; 2) излияние лав роговообманково-пироксеновых, а затем пироксеновых андезитов и закупорка главного жерла последними; 3) внедрение радиальных даек; 4) образование кальдеры обрушения и дополнительных каналов, приуроченных к радиальным разломам, закупорка их выжатыми куполами андезито-дацитов (Джин-даг, Гелин-гая) и лавовыми пробками роговообманковых андезитов (Джамал, Уч-Гардаш); 5) образование купола истечения Сальвард с первоначальными выбросами пирокластов андезито-базальтового состава; 6) внедрение долеритового интрузива Араджи.

Таким образом, анализ продуктов вулканической деятельности в раннем плиocene позволил выделить пирокластическую, лавовую, жерловую, субвулканическую и экструзивную фации. Пирокластическая фация представлена следующими морфологическими типами:

Лахаровые конгломерато-брекчии андезитового состава с размером обломков 0,5—4 см в нижней части и 10—50 см в верхней. Глинисто-пепловый цемент и окатанность обломков указывает на то, что выбросы этих пирокластов сопровождались грязевыми потоками.

Вулканические туфы, представленные кристаллокластическими, лито-витро-кристаллокластическими и пизолитовыми разностями андезитового состава, располагающиеся на значительном расстоянии от вулканических центров.

Вулканические конгломерато-брекчии характеризуются неоднородностью по всей мощности горизонта. По гранулометрии они делятся на мелкообломочные (0,2—1 см), среднеобломочные (1—10 см), крупнообломочные (10—100 см), грубообломочные (>100 см) подгоризонты. Причем отмечается ритмичное чередование от мелкообломочных до крупнообломочных и глыбовых разностей, показывающее цикличность в деятельности вулканов. По составу они андезитовые (роговообманковые, биотит-пироксен-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, пироксеновые) и андезито-базальтовые.

Лавовая фация представлена четырьмя горизонтами (снизу вверх):

Лавы первого горизонта, представленные роговообманковыми андезитами, являются в данной фации начальными продуктами вулканов Кюки-Зернель и Батабат и залегают непосредственно на горизонтах вулканических конгломерато-брекчий. Эти лавы имеют в основном вид потоков буровато-серых брекчированных (в районе вулкана Кюки-Зернель) и темно-серых миндалевидных или тонкополосчатых (в районе вулкана Батабат) андезитов.

Лавы второго горизонта представлены темносерыми порфировидными биотит-пироксен-роговообманковыми андезитами. Они являются продуктами деятельности дополнительных каналов Синор, Язюрт, Кечалдаг, Кавирли, Такалик и характеризуются матрацевидно-плитчатой, подушечно-плитчатой и подушечной отдельностями.

Лавы третьего горизонта, являющиеся в основном продуктами деятельности вулкана Гиджазур, относимые к покровному типу, имеют плитчатую отдельность и представлены в нижней части роговообман-

ково-пироксеновыми и в верхней части пироксеновыми андезитами. Лавы, слагающие куполы истечения Гонаг-Гермез и Сальвард, представлены андезито-базальтами. Корневые образования вулканических центров включают генетические типы экструзивных, субвулканических и жерловых образований.

Экструзивный генетический тип представлен выжатыми куполами (андезито-дациты Кюки, Зернель, Гелин-гая, Джин-даг), лавовыми пробками (обычно закупоривают дополнительные каналы Синорт, Язюрт, Кюки-даг, Такалик, Кечал-даг, Кавирли, Джамал, Уч-Гардаш), куполами истечения (Гонак-Гермез, Сальвард). Субвулканический генетический тип включает радиальные и кольцевые дайки, представленные роговообманковыми андезитами, мощностью 1—6 м, протяженностью до 3 км (Гиджазур, Канлы-Гель), а также пластовой интрузией Агдабан, расположенной на северном склоне вулкана Батабат (длиной до 2 км, шириной 0,5 км), сложенной пироксен-биотит-роговообманковыми андезитами.

Интрузив Араджи приурочен к крупному разлому северно-западного направления. Площадь его 10 км². В плане имеет форму изогнутого эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении. Породы интрузива секут вмещающие лавы на юге под углом 70—80°, а на севере — 60—70°. На глубине морфология его более сложна, о чем можно судить по ряду апофиз, расположенных вокруг него. Для самого интрузива характерна столбчатая и радиально-столбчатая отдельность. Породы, слагающие интрузив представлены долеритом.

Жерловый генетический тип представляет собой уходящие в глубину тела, которые заполняют главные каналы. Они отмечены в вулканических центрах Батабат и Гиджазур, выступают кольцеобразно в виде грибов вокруг озер, заполняющих кратер.

Раннеплиоценовый (или миоплиоценовый) вулканизм Севано-Карабахской зоны проявился в Кельбаджарской наложенной мульде. Продукты его залегают резко трансгрессивно с размывом и угловым несогласием на интенсивно дислоцированных породах позднегеосинклинального вулканизма.

В развитии позднеорогенного вулканизма выделяются позднемиоценовый и раннеплиоценовый, отличающиеся между собой условиями формирования, петрографическими, петрохимическими и геохимическими особенностями вулканитов, что позволяет рассматривать их, как различные вулканические формации. К более ранней (позднемиоценовой) относится липаритовая формация Агджагызы, а к более поздней (раннеплиоценовой) — андезитовая формация Басаркечара, характеризующаяся перемежаемостью пирокластов и лав среднего и кислого состава с осадочными отложениями при резко подчиненном значении последних. Устанавливается изменение состава вулканитов снизу вверх от среднего к кислому с преобладанием последних над первичными; а также преобладание пирокластов над лавовыми излияниями.

К корневым генетическим типам липаритовой формации относятся субвулканические, экструзивные и жерловые образования. Первые из них имеют широкое развитие в пределах зон Тертерского и Лачин-Башлыбельского разломов, где они слагают многочисленные дайки, силлы и штокообразные тела, диорит-порфиров, кварц-диорит-порфиров, андезитов, андезито-дацитов, дацит-липаритодацитов, липаритов и грахилипаритов имея резкий контакт с вмещающими породами.

Раннеплиоценовый наземный вулканизм Севано-Карабахской зоны выражен в основном андезитами и менее дацитовыми стратовулканами, иногда с кальдерами прогибания и разрушения (Конгурская, Эллиджинская) и близкоодновременной деятельностью магматических камер различного состава. В пределах поднятий ареальный вулканизм характеризуется относительно малыми вулканическими конусами, одинаковым составом вулканитов, извержением направленных взрывов и деятельностью дополнительных кратеров.

В пределах Кельбаджарской мульды выделяется ряд крупных (Кочдагский, Истибулагский, Кылынчлинский, Комурдагский) кальдер (Конгурская, Эллиджинская) и относительно мелких (Истибулагский, Агяльский, Гелбининский, Алоларский, Татларский, Баш-Карачанлинский) андезитовых и дацитовых вулканических конусов и нектаров. Коническое строение этих вулканических построек, многократная смена вулканокластов с лавами и широкое проявление среди вулканитов шлаков, свидетельствуют о ритмичности вулканического процесса, сопровождавшегося выбросами раскаленных рыхлых продуктов.

Продукты раннеплиоценового вулканизма объединяются в андезитовую формацию Биченага, в которой выделяются лавовые (андезиты, андезито-дациты, редко дациты), пирокластические (преимущественно андезитовые агломератовые туфы), субвулканические (дайки и штокообразные тела дацитов и андезито-дацитов) и жерловые (трубообразные тела брекчиевых лав) образования. Для пирокластических образований характерно отсутствие слоистости, а также сортировки материала. Размер обломков уменьшается с удалением от вулканических центров.

Поздний плиоцен слагается сисианской диатомитовой, акеринской туфогенно-осадочной, герюси-ишихлинской вулканогенной толщами, которые ингрессивно залегают на размытых горизонтах юры, мела, эоцена. Изучением этого комплекса пород на протяжении многих лет занимались К. Н. Паффенгольц, А. И. Соловкин, А. А. Габриэлян, Э. Ш. Сихалибейли, Д. П. Исаханян, А. М. Иманов, А. Г. Сеидов, Н. В. Пашалы и др. Вулканизм этого времени связан с общим сводово-глыбовым воздыманием Малого Кавказа, в том числе Зангезура и Даралагеза, сопровождавшимся оживлением ранних и появлением новых глубинных разломов (Ишихды-Акеринский, Анкаван-Сюникский) и вспышкой вулканизма центрально-трещинного типа. Наиболее крупными вулканами этого времени являются Ишихлы, Кызыл-богаз, Цхук, продукты деятельности которых характеризуются сильными эксплозиями, в результате которых были сформированы вышеуказанные толщи.

В самом начале эксплозивной деятельности вулкан Ишихлы выбрасывал пепловый материал, который отлагался в пресноводных озерах Сюникского нагорья, впоследствии послуживший источником произрастания диатомитовых водорослей. Это подтверждается тем, что минералогический состав вулканических пеплов, отмеченных в нижней части диатомитов аналогичен низам пирокластических выбросов вблизи вулканического центра Ишихлы. Возраст пеплово-диатомитовой толщи по заключенной в ней фауне и флоре (определения В. В. Богачева, А. П. Жузе, А. Л. Тахтаджяна, В. М. Владимирова) определяется как позднеплиоценовый (акчагыльский).

На востоке вблизи с. Уруд сисианская пеплово-диатомитовая толща фациально переходит в пирокластическую герюсинскую, являю-

щуюся продуктом деятельности того же вулкана Ишихлы. Этот переход происходит через туфовые горизонты, проявляющиеся в диатомитовых отложениях в разрезе названного селения. К востоку и северо-востоку от него происходит полное замещение этих отложений герюсинскими пирокластами, представленными туфами и вулканическими конгломерато-брекчиями андезитов.

Продукты эксплозивной деятельности вулкана Ишихлы сыграли также важную роль в образовании акеринской и герюсинской серий. Причем это происходило для герюсинской серии, начиная с акчагыльского (по синхронности ее образования с пеплово-диатомовой серией) и закончилась, очевидно, в начале апшеронского века (по продолжавшемуся накоплению эксплозивных продуктов вулкана). Образование акеринской серии, как подстилающей герюсинскую, происходило несколько раньше, охватывая, очевидно, время от конца среднего плиоцена до начала акчагыла.

Нижняя часть акеринской серии, развитой в бассейне рек Акеры, Гориси, Ахоглана, сложена гравийно-галечниковым материалом, обломки которого представлены андезитами и более древними литокластами. Накопление последних происходило в результате поднятия и размыва пород кратера вулкана. В дальнейшем сила его эксплозии значительно возросла, что фиксируется наличием в средней части акеринской серии большого количества пирокластов (туфы и туффы андезитов), которые ближе к центру вулкана Ишихлы перекрываются вулканитами герюсинской серии. Последняя, как и акеринская, в этой части вулкана представлена крупно-грубообломочными вулканическими конгломерато-брекчиями, размер обломков которых значительно увеличивается по мере приближения к его центру. В разрезах же, расположенных на большом удалении от этого центра, вулканический материал этой серии резко уменьшается до полного исчезновения.

Эксплозивная деятельность вулкана Ишихлы после выбросов пирокластов герюсинской серии постепенно ослабевает и прерывается небольшими лавовыми излияниями андезитов, прослеживающихся к северо-востоку от г. Горию до с., Садунлар. Выше них отмечается вновь горизонт вулканических конгломерато-брекчий, чем и заканчивается эксплозивная деятельность этого вулкана, сменяясь мощными излияниями лав трахиандезитов, образовавших, так называемую, ишихлинскую серию позднеплиоценового (позднеапшеронского) возраста.

На пространственную связь ишихлинской серии с герюсинской указывает не только их структурное положение, но и постепенный переход в составе их вулканитов пилотакитовых роговообманковых андезитов в низах к микролит-флюидалным пироксен-роговообманковым трахиандезитам в верхах, которыми завершается позднеплиоценовый вулканизм на Сюникском нагорье.

Четвертичный вулканизм, проявившийся после вулканической активности плиоцена и кратковременного затишья, приурочен к сейсмоактивным зонам, занимающим в неотектоническом этапе поднятое положение, обусловленное дифференцированными сводово-глыбовыми движениями. На их фоне получили развитие наложенные прогибы, имеющие поперечную ориентацию по отношению к основным структурно-формационным зонам мегантиклинория Малого Кавказа. Зоной активного вулканизма в Азербайджане является Кельбаджарская мульда с переходом в сопредельные районы Армении и Грузии — Сисианскую, Севанскую и Цалка-Ахалцихскую грабенообразные депрессии.

Многократные вспышки вулканизма позволили выделить четыре стадии (ранне-, средне- и позднеплейстоценовые и голоценовую) вулканической активности, разделенные периодами покоя. В каждой стадии эксплозивная деятельность сменяется лавовыми излияниями, представленными породами от андезитов к андезито-базальтам — базальтам и их оливиновым разностям. Продукты эксплозии сложены вулканическими бомбами, шлаками, лапиллями, вулканическими песками и агглютинатами. Четвертичные лавы андезито-базальтов и долеритовых базальтов развитых на Сисианском и Ераблурском плато Сисианского вулканического нагорья, а также на вершине горы Кечалдаг (Ишихлы), непосредственно залегают на размытой поверхности пород юры, мела, эоцена и несогласно перекрывают диатомитовую толщу и герюси-ишихлинскую вулканогенную серию. Корни излияний андезито-базальтовых лав приурочены к зоне параллельных разломов северо-восточного направления, которые отчетливо прослеживаются в герюси-ишихлинской серии и исчезают под лавами андезито-базальтов.

Долеритовые базальты на вершине горы Кечалдаг, лежащие на лавых трахиандезитов, близки по составу породам шлаковых конусов, что указывает на их более молодой возраст относительно андезито-базальтов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Орогенный вулканизм характеризуется специфичностью химизма. Изменчивость пород по степени насыщенности кремнекислотой и щелочами, как бы отражают геохронологическую последовательность и структурное положение наземных вулканических серий и отличительные признаки, характерные для орогенного заключительного вулканизма Малого Кавказа. Анализ петрохимических особенностей вулканитов орогенной стадии дается на основании 44 полных силикатных анализов, из которых 20 принадлежат авторам. Вычислены числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и составлены векториальные и вариационные диаграммы по всем этапам орогенного вулканизма (табл.).

Ранне-среднеолигоценовые вулканиты Араксинской зоны по средним числовым характеристикам сопоставляются со слюдистыми андезитами по Р. Дэли. В породах присутствует избыточное количество алюминия. Сумма щелочей несколько занижена при преобладании натрия над калием.

Нижеплиоценовые вулканиты Араксинской зоны по средним числовым характеристикам соответствуют слюдяным андезитами по Р. Дэли. Сумма щелочей занижена при преобладании натрия над калием. Субвулканические интрузивы этого этапа по среднечисловым характеристикам А. Н. Заварицкого соответствуют кварцевому диориту по Р. Дэли. В них отмечается незначительное увеличение содержания феррических компонентов, заниженность железистости и завышенность извести. Натрий преобладает над калием.

Раннеплиоценовые субвулканические образования прибортовой зоны Нахичеванского прогиба по этим же характеристикам соответствуют роговообманковым андезитами по Р. Дэли.

Химизм миоплиоценовых вулканитов Кельбаджарской наложенной мульды по степени насыщенности кремнекислотой, характеризуется свойствами для каждой формации признаками. Состав липарито-

ной формации охватывает диапазон от андезитов до липаритов, а андезитовой — от андезитов до дацитов. По средним числовым характеристикам они представляют собой типичные известково-щелочные породы, изменяясь от типа Пеле до типа Йеллоустонского парка и часто аналогичны типам Лассен-Пик.

Обе стадии рассматриваемого вулканизма существенно различаются между собой степенью дифференциации магмы. В первой стадии дифференциация протекала гомодромно. Второй стадии свойственна близкосодействующая деятельность вулканов, питавшихся из магматических камер различного состава при гомодромной дифференциации магмы этих камер. Развитие довольно разнообразных вулканизов андезит-липаритового ряда связано со сложным, длительным действием магматической кристаллизационной дифференциации, ассимиляции, расплава при неоднократном продвижении магмы путем выплавления окружающих пород, а также тектонических условий и характера извержений.

В четвертичных вулканизах щелочность несколько уменьшается и почти приближается по содержанию к вулканизам завершающих импульсов раннего плиоцена ($a=12,81$). Количество кремнезема значительно уменьшается: вначале в андезито-базальтах колеблется в пределах 51, 70—55,20% и резко падает в конце четвертичного вулканизма в шлаковых базальтах до 48,76—46,12%.

Сопоставление средних величин химических анализов показывает, что с уменьшением кремнезема, увеличивается количество глинозема и фемических компонентов, что вполне согласуется с минералогическим составом пород, т. е. увеличением номера плагиоклаза (от 29 до 58) и изменением фемических минералов по линии биотит-роговая обманка — авгит — диопсид — гиперстен — энстатит — оливин.

Анализ петрохимических данных вулканогенных серий показал, что дифференциация базальтовой магмы происходила на протяжении всего орогенного процесса по линии андезито-дацит — андезит — андезито-базальт — трахиандезит — андезито-базальт — базальт.

При сравнении вулканогенных серий и при уточнении их возраста, наряду с изучением комплекса качественных признаков (петрография, геоморфология и т. д.) целесообразно привлекать к исследованию и их количественные показатели, отраженные в петрохимическом составе. Учитывая, что химизм в породах орогенного вулканизма изменяется в результате эволюции магмы, информации о содержании окислов, обработанные методами математической статистики, были использованы при решении ряда вопросов. Проведенные исследования основаны на опыте работ Р. Л. Миллера и С. Дж. Канна, У. Крамбейна и Ф. Грейбилла, Дж. Гриффитса, А. Б. Вистелиуса, Д. А. Родионова, В. Н. Бондаренко, В. В. Кепежинскас, В. А. Кутолина, В. А. Воробьева, И. И. Абрамовича, В. В. Груза и др.

Статистические методы были применены при уточнении разделения раннеплиоценовой вулканической деятельности на четыре подфазы, установленные по качественным признакам (по составу лав). С этой целью взяты 33 полных силикатных анализа вулканизов, по которым составлены выборочные совокупности окислов по фазам. С целью установления надежности и точности вычисления статистических показателей были выполнены расчеты по определению минималь-

но необходимого количества анализов, которые показали, что во всех рассматриваемых нами выборках количество данных является достаточным для сравнительного анализа. Анализы взяты по принципу случайного отбора и поэтому выборки должны считаться представительными. По этим выборкам помимо средних значений, подсчитаны показатели рассеяния (дисперсии, среднеквадратические отклонения, коэффициенты вариации) и построены кривые распределения, свидетельствующие о достаточной их однородности. Вычисленные значения критерия Колмогорова показали, что распределения по всем выборкам подчиняются нормальному (Гауссовскому) закону.

Сравнение средних значений окислов различных фаз осуществлено с помощью дисперсионного анализа, который выявил, что вычисленные значения критериев Фишера по всем выборкам, при 95% уровне достоверности, существенно отличаются друг от друга.

При сравнении выборочных совокупностей по дисперсиям, учитывая различный объем выборок окислов, был применен критерий Бартлета. Вычисленные значения этого критерия составляют 8,25 — 10,15. Допустимое значение равно 7,8, т. е. гипотеза о равенстве дисперсий во всех случаях также должна быть отвергнута.

Таким образом, было установлено, что выборочные совокупности окислов в сравниваемых объектах как по среднему значению, так и по дисперсиям существенно отличаются друг от друга. Следовательно проведенный анализ количественных показателей подтверждает правильность разделения раннеплиоценового вулканизма на четыре подфазы по качественным признакам.

Сбор и обработка всех данных полного силикатного анализа методами математической статистики (обработка проведена аналогично первой части главы) свидетельствует о том, что химизм пород помимо пределов раннего плиоцена существенно изменяется и в последующие эпохи. Этот характер эволюции магмы установлен путем парного сопоставления однотипных окислов пород различных пород Биченага с Сисианским и Ераблурским плато. Однотипные окислы как по среднему значению, так и по дисперсиям существенно отличаются между собой, поскольку вычисленные значения критерия Стьюдента и Фишера, при 95% уровне достоверности больше табличных. Существенное различие химизма пород различных возрастов выявлено и при сравнениях других серий. Следовательно, наличие несущественного различия между однотипными окислами в сравниваемых сериях гарантирует их тождественность по возрасту.

Для уточнения возраста вулканогенной серии пород Биченага данные их петрохимических анализов, учитывая общность геологического характера, сопоставлены с вулканогенной серией бассейна оз. Севан, имеющей достоверно установленный раннеплиоценовый возраст. Результаты сравнения свидетельствуют об одновременности их образования, поскольку величины указанных критериев оказались значительно меньше, чем допустимые значения, при уровне значимости 0,05.

Аналогичным образом был уточнен возраст вулканогенной серии пород Сисианского и Ераблурского плато, как четвертичный, поскольку при сравнении их с четвертичными андезито-базальтами Кельбаджарской наложенной мульды обнаружено полное сходство петрохимических показателей.

ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ОРОГЕННЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

Эндогенное оруденение, связанное с орогенным вулканизмом избирательно локализуется в вулcano-тектонических структурах Зангезурского поднятия, контроль и размещение которого определяется разрывными дислокациями. Характер оруденения зависит от хода эволюции магматического расплава по этапам орогенного вулканизма с последовательным образованием: а) слабо дифференцированных андезитов, характерных для узких структурно-фациальных зон, ограниченных глубинным разломом (северо-восточный борт Нахичеванского прогиба; б) дифференцированных андезито-дацитов — андезитов для зон поднятия (Зангезурское поднятие); в) последовательно дифференцированных андезитов — андезито-базальтов — базальтов для структурно-фациальных зон, имевших тенденцию к прогибанию (Горисский синклиний). С этими этапами вулканизма связаны последовательно возникающие минералообразования.

Слабодифференцированная структурно-фациальная зона приурочена к Нахичеванскому глубинному разлому, который проходит от Иранской территории через Даррыдагское поднятие и северный борт Нахичеванского прогиба. С этим рудоконтролирующим разломом связаны месторождения мышьяка, сурьмы, меди и минеральные источники со значительным содержанием бора и мышьяка. Даррыдагское месторождение мышьяка и сурьмы делится на три участка: северный — мышьяковое месторождение штокверкового типа; центральный — сурьмяское оруденение, представленное разобщенными штоками; южный — оруденения проявляются в виде мелких прожилков, налетов. Минералы мышьяка — реальгар, аурипигмент, сурьмы — антимонит. Медные оруденения приурочены к экструзивным куполам северо-восточного борта Нахичеванского прогиба. Минералогический состав представлен халькозином, ковеллином, теноритом, борнитом, пиритом, малахитом, азуритом.

В дифференцированной зоне Зангезурского поднятия выделяются перспективные рудоносные структуры, представленные кальдерами обрушения Кюки-Зернел, Батабат, Гиджазур, Шоранлыг. С кальдерой Кюки-Зернел связаны марганцевые оруденения, приуроченные к кольцевым дайкам и представленные штокверковым, вкрапленным и прожилковым типами. Из рудных минералов отмечается манганит, псиломелан, пиролюзит, лимонит, гаусманит, из нерудных — кварц. К кальдере Батабат приурочены оруденения марганца в виде налетов на эффузивах и серы в виде вкраплений, гнезд и прожилков, выполняющих пустоты цементирующей массы вулканических брекчий. К кольцевому разлому кальдеры Гиджазур, проходящему по водораздельной части Зангезурского хребта, приурочена полоса гидротермально измененных пород, представленных кварцитами. В этих кварцитах наблюдается в значительных количествах самородная сера, золото, серебро и алунитизированные опалиты. В кальдере Шоранлыг развиты вторичные кварциты с пиритовыми прожилками и значительным содержанием золота. С последовательно дифференцированными структурно-фациальными зонами прогибания связаны месторождения диатомитов, материалом для образования которых послужили пепловые выбросы вулкана Ишихлы.

Вулканизм орогенного этапа, начиная с раннего олигоцена до антропогена включительно, происходил в континентальных условиях, за исключением раннеолигоценового (аквитанского) времени, когда он проявился в условиях пресноводных водоемов. Причем до четвертичного периода он характеризовался главным образом центральным типом извержений (с преобладанием эксплозивных продуктов над лавовыми) андезитового состава и с постепенно возрастающей основностью (от роговообманковых до пироксеновых андезитов, реже до андезито-базальтов). Центры извержений приурочены к глубинным разломам и его ответвлениям.

Начиная с четвертичного периода увеличивается интенсивность базальтовых излияний, связанная, очевидно, с увеличением жесткости верхних этажей земной коры, обусловивших заложение расколов и выведение на поверхность больших объемов базальтовой магмы. Отмечается возрастание интенсивности вулканизма в начале и конце четвертичного цикла, в то время как середина цикла характеризуется слабой вулканической деятельностью.

Возраст олигоцен-плиоценовых вулканических серий рассматриваемой части Малого Кавказа К. Н. Паффенгольц считал олигоценовым, Ш. А. Азизбеков (1961), А. Т. Асланян (1950), А. А. Габриэлян (1948), Е. Е. Милановский (1956), не отрицая олигоценового возраста отдельных серий (например, абракуниской), преобладающую часть относили к миоплиоцену на основании налегания вулканитов этих серий на фаунистически охарактеризованные миоценовые молассовые отложения Нахичеванского и Араратского прогибов.

Радиологические исследования (калий-аргоновым методом) неоген-антропогенных вулканических образований позволили установить (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, Э. А. Саркисян, Л. М. Хачатрян), вероятный возраст вулканитов трахипаритовой формации Западного Айюндзора (Даралагеца) и Вединского района (ранее не обоснованно относившиеся к олигоцену) как позднемиоценовый (12—14 млн. лет) андезито-дацитовый и трахиандезитовой формации Сюникского, Цакхуяцкого, Вардениского, Гегамского хребтов и некоторых других районов — среднеплиоценовый (5—7 млн. лет) и андезито-базальтовой формации Транскавказского вулканического ареала (базальты, андезиты, андезито-дациты вулканов Арагац, Араилер, Артены, Гутансар, Гехасар, Адис, Ишихлы) — позднеплиоцен-антропогенный (0,5—4 млн. лет). Эти данные абсолютного датирования интенсивного проявления вулканизма по времени в общем совпадают с этапами усиления дифференциальных тектонических движений в рассматриваемой области Антикавказа, которые, по Ш. А. Азизбекову (1961) и А. А. Габриэлян (1964) происходили в раннем плиоцене — антропогене. В среднем плиоцене наблюдается заметное ослабление вулканической деятельности, что подтверждается результатами датирования.

Приведенные данные показывают, что орогенные вулканогенные формации находятся в тесном парагенезе с молассами, имеющими широкое распространение не только среди орогенных комплексов альпид, но также и среди более древних комплексов, как например каледонид Южной Сибири, Центральной Европы, Кавказа, Средней Азии, Монголии и др.

В настоящее время можно считать установленным, что в зависимости от тех или иных парагенетических пород соответствующего состава формации, выделенные как липаритовые и дацито-липаритовые

обычно приурочены к тектоническим поднятиям, а базальтовые и андезитобазальтовые формации — к межгорным прогибам и впадинам. Рассматриваемые нами орогенные андезитовые и базальтовые формации Малого Кавказа должны быть связаны с глубинными разломами, разграничивающими складчатые зоны различного возраста. Они представляют возвышающиеся в рельефе вулканического нагорья, вулканические постройки (стратовулканы), осложненные кальдерами проседания.

В результате анализа большого материала по петрографии, петрохимии и геохимии орогенных вулканических серий Малого Кавказа приходим к выводу, что серии базальтовых и андезитовых вулканитов, с одной стороны, и липаритовых и дацитовых с другой, представляют собой продукты различных магм: основной мантийной и кислой внутрикоровой.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР геол.-географ. серия, т. XIV, № 6, 1961.
- Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивов пород Армении. В сб. «Петрохимические особенности вулканизма». Изв. АН СССР, 1962.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Азизбеков Ш. А. Тектоника Нахичеванской АССР. Геология Азербайджана, т. II. Изд. АН Аз. ССР, 1952.
- Азизбеков Ш. А., Багирова Р. С. Орогенный вулканизм юго-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Аз. ССР. Серия наук о Земле, № 2, 1972.
- Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. О нижнеплиоценовом вулканизме Нахичеванской складчатой области. ДАН Аз. ССР, № 4, 1958.
- Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Петрохимические особенности нижнеплиоценового эффузивного вулканизма Нахичеванской складчатой области. Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, № 1, 1962.
- Арзуманян С. К. Схема сопоставления разрезов верхнеплиоценовых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогиба. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, т. XV, № 4.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Саркисян Э. А., Хачатрян Л. Е. О возрастном расчленении неоген-антропогенных вулканических образований Армении (калий-аргоновым методом). Изв. АН СССР, серия геологическая, № 12, 1971.
- Багирова Р. С. Петрографическая характеристика пирокластических пород нижнеплиоценового вулканизма северо-восточной части Нахичеванской АССР. «Ученые записки» АЗИНЕФТЕХИМ им. М. Азизбекова, № 2, 1973.
- Багирова Р. С. О роли петрохимических информаций при определении стратиграфического положения вулканогенных комплексов. Тезисы докладов X научной сессии, посвященной итогам научно-исследовательских работ республики по координируемым АН Азерб. ССР проблемам естественных и общественных наук за 1972 г., Баку, 15—16 мая 1973.
- Багирова Р. С. Об определении фаз вулканической деятельности. «Ученые записки» АЗИНЕФТЕХИМ им. М. Азизбекова, № 5, 1973.
- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. «Недра», 1970.
- Воробьев В. Я. Статистические методы в геохимии. Из-во Саратовского Университета, 1970.
- Геология Армянской ССР, т. III, Петрография, 1962.
- Трифитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. Из-во «Мир», 1971.

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Кашкай М. А., Четвертичные лавы Азербайджана. Геология Азербайджана, т. 3, Петрография, 1952.
- Кежежинская В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токраусского синклинария. Новосибирск. «Наука», Сиб. отд-ние, 1969.
- Крамбайн У., Трейбилл Ф., Статистические модели в геологии. Изд-во «Мир», 1969.
- Кутелин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения деления формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. Геология и геофизика, № 5, 1966.
- Кутелин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. Изд-во «Наука», 1969.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. I и II, Изд-во «Наука», 1971.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеном вулканизме Малого Кавказа. Изд-во АН СССР, серия геологическая, № 10, 1956.
- Миллер В. Л., Кан Д. С. Статистический анализ в геологических науках. Изд-во «Мир», 1965.
- Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1972.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. 1959.
- Паффенгольц К. Н. О возрасте Герюсинской толщи. Сов. геол., № 9, 1940.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Росс. лит. об-ва, сер. геология, ч. X, вып. 2, 1931.
- Пашалы Н. В. Пирокластические породы молассовой формации антропогена Азербайджана. «Литология и полезные ископаемые», № 4, 1967.
- Соловкин А. Н. Геологический очерк южной части бассейна р. Базарчай. Тр. геол. инст. им. И. М. Губкина, т. 16, 1939.
- Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценового-постплиоценового) вулканизма Армении. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изв. АН СССР, 1963.
- Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. I, часть II, 1964.
- Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 3, 1967.

Средний химический состав пород орогенного вулканизма Малого Кавказа

Стадия	Раннеорогенная			Позднеорогенная						
Фазы	ранний средний олигоцен	поздний олигоцен ранний олигоцен	Ранний плиоцен			поздний плиоцен	антропоген			
Подфазы			ранняя	промежуточная		поздняя				
			I	II	III	IV				
Породы	андезиты из об- ломков туф- оконгл.	андезиты	а н д е з и т ы			андезито- базальты	трахи-ан- дезиты	андезиты	базальты	базальты
среднее из анализов	6	6	9	17	9	4	5	7	7	4
№№ анализов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Хим компоненты										
Кремнезем . . .	60,10	60,97	63,90	59,49	58,63	54,20	59,83	53,56	54,07	46,96
Окись титана . . .	0,23	0,27	0,35	0,70	0,82	0,95	0,55	0,96	0,71	1,19
Глинозем	17,70	18,72	16,04	17,97	17,69	17,45	17,56	17,91	17,22	16,10
Окись железа . . .	5,43	5,46	4,43	4,23	5,27	6,95	4,35	5,60	5,25	5,54
Закись железа . .	1,36	1,26	1,09	1,29	1,43	1,00	1,11	2,80	2,12	4,11
Окись марганца . .	—	0,51	0,01	0,03	0,04	0,08	0,08	0,10	0,12	0,15
Окись магния . . .	2,71	2,28	3,08	3,37	2,89	3,96	1,60	3,40	4,44	7,77
Окись кальция . . .	5, 7	6,31	4,31	5,06	6,70	6,87	4,45	7,46	7,19	10,1
Окись натрия . . .	8,90	3,88	3,44	4,41	4,27	3,80	6,49	4,16	4,95	5,22
Окись калия	1,16	1,77	1,73	2,36	2,41	2,45	2,27	2,32	2,20	0,85
Вода	1,04	0,55	0,94	0,77	0,71	0,67	0,02	0,13	—	0,16
ппп	1,53	1,52	0,78	0,43	0,61	2,18	0,43	0,43	0,60	0,38
P ₂ O ₅	—	0,71	0,03	0,03	0,01	0,13	0,65	0,92	0,55	1,08
Сумма	100,06	100,4	100,16	109,77	100,78	100,65	99,42	99,82	99,47	99,16

Продолжение таблицы (средний химический состав пород орогенного вулканизма Малого Кавказа

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	10,82	10,70	10,08	12,03	11,94	11,17	17,71	12,81	13,34	12,61
	7,14	5,25	4,71	6,18	5,9	5,68	3,04	5,92	5,91	4,26
	9,59	11,24	12,47	12,12	13,42	15,38	10,08	16,94	16,87	29,39
	71,71	72,64	72,9	69,65	68,73	67,77	68,47	64,31	63,87	53,60
	64,61	51,56	38,64	43,42	44,555	35,34	48,46	45,91	40,57	29,16
	28,57	37,40	43,64	47,66	38,00	47,77	20,50	35,23	38,74	44,24
	6,76	13,15	5,60	7,54	21,99	22,06	24,19	19,17	20,55	26,14
	84,00	73,46	75,93	72,20	71,23	75,92	81,59	72,72	75,8	89,85
	51,88	30,00	30,21	30,89	40,19	32,81	37,59	29,67	27,38	15,68
	0,29	0,82	0,41	0,88	0,75	7,27	0,60	1,27	0,81	27,80
	15,32	—	6,31	5,81	7,71	2,93	— 0,82	— 4,55	— 4,94	— 22,14

Местонахождение

Даррыдаг
Каширдаг

Сев-вост. борт
Нах. прогиба

Зангезурское поднятие

Сюникское нагорье

Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, Т. Г. ГАДЖИЕВ,
Р. К. ГАСАНОВ, Е. И. ПОТАПОВА

ЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АЗЕРБАЙДЖАНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Территория Азербайджана в течении мезокайнозоя было ареной интенсивного проявления магматизма, с которым связано формирование сложного комплекса пород различных фаций и формаций. Юрский магматизм по своей интенсивности, длительности проявления и продуктивности занимает одно из ведущих мест в истории геологического развития Азербайджана. С ним связаны крупные месторождения и проявления железных, алунитовых, медно- и серноколчеданных, медно-порфировых, полиметаллических и др. руд. Поэтому в изучении магматической геологии Азербайджана юрский магматизм всегда был в центре внимания исследователей.

Основные результаты исследований отражены в работах К. Н. Паффенгольца, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, А. С. Соловкина, В. Е. Ханна, И. Н. Ситковского, Г. Х. Эфендиева, Э. Ш. Шихалибеги, Р. Н. Абдуллаева и многих других.

В последние годы комплексные магматические и металлогенические исследования юрских образований Азербайджана с позиций фациально-формационного анализа с привлечением петрологических, петрохимических, геохимических данных, реконструкций древних вулканов и проч. освещены в ряде работ (Абдуллаев и др., 1972, 1974; Гаджиев и др., 1973; Кашкай, 1972; Сулейманов и др., 1972, 1973 и др.). Вместе с тем имеющиеся материалы показывают, что некоторые вопросы совместного формационного анализа магматизма и оруденения, в особенности для юрского времени, разрешены далеко не полностью.

Опираясь на основные принципы формационного анализа, разработанные Ю. А. Кузнецовым (1964), Д. С. Харкевичем и др., был намечен ряд структурно-формационных зон для всего мезо-кайнозойского комплекса Азербайджана. Для понимания их роли и места в общем геотектоническом плане развития всей территории, необходимо остановиться на следующих моментах.

В истории геотектонического развития Азербайджана в настоящее время общепринято выделение трех последовательных этапов: байкальского, герцинского и альпийского. Данные об отложениях байкальского, этапа, относящихся по возрасту к верхнему протерозою—нижнему палеозою (?), крайне ограничены. Они выступают фрагментарно, главным образом, в пределах приподнятых блоков и представлены глубоко метаморфизованными породами, образовавшимися, по-видимому, за счет различных по кислотности вулканитов и терригенно-карбонатных отло-

жений. Они формировались в условиях геосинклинального режима, завершившегося интенсивной складчатостью и метаморфизмом, что обусловило в конце этапа образование жесткой платформенной структуры.

Герцинский этап (девон-триас) характеризуется заложением и формированием геосинклинали Большого Кавказа, гесантиклинального поднятия Закавказья и эпиконтинентального мелководного моря Малого Кавказа (Габриелян, 1974). К концу этапа Азербайджан, по-видимому, представлял собой территорию близкую к платформе, в северной части которой сохранились отдельные подвижные области, являющиеся реликтами герцинской геосинклинали. Южная часть территории представляла собой область субплатформенного карбонатного накопления, тогда как центральная часть испытала поднятие и служила областью размыва или незначительного континентального осадконакопления. Начало альпийского этапа явилось крупным тектоническим рубежом для всего Средиземноморского пояса, отметившим переход на территории Закавказья субплатформенного режима позднепалеозойского континента к резким дифференцированным глыбовым подвижкам.

Таким образом, структуры альпийского этапа закладывались и развивались на жестком гетерогенном фундаменте герцинского и байкальского основания. Этот фундамент, раздробленный продольными (северо-западными) и поперечными разломами глубокого заложения, характеризуется блоковым строением и меридиональным структурным планом, «просвечивающим» через толщи верхних структурных этажей. Такое строение доальпийского фундамента сыграло впоследствии решающую роль в локализации палеовулканов, интенсивности проявления магматизма в пространстве и во времени, механизме извержения и эволюции состава магмы.

В настоящее время для описываемой территории альпийский этап принято делить на два тектоно-магматических подэтапа: раннеальпийский (киммерийский) и позднеальпийский.

Рассматриваемый в настоящей работе раннеальпийский подэтап включает раннегеосинклинальную (ранняя—средняя юра) и позднегеосинклинальную (поздняя юра — ранний мел) стадии и является незавершенным. В нем отсутствуют орогенные формации.

Основой развития юрской геосинклинали явилось усложнение ее тектонического плана, выразившееся в последовательном обособлении новых структурно-формационных зон.

Вместе с тем, не всегда возможно достоверно утверждать типичное геосинклинальное развитие отдельных структур. В частности, можно признать, что на Малом Кавказе уже с конца байоса, а возможно и ранее, фрагментарно возник и развивался с перерывами, вплоть до конца юры, пояс островного вулканизма, переходящего временами в наземный.

Структурно-формационный анализ раннеальпийского комплекса отложений Азербайджана (Гаджиев и др., 1972, 1973 гг.) позволил выделить автономно развивавшиеся Главно-Кавказскую, Вандамскую, Сомхето-Кафанскую, Армянскую и Араксинскую зоны и тем самым уточнить позиции продуктивных магматических формаций. Среди указанных зон остается открытым лишь вопрос о положении Вандамской зоны. Собранные за последние годы и находящиеся в обработке данные по определению абсолютного возраста и состава магматических образований зоны позволяют усомниться в отнесении их к юрским формациями, в связи с чем они в данной статье не рассматриваются.

Главнокавказская зона в ранней юре характеризуется слабым базитовым вулканизмом и интенсивным глинисто-сланцево-карбонатным осадконакоплением.

Характерна напряженная тектоническая обстановка, сопровождающаяся внедрением малых интрузий габбро-диорит-диабазовой формации. Заканчивается ранне-среднеюрский этап интенсивной складчатости с образованием крупных сдвигов и надвигов.

К концу юры преобладают кремнисто-терригенно-карбонатные фации. Характер осадков мезозоя позволяет классифицировать зону как флишевый внутренний прогиб (внутреннее море). В ней выделяются ряд магматических формаций.

Спилит-диабазовая формация ранней юры имеет ограниченное распространение и переменную мощность от 120 до 500 м. Приурочена к северо-западной высокогорной части Южного склона Большого Кавказа (район Филизчайского рудного поля) и представлена подушечными диабазовыми порфиритами и спилитами, содержащими линзы грубообломочных вулканокластов. Однородный состав, афировый облик, низкий коэффициент эксплозивности, почти полное отсутствие субвулканических фаций свидетельствуют о трещинном характере излияний. Ассоциация пород спилит-диабазовой формации с мощными выдержанными толщами песчано-сидерито-сланцевой (тоар-аален) формации свидетельствует о режиме глубокого некомпенсированного прогиба.

Габбро-диорит-диабазовая формация развита среди отложений песчано-сидерито-сланцевой (тоар-аален) и туфо-алевропесчаной (байос) формаций. Различаются силлы и пластовые тела диабазов длиной до 200—350 м при мощности от 2 до 10 м. Обычно кулисообразно расположенные дайки основного состава протяженностью от 30 до 250 м., соединяясь между собой, образуют раздувы мощностью 50—70 м. Дайки и силлы среднего состава имеют меньшие размеры и сравнительно быстро выклиниваются. Помимо даек и силлов основного состава, участвующих в складчатости, широко развиты дайки и силлы, отчетливо секущие складчатые структуры. По вещественному составу различаются диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, диоритовые порфириты, андезиты, редко андезито-дациты, дациты и липариты.

Для пород габбро-диорит-диабазовой формации характерен резко выраженный толеитовый характер дифференциации при относительно повышенном содержании окиси титана, до 1,28 и отношений калия к натрию до 0,86. Для сравнения, эти параметры для других юрских формаций соответствуют: первый — 0,20—0,60; а второй — не выше 0,50.

Продуктивность магматических формаций раннегеосинклинального этапа Главнокавказской зоны общеизвестна. Однако имеются значительные расхождения в вопросе о генезисе колчеданных руд Южного склона Большого Кавказа. Преобладает мнение о гидротермально-осадочном их образовании (Смирнов, 1968). В то же время не исключена возможность образования руд путем отложения сульфидов железа и цветных металлов из горячих рассолов в глубоководных впадинах, подобно современному рудоотложению на дне Красного моря.

Однако анализ большого фактического материала по изучению минерального состава руд, рудовмещающих толщ, характера магматизма, собранного за последние годы, склоняет все большее число исследователей к тому, что колчеданным рудам свойственна длительность и мно-

гоэтапность становления и что они являются полигенными и полихронными.

Наиболее общепринятые ныне представления сводятся к тому, что на раннем этапе (тоар-аален) на дне геосинклинального бассейна формировались гидротермально-осадочные залежи серного колчедана, а на более позднем этапе (байос, бат) соответственно гидротермальные медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические (Г. А. Твалчрелидзе, М. Б. Бородаевская, Н. К. Курбанов и др.). Вместе с тем окончательное решение вопроса связано с дальнейшим проведением комплексных исследований, как в части изучения магматизма, так и проведения крупномасштабных палеогеографических реконструкций развития геосинклинального бассейна.

Сомхето-Кафанская структурно-формационная зона представляет собой юрскую островную дугу и характеризуется региональным положительным магнитным полем, увязывающимся с относительным повышением региональной составляющей гравитационного поля. Вулканы мезозоя, слагающие ядро этой зоны, образуют структуру северного падения и подстилаются толщей раннеюрских конгломератов и алевролитов, образовавшихся за счет размыва на первичных поднятиях кварцитокарбонатных толщ палеозоя, вплоть до метаморфических сланцев докембрия. Выделяемые различными авторами Сомхито-Агдамская зона, Карабахский, Лачинский и Кафанский антиклинорий являются крупными поперечными блоками единой в юрское время Сомхито-Кафанской структурно-формационной зоны.

Ранняя стадия развития зоны (байос) характеризуется формированием контрастной базальт-андезит-плагиолипаритовой формации, образующей вместе с плагиогранитовой типичную вулкано-плутоническую ассоциацию байоса. Усиление растяжения привело к формированию андезит-базальтовой формации бата. Долгоживущие зоны магматической проницаемости после перерыва в начале поздней юры, когда накапливались вулканомиктовые и карбонатные (частично рифовые) фации, образовали на конечном этапе своего существования (киммеридж-неоком) базальт-андезит-дацитовую формацию. Формирование ее проходило в условиях преобладающих поднятий. Завершающая габбро-диорит-гранодиоритовая формация обнаруживает с ней явную пространственную и временную связь, а интрузивы формации являются «корнями» позднеюрских вулканов.

В последовательно выделенном возрастном ряду юрских магматических формаций некоторое отклонение отмечается для батских вулканогенных и интрузивных образований Лачинского антиклинория, слагающих соответственно базальт-андезит-плагиолипаритовую и габбро-плагиогранитовую формации единой вулкано-плутонической ассоциации (Абдуллаев, Гасанов и др., 1974). Очевидно указанная структура несколько задержалась в своем развитии.

Базальт-андезит-плагиолипаритовая формация образует два непрерывных по составу ряда пород. Первый — базальты — андезиты — базальты — андезиты, с преобладанием андезито-базальтов, второй — дацит-плагиолипариты.

Основные дифференциаты формации представлены продуктами вулканизма центрального типа и отвечают начальной стадии магматизма. Накопление их проходило в обстановке компенсированного прогибания. Характерно преобладание вулканокластических (в т. ч. лаво-кластических) фаций и порфиновый облик всех фациальных разновид-

ностей. Кислые разности, входящие в состав формации, завершают вулканизм. Характерно развитие кварц-порфировых и кварцплагиопорфировых разностей. Среди наземных образований преобладают пирокластические фации, лавы имеют подчиненное развитие.

В пирокластических толщах кислого состава местами широко развиты игнимбриты, содержащие обломки флюидалых гидратированных стекол, пемзы и фьямме. Широко развитые субвулканические тела залегают на разных уровнях разреза нижележащей андезито-базальтовой толщи, но в целом, тяготеют к синвулканическим поднятиям.

Плагиигранитовая формация обнаруживает тесную пространственную и генетическую связь с областями преимущественного развития кислых дифференциатов базальт—андезит-плагиолипаритовой формации и образует ряд интрузивов (Атабек-Славянский, Гильанбирский, Шальва-Лачинский и др.) различных размеров. Представлены плагиигранитами, реже габброидами и аляскитовыми гранитами. Среди пород базальт—андезит-плагиолипаритовой формации почти отсутствуют породы андезито-дацитового состава (кремнезема 59—65%).

Таким образом, формация характеризуется определенной контрастностью со скачкообразным переходом от основных к кислым разностям. В целом породы формации образуют гомодромный ряд; вулканизм начинается основными породами и заканчивается кислыми (с параллельным нарастанием роли интрузивных образований). Формация относится к типично щелочноземельной серии, при близкой щелочности основных и кислых членов формации. Петрохимические особенности плагиигранитной формации в целом сходны с кислыми дифференциатами базальт-андезит-плагиолипаритовой формации.

Ряд формаций байоса — базальт—андезит-плагиолипаритовая и плагиигранитная — отвечают всем признакам, свойственным вулканоплутоническим ассоциациям.

Слабодифференцированная андезит-базальтовая формация пространственно тяготеет к участкам унаследованного прогибания и представлена почти исключительно в эффузивной фации. Для пород формации, имеющих также ярко выраженный порфировый облик, характерен довольно монотонный состав. Различаются лишь пироксеновые, пироксен-роговообманковые и плагиоклазовые порфириты андезит-базальтового и базальтового состава. Переменное, а чаще равное соотношение лавовых и пирокластических пород, развитых совместно с нормальноморскими осадочными породами, редуцированность, а местами и отсутствие отложений формации позволяют связать накопление этих образований с деятельностью вулканов центрального типа в обстановке развившихся островных дуг.

Породы андезит-базальтовой формации относятся к известково-щелочной серии толентового типа, приближаясь к линии Мон-Пеле, характеризуюсь относительно пониженным отношением калия к натрию.

После отложений пород андезит-базальтовой формации в вулканизме наступает перерыв, во время которого образуется рифовая формация. Отложения этой формации имеют очень широкое развитие по всей территории Азербайджана и представлены рифовыми известняками, преимущественно лузитанского возраста, окаймляющими древние вулканические постройки, а также мелководными вулканомиктовыми и собственно осадочными разнообразными породами.

Последовательно-дифференцированный (базальт-андезит-дацитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая) ряд формаций явился завершающим для раннеальпийского этапа развития.

Базальт-андезит-дацитовая формация отличается ведущим значением пирокластических фаций, резко преобладающих над эффузивами. В разрезе широко развиты грубообломочные вулканомитовые фации, линзы известняков, что наряду с краснокаменным обликом большинства фаций свидетельствует об аэральных и субаэральных условиях вулканизма.

Анализ фаций и мощностей показывает, что формирование комплекса вулканитов связано с деятельностью крупных вулканов, образующих местами сложные гряды, обрамляющие Шамхорское, Карабахское, Лачинское и Кафанское поднятия. При большом площадном распространении, отложения формации имеют переменные мощности, зависящие от существовавшего ко времени их формирования рельефа. Наблюдается также латеральная изменчивость в химическом составе пород формации. Так, для Шамхорского поднятия характерны андезиты и дациты, в Дашкесанском прогибе преобладают основные породы, а в юго-западном погружении Малого Кавказа отмечены даже кварцевые порфиры.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация обнаруживает ясную пространственную и временную связь с базальт-андезит-дацитовой формацией и ее формирование связано с образованием крупных островных вулканических гряд, «корнями» которых и явились интрузивы формации. Окончательное становление интрузивов относится к раннему мелу, а в поздней юре они являлись питающими камерами вулканизма. Интрузивы формации (Дашкесан, Кедабек, Мехмана и др.) полифазны, породы первой фазы — габбро, габбро-диориты, диориты, второй (преобладающей) кварцевые диориты, гранодиориты, иногда сиенит-диориты. К третьей фазе относятся дайковые образования кислого и основного состава.

Последовательно-дифференцированный ряд формаций характеризуется значительной ролью интрузивных фаций, что связано с преимущественно геосинклинальными условиями развития, увеличением жесткости земной коры и соответственно удлинением путей поступления магматических расплавов с широким развитием процессов дифференциации и ассимиляции, что особенно ясно видно при рассмотрении петрохимических особенностей интрузивной формации.

В целом весь ряд позднеюрских формаций относится к известково-щелочной ветви дифференциатов. В эффузивной формации отмечаются постоянные отношения калия к натрию, и сумма щелочей. В интрузивной формации это правило нарушается и наблюдается параллельное увеличение указанных параметров.

Важной металлогенической особенностью Сомхето-Кафанской зоны является продуктивность юрских магматических формаций на колчеданные руды. К ним приурочены наиболее крупные месторождения (Алавердское, Кекабекское, Чирагидзорское, Кафанское), образующие юрский колчеданосный пояс Малого Кавказа.

Изучению металлогении колчеданосных формаций Сомхето-Кафанской зоны дало толчок известное положение А. Н. Заварицкого (1943) о связи медноколчеданных месторождений Урала с древним вулканизмом.

Данная концепция впоследствии была дополнена М. А. Кашкаем (1951) применительно к металлогенической роли юрского вулканизма Малого Кавказа.

Наблюдается отчетливо пространственная и парагенетическая связь колчеданного оруденения с различными, преимущественно суб-

вулканическими фациями кислых членов базальт-андезит-плагиолипаритовой формации. В структурном отношении колчеданное оруденение часто приурочено к сводовым частям брахиантклиналей, характеризующихся блоковым строением, и вулcano-тектоническим структурам байосских палеовулканов.

Подобная приуроченность колчеданного оруденения Сомхето-Кафанской зоны к кислым вулканитам типична и для других регионов развития колчеданного оруденения (Урал, Алтай). Тесная пространственная взаимосвязь колчеданного оруденения Малого Кавказа с байосскими кислыми вулканитами определяет основную закономерность распределения кондиционных колчеданных руд Сомхето-Кафанской зоны. Достаточно точная датировка времени рудоносных растворов в позднем байосе позволяет выделить продуктивный байосский уровень оруденения.

Хотя абсолютное большинство геологов Малого Кавказа считают колчеданное оруденение Сомхето-Кафанской зоны генетически связанным с раннегеосинклинальным базитовым вулканизмом средней юры нельзя игнорировать и тот факт, что почти повсеместно месторождения медно-колчеданных руд расположены вблизи средне- и позднеюрских гранитоидных интрузивов. Очевидно, формирование колчеданного оруденения было длительным и охватывало весь период развития юрского тектоно-магматического цикла. Становление интрузивов вызывало ремобилизацию и переотложение рудного вещества, рассеянного в байосской толще, и концентрацию его в благоприятных условиях экзо-эндоконтактных зон интрузивов (Аллаверды, Кедабек, Мехмана, Кафан).

Анализируя рудные формации раннегеосинклинального этапа нельзя не отметить, что важное поисковое значение приобретает еще одна рудная формация — медно-порфировая. В последнее время установлено неоднократное возникновение месторождений медно-порфировой формации в процессе развития складчатых областей, в том числе и на ранних этапах, в тесной ассоциации с колчеданным оруденением (Бошекульский тип). Имеющиеся в Сомхето-Кафанской зоне проявления руд медно-порфирового типа среди среднеюрских плагиогранитных интрузивов (например, Хархарское рудопроявление) расширяет перспективы названной зоны в части выявления месторождений меди.

Одним из важных признаков в обнаружении скрытых месторождений колчеданных руд служат их обломки, присутствующие в составе надрудных агломератовых туфов кислого состава (Асрикчай, Кошкардаг). Рудные обломки представлены серно-медно-колчеданными рудами и сложены, главным образом, пиритом, марказитом, халькопиритом.

Установлено, что участки нахождения рудных обломков представляют реликты жерловой зоны палеовулканов базальт-андезит-плагиолипаритовой формации и формирование их связано с возникновением вулcano-тектонических сводовых поднятий. Рудные обломки, очевидно, имеют эруптивную природу и образовались, по-видимому, переотложением эксплозивным путем, что подтверждается наличием медно-колчеданного рудного тела на глубине около 200 м, вскрытого разведочными скважинами непосредственно под рудными обломками (Асрикчай).

Если формирование колчеданного оруденения было длительным и охватывало, возможно, весь период развития юрского тектоно-маг-

магматического цикла, то приуроченность других типов месторождений к сугубо позднегеосинклинальной стадии устанавливается вполне определенно. Именно с магматическими формациями этой стадии связаны такие известные месторождения как Дашкесанское железорудное, Северо-Дашкесанское кобальтовое, Загликское алунитовое, Мехманинское полиметаллическое и др.

Наконец, следует обратить внимание еще на одну закономерность развития оруденения описываемой области: большой интерес представляет наблюдаемая периодичность («шаг») в размещении относительно крупных месторождений вдоль Сомхето-Кафанской зоны. Подобная периодичность в размещении месторождений отмечается исследователями для целого ряда рудных поясов.

Средний шаг между месторождениями медных и полиметаллических руд составляет 45—50 км, таковы расстояния между Кедабеком и Чирагидзором, между Чирагидзором и Мехманой; между Мехманой же и Кафанским рудным полем расстояние составляет 90—95 км.

Следовательно, учитывая указанный шаг периодичности, между ними должно находиться еще одно колчеданное месторождение. Это предполагаемое рудное поле попадает на Лачинский антиклинорий, в область развития Лачинского интрузива и кислых вулканитов средней юры. Выделяемые здесь кварцевые порфиры дают основание для прогнозирования в пределах очерченной площади колчеданного оруденения, тем более, что в области развития Шальва-Лачинского интрузива имеется целый ряд проявлений колчеданной минерализации.

Армянская структурно-формационная зона в юре характеризуется устойчивостью и отсутствием тенденций к прогибанию. Юрские отложения здесь отсутствуют или редуцированы.

Араксинская зона сравнительно с вышеописанными имеет небольшие размеры. Юрские отложения накапливались в узком клинообразном компенсированном прогибе. Развитая здесь базальтовая формация представлена преимущественно в лавовой и субвулканической фациях. Комплекс юрской фауны Араксинской зоны отличается от таковой Малого и Большого Кавказа, что также говорит об автономности развития.

Базальтовая формация, развитая в Нахичеванской АССР, в целом имеет эффузивный облик и характеризуется преобладанием трещинных субмаринных излияний базальтовых и диабазовых порфиров при подчиненной роли вулканокластических и вулканических фаций.

Наибольшей мощности отложения формации (до 300 м) достигают в районе ст. Неграм, резко выклиниваясь в северо-западном направлении у сел. Азнабюрт, не превышая 140 м и у сел. Билага — 40 м. Гипабиссальные пластовые и секущие тела дибазов и габбро-дибазов, во времени несколько оторваны от периода накопления эффузивных фаций, и, по-видимому, представляют собой малые интрузии этой же формации. Многочисленные определения фауны аммонитов из сопутствующих осадочных отложений определяют возраст этих отложений как нижнебайосский.

Породы базальтовой формации представлены базальтами, диабазами, андезито-базальтами и характеризуются как нормальные известково-щелочные, располагаясь на линии Лассен-Пик. Наклон вектора среднего состава пород на плоскости свидетельствует о несколько повышенной суммарной железистости пород при резком преобладании магния над кальцием в феррических компонентах. Отношение калия к

натрию, и абсолютное содержание окиси калия, позволяет отнести породы к сериям переходным от натровых к калинатровым.

ВЫВОДЫ

1. Юрские вулканогенные формации Азербайджана формировались в раннеальпийском этапе альпийского тектоно-магматического цикла. Произведенный формационный анализ показывает наличие тесной связи между формационным составом отложений и их положением в общей тектонической структуре Азербайджана. Формирование их связано с эволюцией базальтовой магмы мантийного происхождения, на проявление и пространственное размещение продуктов которого решающее влияние оказало гетерогенное блоковое строение доальпийского фундамента.

2. Главнокавказская зона в юре, несмотря на флишоидный характер осадконакопления, является типичной эвгеосинклинальной внутренней зоной, где накопление мощных осадков сопровождалось базальтоидным магматизмом. Специфический характер геосинклинального развития этой зоны предопределил особенности ее металлогенической специализации, обусловленной многостадийностью формирования залежей колчеданных руд, их полигенностью и полихронностью.

3. Изучение фациальных особенностей магматических формаций Малого Кавказа, реконструкция палеотектонической обстановки, особенности состава продуктов магматизма показывают, что Сомхето-Кафанская зона представляет собой юрскую островную дугу. Выделяемые различными исследователями Сомхито-Агдамская зона, Карабахский, Лачинский и Кафанский антиклинорий являются крупными поперечными блоками этой зоны. Характер дифференцированных движений, связанный со строением доальпийского фундамента, обусловил некоторую неравномерность в заложении и развитии структур зоны. Возможно этим и объясняются некоторые отличительные черты состава магматических продуктов Лачинского антиклинория.

Важная металлогеническая особенность Сомхето-Кафанской зоны заключается в приуроченности большинства месторождений и провинций колчеданных руд к кислым вулканитам базальт-андезит-плагиолипаритовой формации байоса. Однако сейчас, видимо, необходимо признать многостадийность их формирования, что указывает на широкую перспективу их поисков в связи с кислыми производными базальтовой магмы на всем юрском тектоно-магматическом этапе.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Развитие геосинклинальных вулканогенных формаций Азербайджана. В кн. «Эволюция вулканизма в истории земли». Матер. I Всесоюзн. палеовулк. симпозиума, 1973.
- Абдуллаев Р. Н., Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г. и др. Магматические формации Азербайджана. В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». Изд. «Наука», 1972.
- Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К. и др. Возрастное расчленение интрузивов Лачинского антиклинория Малого Кавказа и некоторые особенности их состава. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 4, 1974.
- Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.

- Гаджиев Т. Г., Курбанов Н. К., Потапова Е. И. Юрские магматические формации Азербайджана и связь с ними колчеданного оруденения. В кн. «Эволюция вулканизма в истории Земли». Матер. I Всесоюз. палеовулк. симпозиума, 1973.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геолог., № 3, 1943.
- Нашкай М. А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», № 10, 1951.
- Смирнов В. Н. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. ДАН СССР, т. 177, № 1, 1968.

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, А. Э. БАГИРОВ, Т. Г. ГАДЖИЕВ

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АЗЕРБАЙДЖАНА

Палеогеновый вулканизм Азербайджана связан с отдельными фазами тектоно-магматической активизации позднеальпийского этапа и приурочен к унаследованным и наложенным прогибам Малого Кавказа (Ордубадский, Талышский, Кельбаджарский, Казахский и др.), характеризующихся глыбово-блоковым строением и гетерогентностью фундамента. Причем наиболее интенсивная вулканическая деятельность этого этапа проявилась в тех структурно-формационных зонах, где предшествующий раннеальпийский (юрско-меловой) вулканизм был в слабой форме (Араксинская зона) или же он полностью отсутствовал (Талыш). В палеогене изменение геодинамических условий и дифференцированное прогибание компенсируется накоплением мощного вулканогенного материала преимущественно андезитового состава, являющегося продуктами активности ранне-средне- и позднеэоценового вулканизма.

В Араксинской зоне после длительного затишья, обусловившего образование флишоидной терригенно-карбонатной формации верхнего мела-палеоцена, вулканизм с мощной силой проявляется в раннем эоцене с некоторым ослаблением его действия в начале среднего эоцена. Вулканическая деятельность этого времени связана с растяжением фундамента в Зангезурском горст-поднятии (шовная зона) с образованием прогиба близмеридионального направления, вызвавшего активизацию Ордубадского и Таштунского глубинных разломов. При этом вулканизм начинается мощными выбросами пирокластов (с образованием вулканических брекчий, лапииллевых и пепловых туфов) андезитового состава, разделенных во времени излияниями лав и перриодами затиший.

На современном эрозионном срезе нижнеэоценовые вулканиды наибольшей мощности обнажаются в верховьях Гилянчая и Ванандчая (по линии Хурс — Насирваз — Агдара — Парага — Мазра — Калаки). Далее на западе и юго-западе отмечается резкое уменьшение в мощности вулканидов с переходом в туфогенную фацию и полное выклинивание к западу от меридиана реки Карадара.

Этот вулканизм имел циклический характер трещинно-центрального типа, происходивший из разных вулканических центров или одновременно или, несколько опережая друг друга во времени.

По мере отхода на запад и юго-запад от Зангезурской зоны коэффициент эксплозивности в составе вулканидов возрастает, а размерность

фирокластов уменьшается. Следовательно, лавы андезитового и андезито-базальтового составов сменяются серией переслаивания вулканических брекчий конгломератов, различных туфов и туфогенных пород с подчиненными слоями лав того же состава.

Основными вулканическими центрами раннего эоцена являлись вулканические аппараты Казангельдага, Карангуч, Калинкая, Сыртшымышан, Учурдага и Калакинская группа с многочисленными побочными аппаратами (Алангездаг, Набиюрды и ряд безымянных высот) расположенными в верховьях Гилянчая, Дуглунчая и Ванандчая.

Установлено, что формирование вулканических построек и поднятий происходило на фоне конседиментационных восходящих движений, которые обуславливали развитие брахиантиклинальных структур (поднятий), образующих гряды общекавказского и северо-восточного направления. Ядра этих структур сложены жерловыми фациями, прорваны местами субвулканическими интрузиями, а на крыльях и периклинальных их частях основную роль играют вулканиты прижерловых и удаленных фаций.

Субвулканические образования нижнеэоценового вулканизма в современном эрозионном срезе представлены дайкообразными и пластообразными телами андезитового и андезито-базальтового состава, нередко образующими кольцевые структуры падающие в сторону от центров вулканических аппаратов. Корни этого вулканизма нередко выражены некками, имеющими ясно выраженное зональное строение с извилистыми контактами и апофизами, ориентированными по напластованию вмещающих пород.

Раннеэоценовые эффузивы Араксинской зоны по своему химическому составу близки к среднему составу авгитовых андезитов по Р. Дэли, отличаясь несколько пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов, фемических компонентов и повышенным значением полевошпатовой извести. При этом отмечается недостаток железистых и повышенное содержание магниезиальных компонентов с некоторым преобладанием натрия над калием (таблица 1).

В стратифицированном разрезе нижнеэоценовых вулканитов установлен горизонт цеолитоносных (состоящих из клиноптилолита и морденита) туфов, тяготеющих, в основном к верхам толщи. Причем этот пологозалегающий (до 15°) горизонт имеет маркирующий характер, выступая максимальной мощностью в междуречье Дуглунчая и Карадара (район сс. Мазра—Чананаб—Башдиза).

Среднеэоценовому вулканизму предшествовала широкая трансгрессия и накопление мощных ритмичных туфогенно-осадочных пород с подчиненными слоями агломератовых лав андезитов. Усиление вулканических процессов обусловило мощные эксплозионные выбросы вулканокластитов (вулканические брекчии, бомбы лапилли андезитов), опоясывающих с востока позднеэоценовый Парадаштский прогиб с переходом на юге и северо-западе в туфогенную серию.

Началу инверсии и нарастанию процесса консолидации соответствует образование в олигоцене и раннем миоцене субаэрально-континентальной вулканогенной формации андезитового состава.

В Араксинской зоне олигоценовая эпоха соответствует переходному этапу и ознаменовалась эксплозивным вулканизмом (абракунисская серия) инверсионного характера. Продукты его представлены различными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с редкими потоками андезитов, получивших широкое развитие в южной и юго-

Средний химический состав

Таблица 1

Возраст зоны Окислы	Ранний эоцен	Средний эоцен	Средний эоцен	Поздний эоцен	Ранний и средний олигоцен
	Араксинская зона		Казахский прогиб	Севано-Ка- рабахская зона	Араксинская зона
	андези- ты (3 анали- за)	андезиты, трахиаде- зиты и тра- (4 ана- хиадезиты и тра- лиза) базальты (11 анализов)	трахиаде- зиты и тра- хиадезиты и тра- хиадезиты и тра- (15 анализов)	андезиты (6 анализов)	
Кремнезем	52,84	56,51	55,28	57,96	60,10
Окись титана	0,68	0,59	0,58	0,81	0,24
Глинозем	18,81	18,07	20,52	17,66	17,70
Окись железа	5,15	5,26	3,35	4,24	5,43
Закись железа	2,60	1,22	2,31	2,68	1,36
Окись марганца	0,26	0,17	0,07	0,20	—
Окись магнезия	4,99	3,44	2,50	3,32	2,71
Окись кальция	8,57	8,83	5,18	5,01	5,07
Окись натрия	3,47	3,54	3,65	4,11	3,90
Окись калия	1,08	0,97	5,16	2,87	1,16
H ₂ O ⁻	0,52	0,77	0,64	0,79	1,04
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,92	—
п. п. п.	0,83	1,40	1,61	1,10	1,53
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,24	0,30	—
Сумма	100,00	100,04	100,59	99,22	100,03

Петрохимические коэффициенты

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	9,6	9,7	14,6	13,6	20,7
	8,0	8,0	6,0	5,4	6,4
	19,12	14,1	20,0	13,0	11,9
	63,2	68,2	59,4	68,0	71,0
	—	—	60,1	—	8,3
	39,4	50,8	23,9	46,5	51,8
	43,1	43,1	16,0	47,3	39,9
	17,5	6,1	—	6,2	—
	82,1	82,4	51,7	68,0	86,1
	22,8	—	13,4	27,8	25,7
	0,97	—	0,9	1,0	0,18
	—3,6	9,2	3,4	27,7	15,8
	1,2	1,2	2,4	2,5	1,7

западных частях Ордубадского синклинория, охватывающих район между Неграмским плато и нижним течением бассейна р. Алинджачая, с одной стороны, и горы Даррыдаг и сс. Бенаниер—Норашен с другой. К западу и северо-западу они прослеживаются узкой полосой вдоль северного борта Нахичеванского прогиба и доходят до бассейна реки Джагрычай. Наблюдается закономерная смена вулканитов по вертикали: туфобрекчии наибольшее развитие имеют в нижней части серии; в средней они отсутствуют и вновь появляются в верхней части; по размеру они грубо, мелко- и среднеобломочные и представлены роговообманковыми, авгитовыми, биотит-роговообманковыми и плагио-

клавовыми андезитами. Туфоконгломераты преобладают в верхней части и обломки их также представлены различными андезитами.

Заложение олигоценового прогиба сопровождалось расколом фундамента по краевому разлому, проходящему вдоль северного борта Нахичеванского прогиба. Этот разлом контролировал также эксплозивный вулканизм позднего олигоцена—нижнего миоцена Нахичеванского прогиба (полоса Аразин—Кутандаг—Гуюдаг), вулканические продукты которого (Каширдагские автокластиты, и туфы андезитов накапливались совместно с карбонатно-терригенными осадками аквитана. Вулканизм был локальным и слабым с полным затишьем в среднем миоцене. Субвулканическая фация вулканизма позднего олигоцена—нижнего миоцена представлена андезитовыми экструзивами (Сурамалик—Гейдаг, Кутандаг—Гейдаг), андезитовыми силлами и дайками (Кырхлардаг, Асадкяф, Джагры), куполами и мелкими жерловинами андезитовых автокластитов (Хачапарах, Махмуд, Мисдаг, Кызылджа и др.), приуроченных к зоне глубинного разлома, проходящего вдоль северного борта Нахичеванского прогиба и переходящего вдоль Даррыдаг на территорию Иранского Азербайджана.

Таким образом, для палеогена Араксинской зоны характерна цикличность вулканических процессов, обусловленных неоднократной активизацией консолидированных структур, формированием структурно-формационных зон, мобильностью зон глубинных разломов и многократным приоткрыванием магмоконтролирующих структур.

В Талышской зоне палеогеновый вулканизм проявился в даний-палеоцене и наиболее сильно в эоцене. В составе регрессивной осадочно-туфогенной формации дания-палеоцена, составляющей совместно с верхним мелом нижний структурный ярус Талыша, наряду с осадочно-туфогенными отложениями также участвуют аквагенные туфы и алевротуфиты, указывающие на эпизодический и отдаленный характер вулканизма этого времени.

После перестройки тектонического плана вулканизм проявляется с новой силой в раннем и среднем эоцене.

Раннеэоценовый вулканизм характеризуется многофазностью, отличающихся различной интенсивностью, типом извержения и петрографическим составом. В начальной его стадии он выражен лейцит-анальцимовыми туфами трахиандезитов, развитых по юго-западному Астаринского поднятия, где в составе толщи наряду с анальцимом в подчиненном значении присутствуют цеолиты осадочно-эксталяционного типа (гейландит и ломонтит). Лавовые потоки имеют весьма подчиненное значение и выражены лейцитовыми трахиандезитами.

Промежуточная стадия вулканизма представлена грубообломочными вулканокластами (вулканическими конгломерато-брекчиями) андезитов и андезито-базальтов и подчиненными потоками лав того же состава. Вулканические центры этой стадии вулканизма представлены Шандан—Каласы, Ляжи, Диваши, Калапуты и рядом других безымянных высот Талышского хребта линейно цепочно ориентированных в северо-западном направлении. Они образуют конусовидные, куполовидные и воронкообразные формы возвышенности.

В поздней стадии раннеэоценового вулканизма образовались лавы и вулканокласты пикрит-трахибазальтов, лейцитовых базанитов Космальянского прогиба. Центры данной фазы вулканизма представлены вулканическими аппаратами Гельдара, Говери, Шандан—Каласы, Зеленая Сопка, сложенные эссекситами, кринанитами, гленмуири-

тами и габбро-тешенитами. Помимо этих вулканических аппаратов извержение происходило также через серии трещин подводящих каналов, выраженных дайками трахибазальтов и долеритовых базальтов. К концу раннего эоцена образовалась Кялаханская группа куполовидных, пластообразных и дайковых тел габбро-тешенитов и вогезитов.

В начале среднего эоцена в обособленном морском бассейне образуется осадочно-терригенная толща, выступающая на современном эрозионном срезе в восточной части Космальянского вулканотектонического прогиба. Слабые эксплозии этого времени выразились в образовании туфов лейцитовых базальтов, а также разнотерригенных туффигов и туфопесчаников в флишевом переслаивании с нормально-осадочными породами. При этом, основную (до 50%) часть цемента туфогенов составляют цеолиты осадочно-диагенетического типа, представленные десминином, гейландитом и анальцимом.

Вулканизм среднего эоцена связан с миграцией зоны активности на северо-восток и происходил в субэвральном условиях. Вулканические центры трещинно-центрального типа (аппараты Розанов, Сарыбулак, Арвана, Дыман и др.) были приурочены к зоне разлома вдоль юго-западного контура Лерикского прогиба. Лавы и вулканокласты по составу, относятся к трахиандезито-базальтам и трахиандезитам. Для них характерно наличие многочисленных крупных и мелких глыб известняков, прихваченных с верхнемелового фундамента.

Верхнеэоценовый вулканизм связан с устойчивым прогибанием Лерикского прогиба, охватившего значительную часть территории Талыша с переходом в сопредельные районы Иранского Азербайджана. Здесь вулканизму предшествовало образование флишеидной осадочно-туфогенной толщи. Дальнейшее развитие прогиба сопровождалось интенсивным вулканизмом с образованием вулканокластов и лав трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов, приуроченных к юго-западному борту прогиба. Вулканические центры представлены жерлами Кызкаласы, Пашагол, Бузеир, расположенными вдоль зоны разлома и сложенными порфировидными лейцитовыми трахиандезитами и их пирокластами. Завершающая фаза позднеэоценового вулканизма выражена лавами и пирокластами щелочных витробазальтов и трахитоидных витербитов Дыманского прогиба с переходом на северо-запад в сторону Ирана.

Петрографический состав и петрохимические особенности эоценовых вулканитов Талыша (Таблица 2), позволяют установить закономерную эволюцию вулканизма, происходившую в зависимости от тектонического режима отдельных структурно-формационных зон, что привело к образованию различных серий пород щелочной базальтоидной формации (рис. 1).

При рассмотрении на кривых положений точек, соответствующих крайним членам рассматриваемых серий, выявляются две самостоятельные группы, отражающие характер кристаллизационно-гравитационной дифференциации магматического расплава.

Первая группа — это кривые составов ранней (рис. 1), промежуточной (2) и поздней (3) фаз раннеэоценового вулканизма, соответственно выраженные трахиандезитами, андезито-базальтами, базальтами, трахибазальтами — пикрит-трахибазальтами — эссекситами — габбро-тешенитами. И вторая группа — это кривые составов продуктов среднеэоценового (4) и позднеэоценового (5, 6) вулканизма, выраженные соответственно трахиандезито-базальтами, эгириновыми тра-

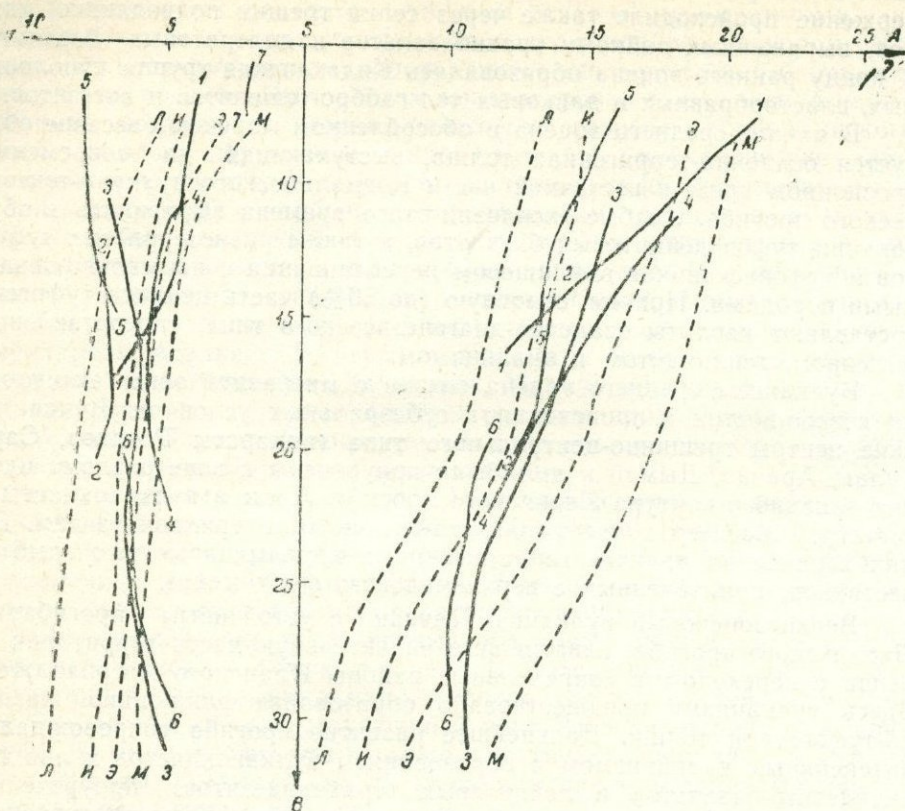


Рис. 1. Сопоставление вариационных кривых составов вулканических серий субщелочной базальтоидной формации Талыша с кривыми естественных ассоциаций вулканических пород по А. Н. Заварицкому.

Серии формаций Талыра: 1 — лейц-сандиновые туфы трахиандезитов; 2 — вулканические конгломерато-брекчии андезито-базальтов и базальтов; 3 — лавы и пирокласты пикрит-трахиандезито-базальтов и эгириновых трахиандезитов; 5 — лавы порфировых трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов; 6 — лавы и пирокласты субщелочных витробазальтов; 7 — трахитонные витербиты.

Ассоциации вулканических пород: Л — Лассен-Пир, И — Йеллоустонский парк, Э — Этна, М — Марос-Хайвуд.

хиандезитами, трахиандезитами и лейцитовыми трахиандезитами, субщелочными витробазальтами, трахидолеритами.

Таким образом, на протяжении всего эоцена дважды (в раннем эоцене и средне-позднем эоцене) наблюдается полная дифференциация магматического расплава. При этом, если первая группа представляет собой сравнительно плавный переход между отдельными типами вулканитов, то вторая группа относительно проявления различных дифференциатов оказывается невыдержанной.

Для пород ниже-среднеэоценового вулканизма характерно увеличение во времени основности, магнезиальности, железистости и уменьшение глиноземистости при сравнительно стабильном содержании суммы щелочей, а в конце каждой фазы вулканизма продукты последних их изливов обогащаются щелочными компонентами с калиевой специализацией (Азизбеков и др., 1974).

Окислы	Р а н н и й э о ц е н								Средний эоцен				П о з д н и й э о ц е н							
	ранняя фаза	промежуточная фаза			поздняя фаза				средний химич. состав пород раннего эоцена 28 анал.	лавы и пирокл. трахиадезитов базальт. анал.	субвулк. фация анал.	средн. химич. состав пород среднего эоцена 8 анал.	спекшиеся туфы трахиад.-базальт. 12 анал.	лейцит трахиадезиты 3 анал.	субвулк. фация 6 анал.	среднее из 21 анал.	лавы и пирокл. субщелочных витробазальт. 6 анал.	субинтр. фация 6 анал.	средний химический состав пород позднего эоцена 4 анализа	
		лейцит-санидин-туфы трахиадезитов 5 анал.	вулканич. конгло-брекчи андезитов-баз. 3 анал.	жерлов. фация 2 анал.	среднее по фазе 5 анал.	аналц. и палаг. пикрит-трахидолериты 6 анал.	лейцит. базаниты и трахибазальты 3 анал.	субвулканич. фация 9 анал.												средн. по фазе 18 анал.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
Кремнезем . .	54,18	49,71	52,26	50,98	46,88	49,07	49,81	48,68	51,28	52,63	52,55	52,32	54,4	54,49	55,19	54,57	50,79	51,87	53,47	
Окись титана .	0,57	—	1,06	0,56	0,73	0,63	0,70	0,69	0,6	0,93	0,81	0,84	0,54	0,57	0,56	0,55	0,97	1,0	0,73	
Глинозем .	20,66	20,61	17,43	19,02	17,66	17,79	19,57	18,34	19,34	17,2	18,25	17,98	20,00	21,0	20,53	20,52	17,12	17,79	19,29	
Окись железа	2,94	5,98	7,63	6,80	6,14	5,41	4,15	5,23	4,99	6,95	5,19	5,63	2,93	2,78	3,74	3,15	5,63	3,97	3,81	
Заокись железа	1,68	—	2,05	1,05	5,19	4,47	3,72	4,46	2,39	1,38	2,46	2,19	2,78	2,90	2,20	2,62	3,57	4,06	3,17	
Окись марганца	—	—	0,85	0,85	—	0,19	0,14	0,16	0,50	0,14	0,18	0,16	0,15	—	0,33	0,24	0,12	0,11	0,18	
Окись магния	2,32	3,96	2,53	3,24	7,83	4,14	3,51	5,16	3,57	2,09	1,73	1,82	2,24	1,58	1,95	1,92	4,39	4,86	3,01	
Окись кальция	3,11	10,22	7,92	9,07	9,78	8,26	7,56	8,53	6,90	8,58	7,67	7,91	6,60	6,80	6,75	6,71	8,47	6,33	6,9	
Окись натрия .	4,55	3,80	4,81	4,30	2,29	3,13	2,94	2,78	3,87	2,93	4,65	4,23	3,55	3,32	3,38	3,41	2,79	4,45	3,47	
Окись калия	4,36	1,97	2,62	2,29	3,21	4,01	4,34	3,85	3,50	3,73	3,54	3,59	3,27	4,49	3,42	3,72	4,01	3,92	3,82	
Вода 110° .	1,84	—	0,91	0,91	2,33	1,04	1,28	1,55	1,26	1,86	0,88	1,12	1,93	0,36	1,21	1,16	2,02	1,0	1,30	
п. п. п.	5,69	22,53	1,35	2,94	1,40	4,31	5,38	3,69	4,24	3,60	2,84	3,03	1,94	1,40	1,04	1,46	0,84	1,26	1,29	
Сумма . .	101,40	100,88	101,48	102,01	104,11	101,48	101,36	103,05	102,44	102,19	101,52	100,89	99,97	99,69	100,33	100,03	101,25	101,34	101,10	

Продолжение таблицы 2

Петрохимические коэффициенты

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	19,6	12,1	13,7	13,4	10,2	13,67	13,7	12,52	15,17	12,5	16,4	15,4	13,8	14,72	12,4	14,0	11,02	15,07	13,7
	4,17	8,3	4,9	6,8	7,3	6,05	7,8	7,05	6,00	6,0	4,7	5,0	7,1	8,13	8,15	7,8	6,45	4,8	6,9
	10,52	18,1	18,2	18,1	26,4	10,2	16,0	20,8	16,47	16,8	15,0	15,4	10,86	9,5	9,95	10,1	20,7	18,2	17,8
	67,42	60,9	62,2	61,5	56,1	61,08	62,87	60,01	63,97	64,6	63,8	63,0	67,2	67,8	68,2	67,7	62,1	61,84	65,4
	34,9	—	—	—	—	—	—	37,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	37,4	29,8	48,5	39,1	28,0	38,7	46,9	42,86	38,1	47,1	44,5	45,1	51,4	57,0	57,3	55,4	42,3	47,1	51,1
	27,6	44,8	24,05	24,42	52,4	27,7	33,48	19,3	24,96	22,4	21,9	27,7	36,2	39,00	35,9	34,2	37,6	35,2	26,1
	—	25,4	27,45	16,42	19,6	23,8	14,5	50,8	22,86	30,4	23,0	22,4	14,0	7,3	6,6	9,3	20,2	17,4	13,1
	62,8	74,9	72,4	73,6	51,7	49,3	51,6	2,0	62,4	54,4	50,4	56,6	59,6	57,7	60,9	59,4	57,4	59,69	59,1
	0,92	—	1,5	0,75	1,04	1,82	3,15	20,58	1,22	1,3	0,83	0,59	0,62	0,77	0,7	0,7	1,4	2,76	1,3
	—	25,6	37,0	36,3	10,05	26,6	25,1	—	28,44	28,1	22,4	29,4	30,96	27,07	34,6	31,09	24,9	22,8	28,1

Плавный ход дифференциации на протяжении всех трех фаз вулканизма раннего эоцена, выраженный в нижней серии трахиандезитом, в средней — андезито-базальтом и базальтом и в верхней пикрит-трахибазальтом, трахибазальтом, лейцитовым базанитом связан с беспрерывностью процесса вулканизма при миграции зон кинсидиментационных разломов, активизировавшихся с юга на север на фоне развития блоковых структур Астаринского поднятия и Космальянского вулканотектонического прогиба.

Вулканизм, представленный в среднем эоцене трахиандезито-базальтом и эгириновым трахиандезитом, а в позднем эоцене в первой фазе трахиандезито-базальтом и лейцитовым трахиандезитом, а во второй фазе — витробазальтом, трахидолеритом, эссекситом, лейцитом витербитом, приурочен в основном к зоне Лерикского прогиба и характеризуется длительным перерывом, выраженным в образовании мощных осадочно-туфогенных толщ.

Для позднеэоценового вулканизма по фазам его проявления также отмечается увеличение железистости и магнезиальности и уменьшение кремнистости, глиноземистости при сравнительно-одинаковом содержании щелочей. Лишь в лейцитовых витербитах наблюдается повышенное содержание их, отражая резко выраженный щелочной их характер.

Приведенные данные показывают, что все серии пород эоценового вулканизма Талыша являются продуктами единой щелочно-базальтовой магмы, испытавшей процессы фракционной дифференциации в периферических очагах. Эволюция магматического расплава в ранне- и средне-позднеэоценовом этапе протекала по двум параллельным линиям, (рис. 2). При этом расплав позднеэоценового этапа обогащался

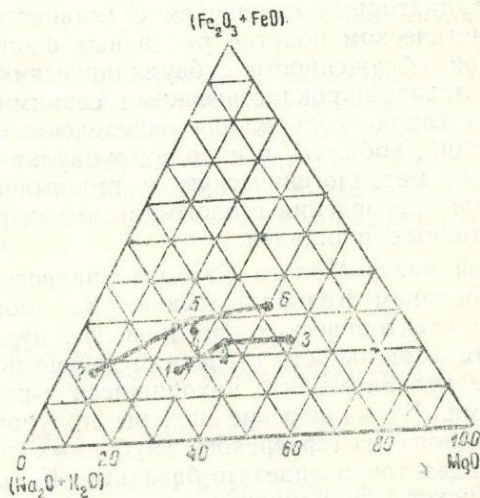


Рис. 2. Диаграмма соотношения компонентов в породах ранне, средне, и позднеэоценовых серий субщелочной базальтоидной формации Талыша.

1 — лейцит-сандиновые трахиандезиты; 2 — андезито-базальты и базальты; 3 — пикрит-трахибазальты и лейцитовые базаниты; 4 — трахиандезито-базальты и эгириновые трахиандезиты; 5 — трахиандезито-базальты и лейцитовые трахиандезиты; 6 — базальты и витробазальты; 7 — трахитоидные витербиты.

железом по сравнению с раннеэоценовым, что отражает дифференциацию единой щелочной оливин-базальтовой магмы по магнезиальному и железисто-щелочному направлениям. Причем, наличие вкрапленных пироксена, оливина, плагиоклаза, реже щелочных полевых шпатов во всех разновидностях пород рассматриваемых серий, свидетельствует о том, что первоначально ее дифференциация протекала на глубине в едином магматическом очаге, а затем в периферических очагах, где происходила дальнейшая дифференциация. Изменение состава продуктов эоценового вулканизма связано, с одной стороны, с ходом эволюции магматического расплава, с другой — с особенностями тектонического развития Талыша в позднегеосинклинальную стадию его формирования. Причем, учитывая маломощность гранитного слоя (до 2—3 км), а по данным геофизики сильную пронизанность его основными интрузиями можно предполагать, что мантийный (подкорový) расплав, поднимающийся по глубинным разломам, образовал периферические очаги непосредственно в пределах неконсолидированной части земной коры и не испытал существенных ассимиляций, со стороны вмещающих пород.

Особое положение в структурном, петрографическом и петрохимическом отношении занимают щелочные ультраосновные интрузии пикрит-перидотитов, особенность которых выражена значительно низким коэффициентом фракционирования, (30,7) и высоким коэффициентом затвердевания (66,9), что свидетельствует о внедрении новой (в конце эоцена в связи с инверсией области) порции мантийного расплава эоценового вулканизма.

Изучение распределения микроэлементов в породах эоценового вулканизма Талыша показало, что последние характеризуются специфической ассоциацией элементов-примесей. При этом преобладание микроэлементов и изменение их концентрации в отдельных типах пород, а также индикаторные отношения с главными окислами свидетельствуют о генетическом родстве различных фаций, о комагматичности и временной сближенности субвулканических интрузивов с соответствующими лавово-пирокластическими сериями. Значительно повышенные против кларка содержания определенных элементов (титан, никель, ванадий, кобальт) в породах субвулканических образований показывает их металлогеническую и геохимическую специализацию и заслуживают проведения геолого-поисковых работ, в целях выявления перспективных площадей.

В центральной части Малого Кавказа палеогеновый вулканизм связан с формированием Кельбаджарского, Калабойнунского и Мыхтокянского вулканотектонических прогибов, где пульсационно-ритмичная вулканическая деятельность в среднем эоцене породила агломератовые и глыбовые вулканокласты, находящиеся в переслаивании с андезитовыми лавами. Вулканические центры приурочивались к зонам Лачин-Башлыбельского и Тертерского глубинных разломов. Мощные дайковые пояса андезитов и андезито-базальтов Кельбаджарского прогиба и Сарисабинского синклинория связываются с деятельностью среднеэоценового вулканизма.

Позднеэоценовый вулканизм в этой части Малого Кавказа осуществлялся на фоне начальной стадии сводового поднятия и поэтому приобретает ослабленный характер, приурочиваясь лишь к Кельбаджарскому прогибу. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии развиты в узкой полосе и представлены переслаиванием туфоконгломератов,

туфов, песчаников и аргиллитов с подчиненными покровами андезитов с возрастанием количества и мощности последних на западе.

В Казахском прогибе среднеэоценовому вулканизму предшествовало накопление нормально-осадочных пород дания-палеоэоцена и нижнего эоцена. Среднеэоценовый вулканизм трещинно-центрального типа дал в основном лавы андезитов, трахиандезитов и трахибазальтов при подчиненном значении вулканокластов (туфы, агломератовые лавы и др.) того же состава. Все они содержат минералы цеолитовой группы (натролит, анальцит и др.).

Вулканические центры представлены аппаратами Гамешичел, Дидиван, Хачадаг, Демирчляр, сложенных трахидолеритами и трахиандезитами, (Аскеров, 1966; Абдуллаев, Гасанов, 1971). В химизме пород среднеэоценовых вулканитов Казахского прогиба (см. табл. 1) наблюдается следующая закономерность: породы лавовой серии в начальной стадии активности характеризовались небольшим количеством щелочей и по составу были близки к андезитам. Далее происходит резкое изменение состава магмы в сторону возрастания щелочности, что выражено в повышении количества окиси калия с образованием санидина, анортитовых кайм вокруг плагиоклазов и биотита.

Таким образом, начиная с раннего эоцена, происходит миграция геосинклинальных прогибов, где на фоне растяжения начинается интенсивная вулканическая деятельность с образованием последовательно дифференцированных формаций, представленных разнообразными по составу лавами и их вулканокластами. Химизм вулканитов для Ереванско-Ордубадской и Севано-Карабахской структурно-формационных зон отличается нормально и слабоповышенной щелочностью с повышением роли калия к концу тектоно-магматического этапа и нормальным соотношением титана к железу. Для Талышской зоны характерна слабая недосыщенность кремнеземом и более повышенная щелочность (преобладает калий).

Нарастание процесса консолидации, охватившего вышеуказанные структурно-формационные зоны с начала олигоэоцена приводит к интенсивным орогеническим движениям по всей площади мегантиклинория Малого Кавказа, сопровождающимся внедрением плутонов, преимущественно гипабиссальных фаций, которые с вулканитами последовательно дифференцированных формаций эоцена образуют единые вулканоплутонические комплексы.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Исмаил-Заде А. Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Малым Кавказом и Эльбрусом. — Геотектоника, 1971, № 3.
- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., и др. Щелочной вулканизм Талыша и его связь с тектоникой. — Труды IV Всесоюзного совещания, часть I, М., 1972.
- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э. и др. Некоторые особенности формирования калий-базальтоидных формаций (на примере Талыша). — Актуальные вопросы современной петрографии. Изд. Наука, М., 1974.
- Аллахвердиев Г. И. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды. Автореферат канд. диссертации, Баку, 1967.
- Аскеров Ф. Г. Верхнемеловые и палеогеновые вулканические формации Казахского прогиба (Малый Кавказ). Автореферат канд. диссертации, Баку, 1966.
- Геология СССР, том 47. Азербайджанская ССР. Изд. «Недра», М., 1972.

УДК 551.21; 551.3.051

Ф. А. АХУНДОВ, Т. Г. ГАДЖИЕВ

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА МАЛОГО КАВКАЗА (КАЗАХСКИЙ, АГДЖАКЕНДСКИЙ, МАРТУНИНСКИЙ СИНКЛИНОРИИ)

Развитие позднемилового вулканизма северо-восточного склона Малого Кавказа тесно связано с его тектонической эволюцией. Вулканизм этот сложен и разнообразен как с формационной, так и с фациальной точек зрения. В конце поздней юры и неокоме почти вся Малокавказская геосинклиналь воздымается. Складчатость и последующее внедрение интрузивного кислого и основного состава привели к консолидации значительной части этого поднятия, но некоторые участки юрской геосинклинали, особенно погруженные в юго-восточном направлении сохранили подвижность вдоль разломов и вулканические процессы продолжались там еще в валанжин-готериве. На тех же участках далее в барреме и апте накапливались в условиях слабых погружений мелководные морские фации. В начале раннего сенона в пределах почти всего Малого Кавказа происходит оживление ранее существовавших и появление новых продольных и поперечных разломов и флексур, интенсивными дифференциальными движениями по ним и движениями глыбовых структур. Эти особенности раннесенонского времени еще в начале этого века привели к усилению темпов прогибания, расширению контуров моря и возобновлению после длительного периода затишья во всех прогибах интенсивной и продолжительной вулканической деятельности. Начавшиеся в коньяке дифференциальные тектонические движения во второй половине раннесенонского этапа прогибания значительно усиливаются и охватывают значительные территории прогибов. В связи с усилением тектонических движений заметно возрастает и роль магматических процессов. В течение мелового времени северо-восточная и восточная часть Малого Кавказа в неокоме и сеноман-туроне испытывала поднятие и значительные участки ее превращались в сушу, следствием чего явилось оживление сквозных и коровых межглыбовых разломов, вдоль которых, начиная с раннего сенона и позже, почти во всех прогибах в массовом количестве изливались продукты вулканизма, образуя различные формации.

В позднемиловое время появляется определенная самостоятельность в ходе развития отдельных структурных единиц в темпах погружений, а также в характере и эволюции вулканических процессов. Особенности вулканизма и состав вулканических извержений определялись интенсивностью тектонических движений, глубиной заложения разломов, соотношением отдельных прогибов и зон с герцинскими и

жорскими складчатыми структурами и расположением кровли субстрата на разных глубинах. Поэтому в северо-восточной части Малокавказской геосинклинали в это время развиваются локальные вторичные прогибы (Казахский, Агджакендский, Мартунинский) с автономным характером развития, что в свою очередь отразилось на составе и характере позднемеловых вулканических формаций. Вулканизм, в основном, был сосредоточен в мобильных зонах этих прогибов.

Таким образом, видно, что палеотектоническая обстановка позднего мела характеризуется значительной контрастностью тектонических движений, в результате которых образовались новые интрагеосинклинальные зоны, разделенные интрагеоантиклинальными поднятиями. В результате детальных петрологических исследований продуктов позднемеловых вулканитов северо-восточного склона Малого Кавказа Ахундовым Ф. А. выделяются две группы формаций:

1) дифференцированные: последовательная базальт-андезит-дацит-липаритовая и контрастная липарит-базальтовая натриевой и калинатриевой специализацией;

2) слабодифференцированная — трахибазальтовая формация.

В Казахском прогибе развита последовательно дифференцированная базальт-липаритовая формация, состоящая из двух субформаций. Первая базальт-андезитовая субформация охватывает коньякский век. В это время происходило излияние основной лавы с образованием вулканитов базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Вулканизм носит как центральный, так и трещинный тип с редкими эруптивными центрами андезито-базальтов.

Продукты вулканизма данной субформации представлены сложными по составу образованиями, среди которых широким распространением пользуются вулканиты эффузивной фации с лавовой и эксплозивной субфациями. Субвулканические и жерловые фации пользуются незначительным развитием. Вулканизм этого времени носил многофазовый характер, выразившийся в послойном залегании различных лав и вулканокластов, чередующихся с терригенно-хемогенными образованиями. Породы лавовой субфации представлены различными базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами, диабазами, базальтовыми, брекчиевыми лавами. Все перечисленные разности характеризуются резким порфировым строением. Породы вулканокластической субфации имеют незначительное распространение и представлены агломератовыми кристалло-витрокластическими, кристалло-литокластическими, туфами андезито-базальтового состава. Находятся они в виде отдельных скоплений и линз. Субвулканическая фация имеет ограниченное распространение в виде силлов и мелких штоков выступающих в полосе развития пород лавовой и пирокластической субфаций и расположенных в правобережье р. Гасансу, на южных склонах гг. Кямантка, Паравакар, юго-восточнее сел. Али—Байрамлы. Представлены они андезито-базальтами, диабазами, оливиновыми и безоливиновыми долеритами и долеритовыми порфиритами со столбчатой и плитчатой отдельностью.

Все субвулканические тела являются внутриформационными образованиями, не выходящими за пределы тех стратиграфических уровней, на которых шло формирование вмещающих их лавовых образований. В субвулканах наблюдается возрастание железистости, свидетельствующее о дифференциации отдельных более поздних порций базальтового расплава. Все это сказалось на составе моноклиновых пи-

роксинов и оливина, в которых обнаруживается увеличение ферросилитового компонента. Вкрапленники моноклинных пироксенов возрастают от периферии к центру, а плагиоклаз преобладает в краевых частях. Все это указывает на относительно длительный промежуток времени кристаллизации субвулканических тел после их внедрения.

Жерловая фация распространена локально, слагая древние вулканические центры. Характерным представителем экструзивных тел является купол «Цаккар», расположенный на правом берегу р. Джогас. Экструзивный купол возвышается над местностью на 30—35 м, с куполовидным сечением в диаметре 40—45 м. Центральная часть представлена андезито-базальтами, периферийная — брекчиевыми лавами того же состава.

Среднеосновные вулканы по петролого-фациальным особенностям представляют собой сложную ассоциацию лавовых, пирокластических, лавокластических и осадочно-пирокластических образований, с частым колебанием мощности лав, замещением крупнообломочных пирокластов мелко- и тонкообломочными, а их в свою очередь пирокласто-осадочными образованиями. Вулканы описываемой субформации характеризуются выдержанностью минералогического состава и большим разнообразием структурных особенностей. Наиболее ранние основные вулканы относятся к классу ненасыщенных и слабонасыщенных пород бедных щелочами, повышенной известковостью, несколько повышенной магнезиальностью, в более поздних среднеосновных вулканах уменьшается магнезиальность ввиду отсутствия оливина и повышается железистость за счет появления железистых пироксенов. Средний состав основных пород свидетельствует о том, что они отличаются от толеитовых базальтов несколько пониженным содержанием: кремнезема, титана, повышенным количеством глинозема.

Вторая липарито-дацитовая субформация охватывает сантонский вулканизм, являющийся завершающим этапом позднемелового вулканизма. По вещественному составу и структурным особенностям вулканы сантона весьма разнообразны и представлены андезито-дацитами, дацитами, липаритами, липарито-дацитами, альбитофирами и перлитами, среди которых выделяются лавовая и вулканокластическая субфация эффузивной фации, жерловая и субвулканическая фации. В формировании сантонских вулканитов устанавливаются две субфазы. Первая субфаза отвечает эксплозивному, а вторая — эффузивному вулканизму.

Таким образом, в результате вулканических процессов, преимущественно центрального типа, образовалась мощная толща вулканитов, представленная в основном пирокластолитами и в меньшей степени лавовыми покровами. Довольно отчетливо выражены выходы экструзивной субфации, которые развиты, главным образом, по бортам Казахского прогиба в полосе развития сантонских, реже коньякских лавовопирокластических образований. Наиболее характерными экструзивными куполами являются «Гюазан», «Геерчин», «Кызылкая», «Кероглы», сложенные андезито-дацитами, липаритами и альбитофирами.

Субвулканическая фация сантонского вулканизма представлена силами, дайками и мелкими штоками, приуроченными к разрывным нарушениям северо-восточного и северо-западного простирания. Все морфологические разности субвулканических тел имеют одинаковый состав с лавовыми образованиями и часто образуют изолированные

тела. Наиболее характерным и сравнительно крупным из них является Учгельское субвулканическое тело, имеющее штокообразную форму альбитофирового и андезито-дацитового состава с характерной столбчатой отдельностью.

Тесная пространственная связь вулканитов различного состава, их закономерная и непрерывная эволюция от основных пород к кислым позволяет относить их к единой известково-щелочной серии. Необходимо отметить, что часто в одних зонах вулканиты представлены андезито-дацитами и дацитами, а в других — липаритами и липарито-дацитами. Такое различие состава является результатом складчатоглыбового строения Казахского прогиба. Характерным для сантонского вулканизма является то, что центры его вулканизма не совпадают с таковыми коньякского базальтоидного вулканизма, что является результатом контрастных тектонических движений. Изменение мощностей, кислых вулканитов на различных участках объясняется наличием тектонических разрывов, предшествующих их излиянию.

Для всех разновидностей пород последовательно дифференцированной базальт-липаритовой формации характерна многоэтапная кристаллизация с резким изменением условий в ходе этого процесса, что позволяет предположить длительность интрателлурической стадии. В них пользуется широким развитием порфировый структурный тип пород. К зонам повышенной проницаемости — прогибам и зонам глубинных разломов приурочены базальтовые и андезито-базальтовые, а к поднятиям — андезитовые, андезито-дацитовые и липарито-дацитовые разности описываемой формации.

Разнообразие вещественного состава пород данной формации объясняется возрождением магматического процесса после длительного перерыва в связи с началом тектонической перестройки.

Мощность вулканитов последовательно-дифференцированной базальт-липаритовой формации в целом закономерно возрастает от периферической части прогиба к его центру. Накопление позднемиловых вулканитов описываемого прогиба сопровождалось конседиментационными тектоническими движениями восходящего знака.

В Агджакендском прогибе развита позднемиловая контрастная липарит-базальтовая формация, которая отличается от поздне-миловой последовательно дифференцированной базальт-липаритовой формации Казахского прогиба тем, что здесь коньякский вулканизм начался извержением кислых вулканических продуктов, представленных в основном вулканокластической и в меньшей степени лавовой субфацией и субвулканическими телами липарито-дацитового и липаритового состава.

Вулканические процессы основной магмы охватили нижнесантонское время и начало вулканической активности, характеризуются эксплозивными извержениями, приведшими к накоплению разнообразных пород вулканокластической фации. Обе эти формации появились в позднегесинклинальную стадию во время общей инверсии Малокавказской сложной геосинклинали и разрастания складчатой структуры в сохранившихся остаточных вторичных прогибах. В течение позднегеосинклинальной стадии дифференциация геосинклинальной системы начавшаяся на рубеже ранней и позднегеосинклинальной стадии прогрессирует. Появляются новые интрагеоантиклинали, обособляются новые вторичные прогибы, все более и более узкие. Именно различный

характер развития Казахского и Агджакендского прогибов и является основным фактором отличия состава и типа формаций.

Контрастная липарит-базальтовая формация Агджакендского прогиба состоит из двух субформаций: первая липарит-дацитовая субформация охватывает коньякский век и характеризуется эксплозивным вулканизмом, представленным тонко, мелкообломочными пирокластами-витрокластическими туфами липарито-дацитового состава, пепловыми туфами дацитового состава — голубые трассы и в меньшей степени другими пирокластами дацитового андезито-дацитового и очень редко, андезитового состава, последние встречены в разрезе сс. Азат и Деревейли. Распределение вулканического, материала показывает, что излияния в основном происходили из вулканических аппаратов центрального типа, причем вулканическая деятельность периодически сменялась периодом осадконакопления. Это ясно наблюдается в разрезах сс. Карабулаг, Бузлуг, Азат, Деревейли.

Субвулканическая фация имеет незначительное распространение и представлена мелкими куполообразными и дайкообразными телами, которые получили развитие в восточной части прогиба, между сс. Сарысу, Монашид, Бузлуг и Башкишак. Субвулканические тела по сравнению с вулканическими более свежие, крупнозернистые с порфировидной структурой и представлены различными андезито-дацитами, дацитами и липаритами с микрогранитовой микросферолитовой структурой основной массы в центральных частях. Все они характеризуются мелкими размерами. Мощность их колеблется от первых метров до первых десятков метров. Оптические свойства породообразующих минералов субвулканических тел Агджакендского и Казахского прогибов, а также их петрохимические особенности различны. Акцессорными минералами субвулканических тел Агджакендского прогиба бедны. Элементы примеси в субвулканах Агджакендского и Казахского прогибов различны. Жерловая фация также встречается редко. Наиболее характерным ее представителем является гора Джанбаз, являющаяся центром извержения кислого коньякского и в меньшей степени основного сантонского вулканизма.

В междуречье Кошкарчая и Бузлугчая наблюдаются линейные выходы биотитового витрокристаллокластического и кристаллокластического туфа липаритового и липарито-дацитового состава, свидетельствующие о наличии субширотного разлома, опустившего северную часть Агджакендского прогиба. Линейные выходы кислых туфов свидетельствуют о наличии вдоль разлома мелких центров эксплозивного вулканизма. В междуречье Инджачая и Тертера (восточная часть прогиба) в коньякское время накапливались терригенные фации мощностью до 400 — 420 м, переслаивающиеся с редкими пластами витрокластического туфа и туфобрекчий. Все, это свидетельствует о одновременности вулканизма в отдельных частях прогиба, но не позднее раннего коньяка, по мере активизации магматических каналов.

Абсолютный возраст кислых вулканокластических образований 87 млн. лет соответствует рубежу нижнего и верхнего коньяка. Распределение вулканического материала показывает, что излияния, в основном, происходили из вулканических построек центрального типа, причем вулканическая деятельность периодически сменялась периодом осадконакопления (разрезы сс. Карабулах, Монашид, Бузлуг, Азат, Деревейли). Необходимо отметить, что кислые пирокласты большей частью слагают изолированные вулканические постройки центрально-

го типа, а также мелкие вулканотектонические структуры. Фациальные особенности пород и характер их размещений свидетельствуют о накоплении вулканитов в мелководных и субаэральных условиях, развитых исключительно в Кюракчайском поднятии.

Вулканические процессы основной магмы, относящиеся к базальт-андезитовой субформации охватили нижнесантонское время, причем начальная фаза характеризуется эксплозивным (Гянджачайский участок), а конечная эффузивным вулканизмом (Кюракчайский участок). Среди базальтоидных дифференциатов данной формации по особенностям химического состава различаются две группы. К первой группе относятся базальты нормальной щелочности, близкие к составам средних пород по Дэли; вторая группа представлена базальтами, преобладанием натрия над калием, реже калий равен или преобладает над натрием. На всей площади развития пород контрастно-дифференцированной формации встречаются представители обеих групп со всеми переходными разностями, причем в одних участках преобладают базальты нормальной щелочности, а в других — повышенной. В целом базальты описываемой формации представлены дифференцированными порфиоровыми разностями, переходящими через андезито-базальты в различные андезиты, редко в трахиандезиты и трахибазальты. Основные вулканиты характеризуются ясной порфировой структурой, размеры вкрапленников которых доходят до 1—2, реже 3 см, причем для них характерны несколько генераций интрателлурических вкрапленников пироксена и плагиоклаза. Эти факты дают основание предположить многоэтапную кристаллизацию, которая началась в глубинных очагах и часто прерывавшуюся в связи с пульсационным движением магмы к земной поверхности с неоднократными остановками в периферических очагах. Слабая раскристаллизация основной массы также свидетельствует об отделении летучих компонентов в доэффузивный период в периферических очагах.

Нижнесантонский вулканизм завершился внедрением многочисленных субвулканических тел разнообразных в морфологическом и петрографическом отношении:

1. Куполовидные и штокообразные тела андезитового, долеритового, диабазового, реже габбро-диабазового, габбро-порфиритового состава.

2. Дайки — корни излияний сантонского вулканизма андезитового и долеритового состава.

Субвулканические тела основного состава имели широкое развитие. Их выхода отмечены в районе сс. Верхний Агджакенд, Тодан, Карабулах, Чайкенд, вблизи Михайловского месторождения агата. В западной части Агджакендского прогиба субвулканические тела встречаются вблизи Мурутского каменного карьера, в районе сел. Деребейли и др. Представлены они диабазами, долеритами, анальцимовыми долеритами, базальтами, андезито-базальтами. В некоторых разновидностях долеритов встречается калиевый полевой шпат в мезостазисе. Большим распространением пользуются дайки-корни излияний, которые встречаются в основном севернее сел. Абляр, Карабулах, Михайловка, у подножья г. Эльвор, а также западнее сел. Топалгасанлы и вблизи ЗургЭС. По составу дайки идентичны с сантонским лавовым образованием. Наибольшим развитием пользуются плотные темно-зеленые андезито-базальты и долериты, последние представлены небольшими пластово-рвущими и штокообразными телами, ясно прорываю-

дими сантонскую лавово-пирокластическую толщу, приуроченные к зоне разрывных нарушений. Все субвулканические тела являются интрузивными. В них часто встречается позднемагматический мезостатический анальцит и боулангит. Среди субвулканических образований также как и в комагматических с ними сантонских вулканитах наблюдаются как субщелочные, так и известково-щелочные разновидности. По остальным петрохимическим параметрам они относятся к высокоглиноземистым толеитовым базальтам.

Вулканиты базальтового и кислого состава отличаются четкими различиями по целому ряду петрологических, петрохимических, минералого-геохимических параметров, которые вместе с геологическими особенностями свидетельствуют об их генетической самостоятельности. Происхождение контрастных формаций в настоящее время является одним из дискуссионных вопросов современной магматической петрологии. Одни авторы считают, что образовались эти формации путем контрастной дифференциации единого базальтового очага. Другие стоят на точке зрения генетической обособленности кислой и основной групп формации (Ю. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, М. А. Фаворская, Т. И. Фролова). Контрастность формаций В. М. Сергиевский объясняет ликвацией магмы в очаге. Геолого-петрологический анализ позднемеловых вулканитов Агджакендского прогиба подтверждает точку зрения Ю. А. Кузнецова, В. С. Коптева-Дворникова, М. А. Фаворской, и Т. И. Фроловой.

Ранее предыдущие исследователи без каких-либо доказательств позднемеловые вулканиты Агджакендского прогиба принимали как продукты единой эволюционной серии и относили его к антидромному типу вулканизма. В результате проведенных нами исследований породообразующих минералов, а также петрохимические данные кислых и среднекислых пород коньяка и сантона позволили нам прийти к следующим выводам:

1. В вулканитах коньяка и сантона отсутствуют общие генерации плагиоклазов и разновозрастные средне-кислые вулканиты, характеризуются своим набором вкрапленников плагиоклаза вполне определенным составом и обликом данного минерала, а также отличаются оптическими свойствами.

2. Для кислых вулканитов коньяка характерно обилие биотита, а в среднекислых вулканитах сантона биотит отсутствует и присутствует измененная роговая обманка.

3. Кислые и средне-кислые вулканиты коньяка и сантона как лавовые, так и лавокластические образования различаются также характером и количеством вкрапленников. Содержание их в первых не превышает 10—15%, а во вторых колеблется от 15 до 45—55%, причем в вулканитах сантона чаще встречается обыкновенная роговая обманка.

4. Векторные диаграммы по А. Н. Заварицкому, составленные для средне-кислых вулканитов коньяка и основных вулканитов сантона дают ясные обособленные рои фигуративных точек, что свидетельствует об отсутствии непрерывной приемственности в составе расплавов.

5. Векторные диаграммы по А. Н. Заварицкому, составленные для средне-кислых вулканитов коньяка и сантона также дают отличающиеся друг от друга рои фигуративных точек. Такая петрохимическая самостоятельность коньякских и сантонских вулканитов является результатом их независимого происхождения, свидетельствующая о ге-

терогенности базальт-андезитовой и липарит-дацитовй субформации единой контрастной липарит-базальтовой формации.

6. Средне-кислые вулканы разных субформаций различаются также набором акцессорных минералов. В липарито-дацитовй субформации преобладают апатит, циркон, а в средне-основных вулканах базальт-андезит-субформации появляется сфен и в сравнительно большем количестве магнетит.

7. Изучение элементов примесей в вулканах обеих субформаций также показали их геохимические отличия. Для вулканов липарито-дацитовй субформации наиболее характерными элементами являются марганец, рубидий, иттрий, цирконий, вольфрам, титан, свинец, а для базальт-андезитовой субформации характерны кобальт, литий, барий, медь, торий, вольфрам, стронций.

8. Все вышеописанное свидетельствует о том, что коньякские и сантовские вулканы Агджабендского прогиба не комагматичны.

Мартунинский синклинорий представляет собой сложнопостроенную и своеобразную структуру Малого Кавказа и поэтому характеризуется своеобразием продуктов позднемелового вулканизма, представленным трахибазальтовой формацией, в которой преобладают оливиновые базальты с повышенной щелочностью, наряду с безоливиновыми базальтами и трахибазальтами.

Щелочно-базальтоидный характер продуктов излияния связан с проницаемостью земной коры, с сокращением мощности гранитного слоя и близким расположением к поверхности базальтового слоя Земли, а также сравнительно слабым прогибанием синклинория, связанным с возросшей жесткостью структуры субстрата, что доказано глубинным сейсмическим зондированием.

Необходимо отметить, что продукты вулканизма Мартунинского синклинория характеризуются постоянством химического состава лав даже значительно удаленных друг от друга участков, что свидетельствует о питании вулканических аппаратов магмой из одного слабо дифференцированного очага, расположенного, повидимому, в верхней части мантии, поднятие которых сопровождалось отрицательными движениями, приводившими к образованию питающих глубинных разломов. Изучение отдельных разрезов позднемеловых вулканов свидетельствует, что в это время вулканическая активность в определенных промежутках времени сменялась периодами затишья, во время которых происходили процессы сноса и накопления продуктов терригенно-хемогенных пород.

Вулканические извержения со сложной последовательностью событий протекали с многократным чередованием эксплозивных фаз, причем неодинаковой протяженности и одновременно на различных участках.

Характерным типом извержений, особенно для ранней фазы вулканической деятельности, являлись подводные вулканы центрального типа, деятельность которых сопровождалась мощными эксплозивными процессами, представленными агломератовыми лавами, различными по составу и размеру обломков туфами базальтоидов, вулканическими брекчиями и в меньшей степени разнообразными вулканогенно-осадочными образованиями.

Неотсортированный грубообломочный пирокластический материал в верхних частях разрезов сменяется мелкообломочными туфами субщелочного базальтового и андезито-базальтового состава. Послед-

ний же период вулканической деятельности характерен тем, что наряду с центральным типом извержений возникли подводные, относительно спокойные трещинные излияния лав. Изучение продуктов вулканизма, состав и характер лав, характер твердых вулканических продуктов, формы занимаемого пространства, а также определение эксплозивного индекса дает основание считать позднемеловой вулканизм Мартунинского синклинория, в основном, стромболианским и незначительно вулканским типом извержения. Вулканизм на конечных этапах сопровождался внедрением субвулканических интрузивов — габбро-диабазов, диабазов, долеритов и трахидолеритов. Близ сел. Гавахан обнаружены дайки-корни излияний долеритового, трахидолеритового и базальт-трахибазальтового состава.

Позднемеловые центры извержений в основном располагаются на стыках синклинория с обрамляющими антиклинориями — неки близ сс. Керт и Гюней-Чартаз. Вследствие приуроченности жерловых фаций к разлому широтного простираения, они имеют вытянутую форму и располагаются соответственно направлению разлома.

Все разновидности субвулканической фации приурочены в основном к северному борту Мартунинского синклинория.

Для вулканитов Мартунинского синклинория характерен субщелочной характер, причем в одних случаях преобладает калий, а в других — натрий.

Необходимо подчеркнуть в общем относительную устойчивость химического состава вулканитов, субвулканических и жерловых фаций.

В вулканитах с повышенным содержанием калия резко повышается отношение титана к железу, указывающее на образование их за счет дифференциации оливин-базальтовой магмы. Слабо дифференцированные мантийные базальты Мартунинского синклинория представляют особый интерес, так как они по условиям залегания, формирования и петрохимическим данным более или менее сопоставимы с толентовыми плато-базальтами платформ, причем к двум из трех выделенных на платформах сериям: 1) недосыщенных кремнеземом, 2) с повышенной щелочностью (трахибазальтовая) и повышенным содержанием титана.

В некоторых разностях наблюдается повышенная железистость,ходящая до 15%. Характерной особенностью химизма железисто-щелочных базальтов является близость их с одной стороны к типичным трахибазальтам (по Дэли), с другой — к конечным продуктам глубоинной дифференциации плагиобазальтами. Геолого-петрологические данные свидетельствуют, что железисто-щелочные базальты находятся в генетической связи с субщелочными базальтами.

Формационный анализ вулканитов северо-восточного склона Малого Кавказа (Казахский, Агджакендский, Мартунинский синклинории) позволил сделать следующие выводы:

1. В зонах развития последовательно-дифференцированной базальт-липаритовой формации переход от режима устойчивого прогибания к геоантиклинальным условиям происходил постепенно за счет сокращения длительности начальных и увеличения последующих стадий.

2. Позднемеловой вулканизм северо-восточного склона Малого Кавказа проявляет отчетливую пространственную зональность состава как вкрест, так и вдоль простираения.

3. Изменение состава родоначальных магм в отдельных прогибах в позднемеловое время свидетельствует о наличии нескольких периодов генерации глубинных магм в позднегеосинклинальную стадию в пределах северо-восточного склона и их последующую эволюцию с постепенным появлением все более глубоких частей магматических очагов. С наиболее глубоким очагом связано образование субщелочной слабо дифференцированной трахибазальтовой формации Мартунинского синклинория.

4. Анализируя историю развития позднемеловых формаций Сомхито-Агдамской (Казахский, Агджакендский прогибы) и Севано-Карабахской (Мартунинский прогиб) можно прийти к выводу, что по существу каждая зона в позднемеловое время развивалась по своему, имея свои индивидуальные специфические особенности.

5. Одновременное развитие разных позднемеловых формаций в Сомхито-Агдамской структурно-формационной зоне свидетельствует об автономном развитии Казахского и Агджакендского прогибов в позднемеловое время, так как известно, что развитие контрастных формаций соответствует этапам несколько меньшей мобильности материала коры, а последовательно дифференцированные формации образуются в мобильных внутренних частях прогибов.

6. Учитывая, что кислые вулканы в позднемеловой последовательно-дифференцированной формации Казахского прогиба присутствуют в большем количестве, чем таковые в контактной липарит-базальтовой формации Агджакендского прогиба, можно прийти к выводу, что в позднемеловое время тектоническая активность и движения положительного знака в Казахском прогибе были выше.

7. Повышенное количество позднемеловых кислых вулканитов в Казахском прогибе свидетельствует о перемещении уровней магнезитового образования вверх, за счет вовлечения в этот процесс материала коры.

8. Состав и форма вкрапленников плагиоклаза и моноклиновых пироксенов и выделение нескольких генераций их в позднемеловых базальтоидах свидетельствует о наличии процесса фракционирования и многократных остановок магмы в промежуточных очагах, которые расположены на различных глубинах.

9. Щелочно-базальтоидный вулканизм Мартунинского прогиба, представленный сложной ассоциацией различных базальтов, андезитов, трахиандезитов, трахибазальтов, анальцитовых оливиновых базальтов принадлежит к единой щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой формации), причем субщелочные вулканы данной формации относятся к магматизму «чистой линии», образовавшиеся в результате последовательной дифференциации мантийных магм, т. е. представляют собой субщелочные породы, которые относятся к монокристаллическим формациям, т. е. к формациям чистой линии не являющимися продуктами гибрида. Петрохимическая близость субщелочных базальтов различных участков Мартунинского прогиба, а также слабая дифференциация их в очагах генерирующих эти породы, является дополнительным фактом в пользу самостоятельности петрографического типа щелочных оливиновых базальтов. Эти же данные можно рассматривать как косвенные указания на большую глубину образования очагов оливин-базальтовой магмы, а также относительно большую их величину, ввиду того, что отсутствие признаков дифференциации в вулканитах является результатом относительно медленного падения температуры в глубинных очагах.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Керимов Т. И., Ахундов Ф. А. Мезозойский магматизм Малого Кавказа. Геология СССР т. 47 Азерб. ССР, М. Недра, 1972.
- Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г., Меловые вулканические формации Азербайджана. Тезисы 2 регионального петрографического совещания, Ереван, 1973.
- Ахундов Ф. А., К вопросу размещения и происхождения меловых вулканических формаций Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Ученые записки АГУ, серия геолого-географических наук, 1974, № 2.
- Кузнецов Ю. А., Основные типы магматических формаций. М. Недра, 1964.
- Фролова Т. И., Контрастные формации геосинклиналей. Ст. 5 научно-отчетной конференции МГУ, 1970.
- Фролова Т. И., Петрова М. А., Гущин А. В., Некоторые особенности вулканизма геосинклинали «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли». Труды 4-го Всесоюзного петрографического совещания, Из-во Наука, Москва, 1972, часть I.
-

УДК 553.29;552.3(479.24)

Т. Г. ГАДЖИЕВ, М. А. АКСЕЛЬРОД

К ВОПРОСУ О ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

В последнее десятилетие начаты региональные исследования по эндогенной металлогении территории Азербайджана на основе формационного анализа. Учитывая, что фонд месторождений выходящих на поверхность, здесь можно считать исчерпанным, совершенствование методов геологических исследований для прогнозирования скрытого оруденения приобретает особо важное значение. Одним из таких методов является формационный анализ, связывающий воедино разные процессы в земной коре, включая и такие сложные, как формирование эндогенных месторождений (12, 13, 14, 15). Установление генетических связей оруденения с магматизмом весьма сложно, но важность выявления этих связей для прогнозирования перспектив отдельных площадей на тот или иной вид полезного ископаемого не вызывает сомнений.

Современное понимание рудной формации дает возможность переносить закономерности рудообразования, установленные на одном из изученных месторождений данной формации на другие, слабо изученные, но относимые к той же рудной формации. Предполагается, что принадлежность к определенной рудной формации предопределяет масштаб и качество руд месторождения. Для Азербайджана же единой классификации рудных формаций по генетическим признакам и их взаимосвязи с магматическими формациями до сего времени не предложено, поэтому на основе разработанной формационной классификации магматических образований Азербайджана (4) и существующих представлений о рудных формациях нами была предпринята попытка подобной систематики рудных формаций Азербайджана.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНА

В металлогенической истории Азербайджана, в соответствии с полициклическим характером геологического его развития, выделяются докембрийская (байкальская), герцинская и альпийская (раннеальпийская и позднеальпийская) металлогенические эпохи (15, 19). Сведения о байкальской металлогении данного региона практически отсутствуют.

О рудоносностью герцинид на территории Азербайджана связывается только полиметаллическое оруденение стратиформного типа в терригенно-карбонатной субформации (средний девон — нижний карбон) Араксинской зоны (Гюмушлугское месторождение).

Таким образом, почти все известные месторождения Азербайджана относятся к альпийской металлогенической эпохе и образованы рудными формациями разных стадий развития альпийского тектономагматического цикла (табл. 1). Альпийская история геосинклинального развития, начавшаяся в ранней юре на Большом Кавказе и с некоторым запаздыванием на Малом Кавказе (22), характеризуется длительным периодом начальных и ранних этапов. В течение юры, мела и раннего палеогена различные части Кавказа испытывали прогибание и общая инверсия наступила лишь в конце эоцена. В соответствии с этими особенностями определились и основные черты металлогении: преобладающее развитие месторождений колчеданной формации ранних стадий геосинклинального развития и становление медно-молибден-порфировой, золотосульфидной и ртутной формаций в орогенном этапе. Рудные формации обособлялись не только во времени, но и в пространстве, очертив в пределах региона. (Азербайджан и сопредельные территории Грузии и Армении) металлогенические провинции, металлогенические зоны и рудные районы.

Основные черты альпийской металлогении Азербайджана определяются особенностями развития двух металлогенических провинций — Большого Кавказа и Малого Кавказа (1, 2, 7, 10, 15). На южном склоне Большого Кавказа в связи с открытиями новых колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений определилась крупная Белокано-Шекинская колчеданоносная зона (3) (или пояс). Малый Кавказ объединяет ряд автономно развивавшихся структурно-формационных и металлогенических зон, из числа которых на территории Азербайджана выделяются: центральная часть Сомхето-Кафанской зоны, Севано-Акеринская, Ордубад-Зангезурская (часть Мисханно-Зангезурской зоны) и Араксинская зоны. Оруденение металлогенической зоны Талыша остается пока потенциальным.

Иногда пространственное расположение месторождений определенных рудных формаций более молодых металлогенических стадий образует пояса секущего направления по отношению к простирающимся сформировавшимся металлогеническим зонам. Таковы медно-молибденовый и золоторудный пояса Азербайджана и Армении, имеющие близкое меридиональное направление (11,9).

СИСТЕМАТИКА РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В принятой систематике эндогенных рудных формаций Азербайджана наиболее крупными элементами являются комплексы формаций, отражающие основные этапы магматической и металлогенической эволюции описываемого участка земной коры; выделены комплексы рудных формаций геосинклинальной, инверсионной и орогенной стадий. В соответствии с историей геологического развития металлогенических провинций на Большом Кавказе проявлен только геосинклинальный комплекс рудных формаций раннеальпийского этапа (или киммерийского по Г. А. Твалчрелидзе), в то время как на Малом Кавказе известны все три комплекса формаций обоих металлогенических этапов (19).

В пределах комплекса рудные формации объединены в ряды рудных формаций, связанные общностью формирования с определенной ассоциацией магматических формаций, служивших источником рудного вещества. Связи эти, в одних случаях — непосредственно ге-

Таблица 1

Стадийность металлогенического развития Азербайджана

Возраст	Металлогеническое развитие			
	металлогенич. эпохи	металлоген. этапы	Металлогенические стадии	Ведущие рудные формации
Ранняя — средняя юра	Альпийская	Ранне-альпийский	Раннегеосинклинальная	Колчеданная, барит-полиметаллическая
Поздняя юра — ранний мел			Позднегеосинклинальная (инверсионная)	Скарново-магнетитовая, алунит-пиррофиллитовая, сульфо-арсенидно-кобальтовая, полиметаллическая жильная
Поздний мел — палеоцен		Позднеальпийский	Раннегеосинклинальная	Хромитовая, золото-полиметаллическая
Ранний эоцен — предолигоцен			Позднегеосинклинальная	Колчеданная
Олигоцен — ранний плиоцен			Ранне-орогенная	Медно-молибденовая порфировая, золото-сульфидная, реальгар-кинноварная
Поздний плиоцен — антропоген			Позднеорогенная	Сурьмяно-ртутная, кварц-золоторудная

нетические (например, хромиты), в других — парагенетические, обусловленные общностью магматического очага (колчеданные руды), и др. Наконец, ряды обобщают все разнообразие рудных формаций, возникших на различных этапах развития альпийского тектоно-магматического цикла, отражая связи последних с теми или иными магматическими формациями (табл. 2).

В комплексы геосинклинальных рудных формаций входят ряды формаций, связанные главным образом с базальтоидным вулканизмом ранней — средней юры раннеальпийского этапа развития Большого Кавказа и Малого Кавказа, а также в меньшей степени — с поздне меловым вулканизмом позднеальпийского этапа развития Малого Кавказа. Ведущими из них являются формации колчеданных руд, парагенетически связанных с базальтоидными коагматическими формациями ранних стадий развития подвижных зон (3,20).

Зона юрской терригенной геосинклинали южного склона Большого Кавказа с герцинским геосинклинальным комплексом в основании является новой крупной колчеданоносной провинцией медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд (месторождения Филизчай, Катех, Кацдаг, Кизил-дере).

Колчеданные месторождения Белокано-Шекинской зоны являются полигенными и полихронными (Смирнов, 1967, Курбанов 1974) образованиями.

В результате полигенного рудообразования здесь сформировались медно-пирротиновая, медно-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая и кварц-полиметаллическая рудные формации.

Блоковое строение жесткого доальпийского консолидированного основания байкалид, на котором формировались вулканогенные формации островной дуги Малого Кавказа (Сомхето-Кафанская зона) предопределило характер вулканизма и особенности колчеданного рудообразования. Для месторождений колчеданного семейства Сомхето-Кафанской зоны общепризнан гидротермально-метасоматический генезис, средние размеры и парагенетическая связь с субвулканической фацией плагиолипаритов (16). Морфология рудных тел — линзовидно-штокообразная — определилась характером синвулканических рудовмещающих структур. Как и в других колчеданоносных районах характерна повсеместная приуроченность колчеданных месторождений к кислым составляющим контрастных базальтоидных формаций — липаритам, плагиолипаритам (плагиопорфирам), липарито-дацитам. Выплавка кислых магм здесь очевидно, вызвана сочетанием процессов дифференциации исходных толеитовых расплавов и взаимодействия с байкальским эвгеосинклинальным субстратом. Характерна пространственная и очевидно временная связь медно-колчеданного оруденения не только с кварцевыми плагиопорфирами, но и с гранитоидными коагматами базальтоидного магматизма. Концентрация медно-колчеданного оруденения в экзоконтакте, например, Кедабекского гранитоидного интрузива вызвана очевидно ремобилизацией и переотложением рудного вещества из первичных ореолов среди кислых вулканитов байоса в результате внедрения гранитоидных расплавов и становления интрузива.

К геосинклинальному комплексу рудных формаций следует также отнести медно-порфировое оруденение Сомхето-Кафанской зоны, образование которого происходило в тесной ассоциации с колчеданными формациями на ранних этапах развития регенерированной геосинкли-

Систематика эндогенных рудных формаций Азербайджана по генетическим признакам и их связи с магматизмом

Таблица 2

Металлоген. эпохи	Металлоген. этапы	Металлоген. стадия	Металлоген. ниц. зоны	Ряды рудных формаций	Рудные формации	Рудоносные магматические формации	Генетический тип месторождений	Возраст	Примеры типичных месторождений	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Герцинская			Араксинская	Ряд рудных формаций субплатформенных областей	Свинцово - цинковая в терригенно - карбонатных породах	Не установлены	Телетермальный	палеозой	Гюмушлугское	
				Комплекс геосинклинальных формаций (раннеальпийских)						
	Альпийская	Раннеальпийский	Раннегеосинклинальная	Белоканско-Шекинская	Ряд рудных формаций, связанный с базальтоидным подкоровым вулканизмом ранней средней юры Большого Кавказа	Медно-колчеданная (медно-пирротиновая) Колчеданно-полиметаллическая Кварц-полиметаллическая	Спилит-диабазовая и габбро-диорит-диабазовая	Колчеданный гидротермально - осадочный и гидротермальный (вулканогенный) сложного генезиса	ранняя средняя юра	Кизил-Дере (в Дагестане) Кацдагское Филизчайское Катехское
				Сомхет-Кафанская	Ряд рудных формаций, связанный с базальтоидной вулкано - плутонической ассоциацией средней юры Малого Кавказа	Серно - колчеданная Медно - колчеданная Колчедано-полиметаллическая Медно-энаргитовая	Базальт-андезит-плагиолипаритовая (плагиопр-фировая и плагио-гранитная)	Колчеданный гидро-термально-метасоматический (субвулканический)	средняя юра	Чирагидзорское Кедабекское Новогореловское Биттибулахское
					Медно-порфировая Кремнисто-гематитовая Барит-полиметаллическая Золото-сульфидная	Плагиогранитная Андезит-базальтовая	Гидротермальный Гидротермально-метасоматический Гидротермальный		Хархарское Алабашлинское Човдарское, Башкишлакское Гошинское	
						Не установлены	Не выяснен			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Альпийская	Раннеальпийский	Инверсионная	Сомхето-Кафанская	Комплекс инверсионных формаций (раннеальпийский)					
				Ряд рудных формаций, связанных с гипабиссальными интрузивами инверсионной стадии поздней юры	Алунит-пиррофиллитовая	Базальт-андезит-дацитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая	Гидротермально-метасоматический	поздняя юра	Загликское
					Скарново-магнетитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Скарновый	"	Дашкесанское
					Скарново-магнетит-кобальтовая Сульфоарсенидно-кобальтовая (внескарновых зон) Пирит-халькопиритовая		Плутоногенный гидротермальный Гидротермально-метасоматический		Северо-Дашкесанское Гюльятаское
				Ряд рудных формаций, связанных с самостоятельными малыми интрузивами диоритового состава инверсионной стадии поздней юры-неокома	Жильная полиметаллическая (с золотом) Золото-сульфидная (медно-магнетитовая с золотом)	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Плутоногенный гидротермальный		поздняя юра ранний мел
			Медное и медно-полиметаллическое оруденение в карбонатных породах	Не выяснены	Телетермальный (?)	"	Эльбекдашское		
	Позднеальпийский	Раннегеосинклинальная	Севано-Акеринская	Комплекс геосинклинальных формаций (позднеальпийский)					
				Ряд рудных формаций, связанный с контрастной базальт-липаритовой формацией Казахского прогиба позднего мела	Золото - полиметаллическая Железо марганцевая (с кобальтом) Редкометаллическая	Базальт-липаритовая	Вулканогенно-гидротермальный Гидротермально-осадочный	поздний мел	Дагкесаманское Дашсалахлинское
				Ряд рудных формаций, связанный с альпинотипичными гипербазитами	Хромитовая Никель-кобальтовая	Гипербазитовая	Вулканогенно-гидротермальный Магматический	"	Гейдара

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Альпийская	Позднеальпийский	Позднегосин-клинная		Ряд рудных формаций, связанный с последовательно дифференцированной формацией раннего эоцена.	Колчеданно - полиметаллическая (с золотом) Кремнисто-марганцевая (псиломелан-пиролузитовая)	Базальт-андезит-липарит-дацитовая	Колчеданный Вулканогенно-осадочный	средний палеоген	Агдаринское Биченагское
				Комплекс орогенных формаций					
		Раннеорогенная	Ордубад-Зангезурская	Ряд рудных формаций, связанный с гранитными батолитами сложного состава (Мегри-Ордубадский, Далидагский) позднего эоцена-олигоцена	Скарново-железо-рудная Скарново-кобальтовая	Габбро-монцитит-гранодиоритовая	Скарновый	"	Башюртское Кетамское
					Медно-молибден-порфировая Кварц-молибденовая Золото-медно-молибденовая Золоторудная	Гранит-порфировая	Плутогенный гидротермальный	поздний палеоген	Гейгельское, Динахчайское Парагачайское Агюрт, Мунундаринское Пьязбашинское Вежналинское
		Позднеорогенная	Араксинская	Ряд рудных формаций, связанный с олигоценно-ценовым вулканизмом Араксинской зоны	Сурьмяно - мышьяковая с кинварью Кварц - полиметаллическая «Медистых вулканитов» (комплексных руд) Самородной серы	Андезит-дацитовая	Вулканогенно-гидротермальный Вулканогенно-гидротермальный Вулканогенно-осадочный Фумарольно-сульфатарный, Эксталяционный	поздний палеоген ранний неоген	Даррыдагское Башкендское Хал-Халское Гемюрское

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Альпийская	Позднеальпийский	Позднеорогенная	Севано-Акеринская	Ряд рудных формаций, связанный с миоплиоценовым вулканизмом офиолитовой зоны	Кварц-золоторудная	Базальт—андезит-липаритовая	Вулканогенно-гидротермальный	неоген	Тутхунское, Агдуздагское
					Сурьмяно-ртутная (с серебром и золотом)	Не установлены	Телетермальный		Левское
					Ртутная-монометальная				Агятагское, Шорбулагское

нали. Примером перспективного рудопроявления медно-порфировой формации подобного типа в рассматриваемой зоне является Хархарское, расположенное в эндоконтакте плагиогранитного интрузива на единой с Кедабекским месторождением зоне близмеридионального рудоконтролирующего разлома. Рассматриваемый комплекс рудных формаций Малого Кавказа дополняется также барит-полиметаллической, кремнисто-гематитовой и золото-сульфидной формациями.

Широко развитые в Азербайджане баритовые и барит-полиметаллическое месторождения, относимые к семейству колчеданных формаций (Човдар, Башкишлак), характеризуются в Азербайджане жильным типом, знаменуя собой наиболее поздние стадии полихронного колчеданного рудообразования. Установлена тесная пространственная и парагенетическая связь с вулкано-тектоническими структурами и субвулканическими интрузивами диоритового состава геосинклинальной стадии. Месторождения кремнисто-гематитовой формации редки и малы по размерам. Золото содержится в рудах всех колчеданных месторождений зоны, но существование самостоятельной золото-сульфидной формации пока проблематично.

Иной металлогенический облик имеет Севано-Акеринская «шовная» эвгеосинклинальная зона глубинных разломов, развившаяся на новообразованной океанической коре и отличающаяся широким развитием пород офиолитовой ассоциации. В соответствии с современными построениями «новой глобальной тектоники» существенно изменившимися наши представления о развитии геосинклиналей, Севано-Акеринская офиолитовая зона может рассматриваться как отражение в современном эрозионном срезе зоны Беньюфа с развитием аллохтонов и серпентинитового меланжа (18, 21). Непосредственно к гипербазитам (дунит-перидотитам) приурочена формация хромшпинелидов, а также повышенные концентрации никеля, кобальта, платины.

Оруденению позднеальпийского этапа на Малом Кавказе (поздний мел — палеоген) свойственна значительная гетерогенность для разных металлогенических зон, обусловленная различными геологическими процессами этого периода, предопределившими рудообразование. С позднемеловыми вулканогенными формациями Сомхето-Кафанской зоны связан набор рудных формаций, характерный для наиболее поздних стадий геосинклинального развития: золото-полиметаллическая, железо-марганцевая, редкометальная (Казахский и Агджакендский прогибы), в то время как в Болнисском рудном районе (в Грузии) в связи с кислыми вулканитами позднего мела известно Маднеульское медно-колчеданное месторождение.

С позднегеосинклинальной стадией позднеальпийского этапа развития (ранний эоцен-предолигоцен), с периодом формирования наложенных прогибов и новой вспышки базальтоидного вулканизма, связано и наиболее молодое колчеданное оруденение (Агдаринское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Азербайджане, Чибухлинское и Тандзутское серноколчеданные месторождения в Армении).

Таким образом, как и для большинства других эвгеосинклинальных зон, крупные колчеданные месторождения Азербайджана связаны с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями, причем наиболее продуктивными оказались кислые составляющие натровых серий последовательно и контрастно дифференцированных формаций. Вместе с тем для Азербайджана типична многоэтапность формирования колчеданных руд, обусловленная многократным повторением во вре-

мени колчеданоносных формаций (средняя юра, поздний мел, палеоген). Это положение служит важным поисково-оценочным критерием.

Комплекс инверсионных рудных формаций в раннеальпийском этапе Малого Кавказа проявился лишь фрагментарно в Сомхето-Кафанской металлогенической зоне и связан с гипабиссальными гранитоидными интрузиями, внедрившимися в периоды частых инверсий тектонического режима.

Этот комплекс для Азербайджана явился весьма продуктивным: с позднеюрской габбродиорит-гранодиоритовой интрузивной формацией связано формирование не крупных, но контрастных месторождений скарново-железородной (с кобальтом), гидротермальной арсенидно-кобальтовой и жильной полиметаллической рудных формаций (Дашкесан, Мехмана и др.), рудные залежи которых концентрируются в зонах поперечных рудоконтролирующих структур.

Дискуссионны условия формирования крупнейшего на Кавказе Загликского алунитового месторождения. По одним представлениям алунитизация пород явилась следствием взаимодействия, туфогенных пород киммериджа и гидротермальных сернокислых растворов, связанных с позднеюрским вулканизмом.

Ф. К. Шипулин (1968) считал, что образование алунитов связано с воздействием на пористые алюмосиликатные породы, нагретых под воздействием интрузий и отжатый от них минерализованных подземных вод морского происхождения, выносивших из зон скарнообразования щелочи и глинозем.

Мы присоединяемся к мнению большинства исследователей [8], связывающих образование алунитов с воздействием на вулканогенные алюмосиликатные породы сернокислых растворов, отделившихся от гранитоидного комагмата (Дашкесанского интрузива) позднеюрской вулканоплутонической ассоциации. Алунитизация пород во времени близка к периоду скарнообразования.

Скарновая железородная залежь Дашкесанского месторождения и алунитизированная толща расположены в едином горизонте туфогенных пород киммериджа, нигде не совмещаясь. Поэтому, алунит-пиррофилитовую формацию мы относим к инверсионному комплексу.

Комплексы орогенных рудных формаций связаны с интрузивами гранит-порфирового ряда, крупнейшими из которого являются олигоценно-раннемиоценовые. Мегри-Ордубадский и Далидагский, объединяющие две формации: габбро-монзонит-адамеллитовую и гранит-порфировую. Интрузивы комагматичны с синхронным вулканизмом, различные их серии разновозрастны и параллелизуются с определенными стадиями вулканизма на протяжении от палеогена до раннего неогена, образуя единую вулканоплутоническую серию [5].

Становление полифазных глубоко дифференцированных интрузивов определило многообразие рудной минерализации, представленной двумя ведущими рудными формациями: медно-молибден-порфировой и золоторудной. Крупные месторождения молибдена Армении и отчасти Азербайджана, относящиеся к медно-порфировой и кварц-молибденовой формациям, связаны с гранит-порфировой интрузивной формацией. Резко подчиненное значение имеют другие рудные формации, например, железо-скарновая (Башюрт) и медно-кобальтовая (Кетам), парагенетически связанные с габбро-монзонит-адамеллитовой интрузивной формацией.

Наиболее общей закономерностью медно-молибден-порфировой формации Малого Кавказа является ее приуроченность к линейному близмеридиональному рудному поясу, протягивающемуся с перерывами более чем на 100 км от Агарацкого месторождения на юге Армении до Тимурчандагского месторождения Далидагского интрузива, контролируемой разломами глубокого заложения (Дебаклинский, Ордубадский) север-северо-западного простирания.

Состав медно-молибден-порфировой формации Малого Кавказа довольно типичен и характеризуется простым минеральным парагенезисом руд: сульфидами меди и молибдена в различных соотношениях друг к другу, иногда с золотом и полиметаллами; постоянно сопутствуют рений, теллур, серебро. Характерна горизонтальная зональность в распределении минерализации по мере удаления от главных рудоконтролирующих разломов (Дебаклинского для Каджарана, Ордубадского для Парагачая, Тимур-Учандагского для Далидага), выраженная в последовательности: молибден — медь — полиметаллы.

Для многих районов Союза установлена определенная генетическая близость медно-порфировых и колчеданных месторождений (Мугоджары, Алтай). Характер этой связи еще слабо изучен, но в общем заключается в парагенетической связи с определенными вулканоплутоническими комплексами, сформированными в сходных тектонических условиях на жестком консолидированном основании. Подобная взаимосвязь колчеданных месторождений позднегеосинклинальной стадии и медно-порфировых месторождений орогенной стадии свойственна и Ордубад-Зангезурской металлогенической зоне.

Формационные связи золотого оруденения с орогенными интрузивными формациями менее определены, чем медно-порфирового. Как показало изучение этих связей, золото входит в состав колчеданно-полиметаллической и медно-порфировой формаций, являясь составной частью общего эволюционирующего гидротермально-рудного процесса, связанного с различными порциями магмы последовательно развивавшегося вулканоплутонического комплекса эоцена-олигоцена Ордубад-Зангезурской зоны. По возрасту золото-сульфидное оруденение моложе медно-молибденового и концентрируется на периферии медно-молибденового пояса (Вежналинское, Пязбашинское месторождения).

Самостоятельное металлогеническое значение имеет молодой орогенный андезито-дацитовый вулканизм Араксинской зоны (олигоцен-миоцен), с которым связаны мелкие месторождения таких рудных формаций как кварц-полиметаллическая, сурьмяно-мышьяковая, редкометалльная, самородной серы и формации «медистых вулканитов». Последняя из перечисленных формаций заслуживает особого внимания. Стратиформные залежи комплексных руд, содержащие самородную медь, свинец, цинк, молибден, золото, редкие элементы прослеживаются в ряде пунктов вдоль зоны глубинного Нахичеванского разлома и опережающих разломов (проявления Кагаб, Хал-Хал, Кызылджа и др.), залегая среди туфогенно-осадочных отложений олигоцена, «медистых вулканитов» и месторождения медно-порфировой формации образуют близкий по времени латеральный ряд, причем первые локализируются в прогибах, синхронных орогенному этапу развития смежных поднятий с медно-молибден-порфировым оруденением.

С орогенной стадией связано также образование руд золото-сульфидной формации Севано-Акеринской металлогенической зоны, где

оруденение пространственно и генетически ассоциируется с базальт-андезит-диоритовой магматической формацией миоплиоцена. Структурный контроль осуществляется поперечными близмеридиональными структурами, оживленными в миоплиоцене [7].

Недостаточно выяснены формационные связи ртутного оруденения Севано-Акеринской зоны, которая благодаря многочисленным проявлениям киновари выделяются в качестве ртутоносного пояса Малого Кавказа [16 и др.]. Скопления киновари не имеют видимой связи с конкретными разломами или определенными магматическими образованиями. Ртутная минерализация характерна для Севано-Акеринской рифтовой зоны Малого Кавказа, в том смысле, что названная глубинная структура, служившая путями вывода ультраосновных и базальтоидных расплавов в геосинклинальный период (в средней юре?), во время активизации в орогенном периоде способствовала проникновению в верхние слои коры образований миоплиоценового кислого вулканизма и ртутоносных растворов.

Путями движения ртутных флюидов служили активизированные глубинные разломы, которые можно рассматривать как «структуры внедрения» миоплиоценового вулканизма, а экранами — крутые контакты протрузий серпентинизированных гипербазитов, явившихся «структурами экранирования». Установлено, что ртутная минерализация концентрируется в изгибах подобных структур. Перечисленная совокупность факторов может служить поисковым критерием для выявления ртутных накоплений миоплиоценового возраста. Возможна также регенерация ртутной минерализации более ранних металлогенических стадий, о чем свидетельствуют находки галек юрских пород с вкрапленностью киновари.

Закключение

Использование формационного метода в изучении эндогенной металлогении Азербайджана способствует установлению взаимосвязей рудных и магматических формаций и выделению рудоносных эндогенных формаций, в пределах которых возможно образование промышленных месторождений того или иного формационного типа.

Особенно важно выявление подобных связей для таких ведущих перспективных для Азербайджана рудных формаций как колчеданной раннегеосинклинального комплекса и медно-порфировой орогенного комплекса; правильное выделение рудных формаций, точное определение формационной принадлежности вновь выявляемых рудопроявлений на поисковых площадях служит их успешной прогнозной оценке.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. и др. Металлогения Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
- Абдуллаев Р. Н. Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Ширай Е. П., Гаджиев Т. Г. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР (Труды первого палеовулканологического симпозиума, 1973).
- Гаджиев Т. Г., Ахундов Ф. А., Потапова Е. И. Опыт выделения магматических формаций Малого Кавказа (Азербайджан) М. ВИЭМС, 1969.

- Кашкай М. А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, вып. 10, 1951.
- Кашкай М. А., Алиев В. Х., Мамедов А. И., и др. Петрология и металлогения петрографических формаций бассейна р. Тутхун. Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана. «Недра», 1965.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные антикавказские дислокации Крымско-Кавказского региона и их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. «Недра», М., 1967.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд. Азерб. ССР, 1963.
- Константинов М. М., Структуры золоторудных полей Закавказья и основные закономерности их размещения. Изв. АН СССР, № 5, 1975.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. «Наука», 1973.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. «Недра», 1973.
- Кузнецов В. А. Рудные формации. «Геология и геофизика», № 6, 1972.
- Магакьян И. Т. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. «Недра», 1969.
- Насибов Т. Н. Закономерности размещения и условия формирования ртутных месторождений центральной части Малого Кавказа. Автореферат, 1973.
- Смирнов В. Н. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишондах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, 1967. № 1.
- Смирнов В. Н. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. «Геология рудных месторождений», № 1, 1974.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. «Госгеолтехиздат», 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. «Советская геология», 1972. № 12.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. «Геотектоника», № 1, 1975.
- Шихалибейли Э. Ш., Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1967.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. «Наука». М. 1968.
-

УДК 551.21; 551.3.051

А. С. ОСТРОУМОВА

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Начало формационных исследований вулканизма Кавказа относится еще к первой половине нашего столетия, когда были выделены и охарактеризованы некоторые устойчивые ассоциации вулканических пород, такие как четвертичная андезито-базальтовая формация Центральной Армении (Левинсон-Лессинг, 1929), тешенитовая формация Западной Грузии (Схиртладзе, 1943), ранне-среднеюрская спилит-келатифирующая формация Сомхето-Карабахской зоны (Кашкай, 1947), юрская спилито-порфирито-диабазовая формация южного склона Большого Кавказа (Дзоценидзе, 1948) и др.

Пятидесятые — шестидесятые годы — период активных исследований конкретных формаций Кавказа, их вещественного состава, тектонического положения, рудоносности (Лебедев, 1950; Схиртладзе, 1958; Абдуллаев, 1962; Асланян, 1957; Мкртчян, 1962; Заридзе, 1962; Милановский, Хаин, 1963; Дзоценидзе, 1959; Азизбеков, и др., 1965; Кашкай, Алиев, 1966; Остроумова, Румянцева, 1967; Остроумова, Станкевич и др., 1969).

Первой сводкой, посвященной формационному анализу вулканизма Кавказа в связи с историей развития главных его геосинклинальных структур, явилась работа Г. С. Дзоценидзе (1960), в которой формации выделены (и названы) по принципу возраста и отношения к стадиям развития геосинклинали, вещественный и фациальный состав приводятся в качестве главной их характеристики. Дальнейшее развитие формационного анализа вулканизма в геолого-тектоническом аспекте проведено в работе Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963). Группы формаций в этой монографии выделены либо по принципу принадлежности к стадии геотектонического цикла (например, группа нормально-орогенных вулканических формаций), либо по признаку механизма образования и фациальному составу (группы туфолаво-игнимбритовых формаций и экструзивно-субвулканических формаций); признаку вещественного состава отведен второй план.

Следующим важным звеном в формационном анализе магматизма Кавказа является сводка коллектива авторов (Габриелян, Багдасарян, Джрбашян, Карапетян, и др., 1968) по основным этапам геотектонического развития и магматизма территории Армении. В этой работе, также как в двух упомянутых выше, магматические формации

рассматриваются в их взаимосвязи с развитием главных геотектонических элементов, однако, в основу номенклатуры формаций положен их вещественный состав и, что очень важно, вулканизм систематически сопоставлен не только с интрузивной деятельностью, но и осадкообразованием.

В качестве некоторого предварительного подведения итогов формационных исследований магматизма Кавказа можно рассматривать создание макета карты магматических формаций этого региона (Е. К. Станкевич), вошедшего составной частью в Карту магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 (Ред. Харкевич, Москалева, 1968).

Сопоставление названных выше формационных схем и систематик показывает, что при значительных различиях в номенклатуре формаций, трактовке возраста и принадлежности к стадиям тектоно-магматического цикла все они (схемы) с неизбежной объективностью отражают существование ряда важнейших вулканических ассоциаций, тесно связанных с историей развития главных структурно-формационных зон Кавказа.

Рассмотрение вулканизма Малого Кавказа в формационном аспекте представляет особый интерес, вследствие того, что эта подвижная область, пожалуй, наиболее близка к классической модели геосинклинали по относительно пропорциональному развитию собственно геосинклинального и орогенного вулканизма. (Милановский, Хавин, 1963). При этом на протяжении всего альпийского тектоно-магматического цикла ведущая роль принадлежала вулканическим ассоциациям глубинных базальтовых магм, что дало основание отнести Малый Кавказ к областям фемического типа (Харкевич, 1960; Москалева, Шаталов, 1974). Палингенные коровые расплавы существенной роли в вулканизме этого региона, по-видимому, не играли.

Вулканический процесс, так или иначе обязанный происхождением базальтовой магме, продолжался практически непрерывно на протяжении всего альпийского цикла. Районы максимальной вулканической активности смещались во времени и были связаны с развитием относительно коротко живущих разновременных эвгеосинклинальных прогибов. В целях выявления наиболее общих черт вулканизма Малого Кавказа, необходимых для межрегиональных сравнений, остановимся на характеристике лишь небольшого числа наиболее важных формаций, определяющих по своим масштабам, а также в ряде случаев и по металлогенической значимости весь облик складчатой области (Сопко, 1971; Малхасян, 1973).

На первом месте среди них, безусловно, находятся главные формации классической модели геосинклинального вулканизма: спилитовая, базальт-андезитовая (по старой терминологии — порфиритовая) и кварц-кератофировая.

Спилитовая формация в малокавказских эвгеосинклинальных прогибах развита относительно слабо: Анализ литературных данных (Геология Армянской ССР, т. IV, 1970; Дзопенидзе, 1948, 1962; Малхасян, Лейе, 1960; Абдуллаев, 1963; Кашкай, Гасанов, Бабаев, 1970; и др.) и собственные наблюдения позволяют диагностировать ее в вулканогенных отложениях ранней (?) — средней юры Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны и в позднем мелу Севано-Акеринской и Мисхано-Зангезурской структурно-формационных зон. В первом случае в ранней (?) — средней юре спилитовая формация прослеживается вдоль главного надвига Малого Кавказа от

Мровдагского хребта на юго-восток через все Карабахское нагорье, выклиниваясь на его юго-восточной периферии. Формация представлена преимущественно афировыми альбитизированными базальтами, иногда с подушечной или шаровой отдельностью, реже андезитами и дацитами, дайками диабазов, прослоями туфов, яшм и радиоляритов, ассоциирующих с терригенными ритмически слоистыми породами («нижняя» вулканогенная толща по К. Н. Паффенгольцу). Позднемеловая спилитовая формация представлена толщей афировых альбитизированных базальтов, палеотипных долеритов (диабазов), туфов, брекчий, яшм, радиоляритов, пачек терригенных пород, но в отличие от юрской одноименной формации содержит многочисленные тела серпентинизированных гипербазитов. В Севано-Акеринской структурно-формационной зоне эта формация слагает всю юго-восточную часть прогиба и пространственно примыкает по зоне главного надвига к юрской спилитовой формации на всем протяжении ее развития. Наиболее характерны разрезы формации в бассейне р. Тертер, на восточном побережье оз. Севан и на южной периферии Карабахского нагорья (по трассе Лачин-Шуша). В пределах Мисхано-Зангезурской зоны спилитовая формация развита лишь локально в Вединском районе, истинные масштабы ее определить затруднительно, вследствие перекрытия молодыми эффузивами. В отношении вещественного состава и набора пород этот комплекс совершенно аналогичен севано-анкеринскому.

Базальт-андезитовая формация в отличие от спилитовой проявлена значительно шире по площади и весьма длительно по времени. Она известна во всех разновременных геосинклинальных прогибах Малого Кавказа (Паффенгольц, 1959, 1970).

В пределах Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны в ранней (?) — средней юре базальт-андезитовая формация замещает по простираанию одновозрастную спилитовую формацию, развиваясь на некотором расстоянии от зоны глубинного разлома вдоль всего геосинклинального прогиба (толща зеленокаменных порфиринов). В юго-восточном сегменте Сомхето-Карабахской зоны базальт-андезитовая формация продолжает развиваться и в поздней юре («верхняя вулканогенная толща» по К. Н. Паффенгольцу в центральной и южной части Карабахского нагорья).

В Севано-Акеринской структурно-формационной зоне позднемеловая базальт-андезитовая формация занимает аналогичное по отношению к одновозрастной спилитовой формации положение, замещая ее по простираанию прогиба (правобережье р. Акеры). В палеогене (преимущественно в эоцене) базальт-андезитовая формация приобретает особенно широкое развитие в северо-западном сегменте Севано-Акеринской эвгеосинклинали, в Айоцзор-Ардубадском прогибе Мисхано-Зангезурской зоны, занимая позицию, аналогичную позднеюрской базальт-андезитовой формации Сомхето-Карабахской зоны.

Во всех случаях формация представлена стратифицированными вулканогенно-осадочными толщами, в которых переслаиваются пачки туфов, брекчий и лав андезито-базальтового и андезитового (реже базальтового и дацитового) состава с терригенными, реже карбонатными морскими осадками.

Формация кварцевых кератофинов или натровая дацит-липаритовая формация в истории геосинклинального вулканизма Малого Кавказа проявлена лишь однажды — в ранней (?) — средней

юре (главным образом байосе) Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны. Формация представлена стратифицированной толщей лав, туфов и секущих силлообразных и дайкообразных тел кварцевых дацитов и плагиолипаритов (кварцевых плагиопорфиров). Образование формации относится к периоду воздымания осевых антиклинальных поднятий Сомхето-Карабахской геосинклинали, образования крупных вулканов центрального типа, отчасти представлявших собой вулканические острова. История выделения формации сложна как в отношении возраста и фациального состава формации, так и в отношении объема формации (Мкртчян, 1962; Малхасян, Лейе, 1963; Лейе, 1959 и др.). Рядом исследователей (Паффенгольц, 1959; Азизбеков, 1951; Асланян, 1949; Кашкай, 1956 и др.) комплекс кислых среднеюрских эффузивов центральной части Сомхето-Карабахской зоны выделяется в качестве самостоятельной формации кварцевых порфиров. На карте формаций СССР в том же объеме показана формация кварцевых кератофиров (плагиопорфиров). Другие исследователи (Лебедев, Малхасян, 1965; Абдуллаев, 1962; Габриелян и др., 1968; и др.) включают кварцевые порфиры в состав дифференцированной андезитовой или андезит-дацитово-гнойной формации, объединяя ее в единую серию с породами охарактеризованной выше базальт-андезитовой формации.

Таким образом, в истории собственно геосинклинального вулканизма Малого Кавказа спилитовая и базальт-андезитовая формации составляют сопряженную пространственно-временную «пару». Начало их проявления, соответствующее ранним прогибаниям ложа геосинклинали, может быть одновременным. Спилитовая формация локализована в относительно узких зонах глубинных разломов, тяготеющих к бортовым частям прогибов. Базальт-андезитовая формация, замещающая ее по латерали в удалении от зоны разлома, длительно развивается на всем протяжении геосинклинального режима, как в период интенсивных начальных прогибаний, так и в условиях перехода к дифференцированным контрастным движениям и зарождения осевых поднятий. В некоторых геосинклиналях в области интенсивно проявленных внутренних поднятий одновременно с базальт-андезитовой развивается формация кварцевых кератофиров.

Для спилитовой формации, представленной недифференцированными толеитовыми натровыми базальтами характерен трещинный тип извержений, преобладание лавовых фаций и афировых структур пород. Базальт-андезитовой формации свойственен центральный тип извержений, преобладание взрывных процессов, образование в подводных условиях мощных стратифицированных вулканогенно-осадочных толщ с редкими лавовыми горизонтами. Лавы характеризуются порфировыми структурами, наблюдается значительная дифференцированность расплавов.

Следует отметить, что, кроме названных выше формаций классической модели геосинклинального вулканизма, на Малом Кавказе в наиболее молодых поздний мел—палеогеновых геосинклинальных прогибах присутствует и «экзотическая» трахибазальт-трахандезитовая формация. Аналоги этой формации известны и среди геосинклинальных толщ других областей фемического типа — в ранне-среднепалеозойских отложениях Урала (Румянцева и др., 1969); к ней, по-видимому, относится позднемеловой ирунейский комплекс Среднего Камчатского хребта (Ротман, Марковский, 1965; Марковский, Ротман, 1969).

Исследованиями последних лет на Малом Кавказе (Азизбеков и др., 1969; Надарейшвили, 1968, 1970; Исмаил-Заде, 1968; Лордкипанидзе, 1971; Нижарадзе, 1972; Саркисян С. Ш., 1973) установлено ее широкое развитие в составе эоценовых отложений Аджаро-Триалетской структурно-формационной зоны, в ее аналоге — Талыше; с определенными оговорками к ней могут быть отнесены образования памбакской свиты северо-западного сегмента Севано-Акеринской зоны (Джрбашян, и др., 1968).

Если трактовать появление трахибазальт-трахиандезитовой формации с позиции развития геосинклинального вулканизма, для чего имеются основания в огромной мощности отложений формации (до 10—12 км в Аджаро-Триалетии), перемежаемости с морскими осадками, дислоцированности толщ и др., то можно констатировать, что трахибазальт-трахиандезитовая формация образовалась в зонах глубинных разломов в условиях дифференциальных погружений бортовых частей геосинклинальных прогибов, ложем которых являются края срединных массивов. В более мобильных частях геосинклинали в удалении от срединного массива трахибазальт-трахиандезитовая формация по латерали сменяется базальт-андезитовой. Образование формации происходит преимущественно в подводных условиях, но иногда отмечаются наземные и мелководно-прибрежные ее проявления.

Подобная трактовка, однако, не объясняет таких фактов как проявление более молодых — олигоценовых, и, как увидим далее, даже плиоценовых — комплексов этой(?) формации; локальность и относительную кратковременность развития формации, несмотря на выдержанность геолого-тектонических условий ее локализации в длительные периоды и на больших расстояниях, не говоря уже о специфической характеристике геофизических полей в областях ее развития, привлекавших издавна внимание петрографов (Остроумова, 1966; Остроумова, Станкевич, 1969). Все эти сложные моменты нашли отражение и в противоречивой оценке позиции этой формации в упоминавшихся уже формационных схемах. Так, Г. С. Дзоценидзе (1960) отнес некоторые комплексы этой формации (Талыш) к группе формаций, не зависящих от стадий геосинклинально-орогенного цикла, связанных с жестким субстратом. В более полном объеме формация была выделена А. С. Остроумовой (Остроумова, Румянцева, 1967) под названием базальто-трахитовой с аналогичной трактовкой ее тектонического положения. На карте магматических формаций СССР она фигурирует как трахиандезитовая в группе формаций поздней (консолидационной) стадии альпийского тектоно-магматического цикла.

Развиваемая в настоящее время концепция рифтогенной природы вулканических эоценовых щелочных серий Аджаро-Триалетии и Талыша (Адамия и др. 1974 г.) кажется нам весьма плодотворной и снимает ряд противоречий в отношении состава и неоднозначности геологической позиции этой формации. Имеющиеся в настоящее время данные по петрохимическим особенностям вулканических серий мировых рифтовых систем (Блюмштейн, Грачев, 1973; Мишин, Грачев, Блюмштейн, 1974) позволяют выявить их аналоги. Однако формационный анализ упомянутых выше эоценовых (и олигоценовых) вулканических толщ Аджаро-Триалетии, Талыша, Памбака и Айоцдзора, обнаруживающий латеральные и вертикальные переходы трахибазальт-трахитовой и базальт-андезитовой геосинклинальной формации, позволяют нам предположить, что в этих районах длительный геосинклинальный

процесс (поздний мел — палеоген) лишь относительно кратковременно прерывался или осложнялся процессом рифтогенеза. Причем, как увидим далее, процессы рифтогенеза сопутствовали и развивавшемуся далее орогенному вулканизму.

В группе орогенных вулканических формаций Малого Кавказа можно видеть аналогичное геосинклинальным формациям пространственно-временное сочетание в различной степени дифференцированных их классов. Главное место по объему эруптивных продуктов и длительности проявления принадлежит неоген-четвертичной андезитовой формации, представленной стратифицированными наземными вулканическими толщами, сложенными преимущественно пирокластическими, реже излившимися и субвулканическими породами андезитового, дацитового, реже андезито-базальтового состава. Формации свойственен центральный тип извержений с образованием крупных полигенных вулканов, в некоторых случаях прошедших стадию кальдерообразования с выбросом больших объемов умеренно кислых пепловых туфов и игнимбитов. В большинстве случаев отмечается резкое преобладание пирокластических фаций для ранних комплексов формации (кисатабская, гюдердзская, вохчабердская толщи) и эффузивно-экструзивных фаций для поздних (кечутская свита и ее аналоги).

В тектоническом отношении, андезитовая формация, как правило, не обнаруживает приуроченности к определенным структурно-формационным зонам. Она образует ряд крупных ареалов — вулканоструктур, локализованных преимущественно в Мисхано-Зангезурской зоне и отчасти пересекающих на северо-западе Севано-Акеринскую и Сомехто-Карабахскую зоны, переходя в пределы Аджаро-Триалетской зоны. Однако в позднемиоценовых — палеогеновых геосинклиналях андезитовая формация во времени следует за геосинклинальной базальт-андезитовой без сколько-нибудь заметного перерыва и отчасти наследует ее план развития, что особенно осложняет их различие. В таких случаях в реальных геологических разрезах отмечаются вулканические толщи промежуточного переходного положения как по возрасту, так и по вещественному составу. К ним, по-видимому, относятся вулканические толщи спорного олигоценового возраста, часть которых «переводят» то в верхний эоцен, то в миоцен (нельбаджарская толща бассейна р. Тертер, свита палеотипных андезито-базальтов Западного Айсндзора и др.), а также, возможно, некоторые более древние их аналоги (Мнацаканян, 1970).

На фоне длительно развивающейся андезитовой формации в позднем плиоцене на Малом Кавказе относительно кратковременно проявилась базальтовая (долеритовая) формация, образовавшая обширные лавовые плато (Ахалкалакское, Лорийское и др.). Эта формация представлена недифференцированными базальтовыми лавами с заметно повышенной кали-натровой щелочностью и глиноземистостью. Для нее характерен трещинный тип извержений. Развита она на Малом Кавказе локально в области молодого транскавказского поперечного поднятия (Карапетян, 1966, 1973; Ширинян, 1973; Харазян, 1973).

Лавы базальтовой (долеритовой) формации как бы вклиниваются в отложения андезитовой формации, отделяя ее ранние преимущественно эксплозивные комплексы от более поздних существенно лавовых. Появление их знаменует наступление кратковременных периодов деформаций преобладающего растяжения земной коры.

Андезито-базальтовая формация — наиболее поздняя из всех упомянутых, относится к четвертичному времени. Локализуется она главным образом в пределах Мисхано-Зангезурской структурно-формационной зоны, тяготея к ареалам развития андезитовой формации. Слабая дифференцированность формации от андезито-базальтов до андезитов, низкий индекс explosивности, ареальный тип вулканизма с образованием множества небольших вулканов центрального типа, преимущественно моногенных или вулканов гегамского типа (Карапетян, 1966) отличает эту формацию от андезитовой. Особое место в орогенном вулканизме Малого Кавказа занимает позднемиоценовый трахибазальт-трахиандезитовый комплекс вулканического массива Ишханасар. По возрасту этот комплекс близок плиоценовой базальтовой (долеритовой) формации, по степени дифференциации к четвертичной андезито-базальтовой, а по характеру вулканической постройки (крупный полигенный вулкан с вершиной кальдерой) — к андезитовой формации. Аналогов его среди плиоцен-четвертичных лав Малого Кавказа пока не известно*, он является своеобразным молодым аналогом палеогеновой трахибазальт-трахиандезитовой формации, проявленной в иной тектонической и палеогеографической обстановке.

Таким образом, на протяжении всей альпийской истории вулканизма Малого Кавказа, как собственно геосинклинального, так и орогенного, на фоне господствующего типа известково-щелочных ассоциаций локально и относительно кратковременно проявлялись щелочные вулканические комплексы, которые вследствие этого не могут рассматриваться как принадлежность какой-либо определенной стадии развития геосинклинали.

В составе преобладающего известково-щелочного вулканизма на всех стадиях развития подвижной области Малого Кавказа отчетливо выступают три типа формаций, отличающиеся степенью и полнотой дифференцированности, характерные и для других областей фемического вулканизма (Румянцева, 1974; Розинов, 1974; Ротман, Марковский, 1970): слабо дифференцированные (спилитовая и долеритовая формации) умеренно дифференцированная (базальт-андезитовая геосинклинали) и андезито-базальтовая орогенная) и сильно дифференцированная (формация кварцевых кератофиров и андезитовая формация).

Роль собственно базальтов в этих формациях переменна, так же как состав самих базальтов. В слабо дифференцированных формациях, где базальты составляют 70—100% объема, они представлены наиболее основными разностями с отчетливым пикритовым сдвигом. В умеренно дифференцированных формациях одновременно с резким уменьшением количества базальтов несколько возрастает их кислотность и щелочность, снижается титанистость. В сильно дифференцированных формациях наблюдается дальнейшее сокращение количества базальтов с повышением их кислотности, вплоть до полного исчезновения базальтов и заменой начальных членов андезито-базальтами.

Несмотря на отмеченную изменчивость, анализ петрохимических черт базальтов различной формационной принадлежности позволяет выявить и ряд характерных общих черт, которые можно отнести к категории регионального петрохимического фона: 1) низкое содержание

* Аналоги ишханасарского комплекса, по-видимому, следует искать среди неоген-четвертичных щелочных вулканических проявлений Малой Азии.

окиси титана, едва превышающее 1% даже в такой «высокотитанистой» формации, как плиоценовая базальтовая (долеритовая); 2) повышенная глиноземистость; 3) низкая магнезиальность; 4) повышенная щелочность базальт-андезито-базальтовых членов всех формаций с постоянным преобладанием натрия над калием.

Анализ нормативных составов малокавказских базальтов в комплексе с перечисленными их региональными петрохимическими чертами позволяют провести некоторое предварительное их сравнение с базальтами других областей фемического вулканизма, пользуясь имеющимися классификациями (Румянцева, 1974; Розинов, 1974).

Для Малого Кавказа характерно:

а) господство на протяжении всей альпийской истории вулканизма ряда оливиновых базальтов, представленного наибольшим количеством различно дифференцированных классов формаций;

б) редуцированность ряда толеитовых базальтов, представленного одной спилитовой формацией;

в) отсутствие (или слабая проявленность) в обоих рядах (толеитовом и оливин-базальтовом) феннеровских тенденций дифференциации и соответствующих классов формаций; преобладание боуэновских тенденций дифференциации с образованием соответствующих непрерывных дифференциационных серий.

Параллельно с главными формациями оливин-базальтового ряда на протяжении всего альпийского цикла вулканизма неоднократно возникали формации щелочно-оливин-базальтового ряда, однако масштаб их проявления был значительно меньше как в пространстве, так и во времени. Максимального развития трахибазальт-трахитовая формация достигла в палеогене (главным образом в эоцене). Образование этой формации может быть истолковано как свидетельство проявления процессов рифтообразования, сочетавшихся с процессами геосинклинального и орогенного развития подвижной области.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойские вулканические формации Азербайджана — *Вопр. вулканизма*. Изд-во АН СССР, 1962.
- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. *ДАН СССР*, т. 216, № 4, 1974.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — *Геотектоника*, № 1, 1974.
- Азизбеков Ш. А. О возрасте кварцпорфировой толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. — *ДАН Аз. ССР*, т. VI, № 7, 1951.
- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаил-Заде А. Д., Нижарадзе Н. Ш., Емельянова С. Н. Палеогеновый вулканизм Талыша и связь его с тектоникой. — *Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ.* Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1969.
- Азизбеков Ш. А., Дзюценидзе Г. С., Котляр В. Н., Магакьян И. Г., Лейе Ю. А. Металлогения вулканогенных формаций Малого Кавказа. — *Докл. советских геологов на XXII сессии МГК (вопросы металлогении)*, 1965.
- Асланян А. Т. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 5, 1949.
- Асланян А. Т. Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. — *Тр. Арм. ГУ*, № 1, Изд-во Ерев. ун-та, 1957.

- Блюмштейн Э. И., Грачев А. Ф. Эволюция вулканизма материковых и океанических рифтовых областей. — В кн.: Эволюция вулканизма. Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологич. симпозиума. М., 1973.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. — Изв. АН Арм. ССР. Наука о Земле, № 1—2, 1968.
- Геология Армянской ССР. Том IV. Петрография. Вулканические породы. Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1970.
- Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд-во «Наука», М., 1968.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. — Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. О вулканогенных формациях Грузии. — Сб. трудов Геол. ин-та АН Груз. ССР, посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Дзоценидзе Г. С. Петрографические провинции Закавказья. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 13. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. — В кн.: Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Заридзе Г. М., О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геология, № 5, 1962.
- Исмаил-Заде А. Д. Нижне- и среднеэоценовый вулканизм Талыша и связь его с тектоникой. — Автореф. канд. диссерт., Баку, 1968.
- Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. — Вулканические и вулкано-плутонические формации. Изд-во «Наука», М., 1966.
- Карапетян К. И. Новейшие магматические формации Армении. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Изд-во «Наука», Сиб. отд. Новосибирск, 1973.
- Ширинян К. Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Изд-во «Наука», Сиб. отд. Новосибирск, 1973.
- Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. — Сов. геол., № 50, 1956.
- Кашкай М. А., Алиев В. И. Вулкано-плутонические формации Малого Кавказа и генетическая связь с ними эндогенных месторождений (тезисы докладов). — Мат. симпозиума по вулкано-плутонич. формациям и их рудоносности. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.
- Кашкай М. А., Гасанов Р. К., Бабаев И. А. Новые данные по юрским шаровым лавам северо-восточной части Малого Кавказа. — Изв. АН Азерб. ССР. Серия Наук о Земле, № 3—4, 1970.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. — Тр. инст. геол. наук., вып. 113. Петр. сер. (№ 33), 1950.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г., Юрский вулканизм Армении. Изд-во «Наука», М., 1965.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. — В сб. «Басс. оз. Севан (Гонча)», Т. I, Изд-во АН СССР и Упр. водн. хоз. ССР Армении, Л., 1929.
- Лейе Ю. А. Новые данные о фациях, возрасте и взаимосвязи кварцевых порфиров Кафанского рудного поля. — ДАН Арм. ССР, 29, № 3, 1959.
- Лордкипанидзе М. Б. Палеогеновый вулканизм Аджарии. — Автореферат. канд. диссерт., Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Малхасян Э. Г. Роль юрского вулканизма в металлогении Армении. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Изд-во «Наука», Сиб. отд. Новосибирск, 1973.

- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Основные черты истории развития мезозойского вулканизма Южной Армении. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, № 4, 1960.
- Мишин В. И., Грачев А. Ф., Блюмштейн Э. И., Кластерный анализ и петрохимическая классификация базальтоидных серий рифтовых областей. Вестник ЛТУ, Геол., геогр. вып. I, № 6, 1974.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К геологии и петрографии юрских альбитофиров Армянской ССР. — Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, № 2, 1963.
- Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXXVII (4), 1962.
- Мнацаканян А. Х. Верхнеюрский—меловой вулканизм Кафанского антиклинория. — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
- Москалева В. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических провинций СССР. М., «Недра», 1974.
- Надарейшвили Г. Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья. — Автореферат диссерт. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Надарейшвили Г. Ш., Палеогеновый вулканизм северного предгорья Аджаро-Имеретинского хребта и его связь с тектоникой. — Тезисы докл. научн. сессии. ГИН АН Груз. ССР, Тбилиси, 1970.
- Нижарадзе Н. Ш., Позднеэоценовый вулканизм Тальша. Автореф. канд. диссерт., Баку, 1972.
- Остроумова А. С. Некоторые данные о глубинном строении районов молодого щелочного вулканизма Малого Кавказа. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, «Наука», М., 1966.
- Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Щелочные вулканические формации складчатых областей, Л., «Недра», 1967.
- Остроумова А. С., Станкевич Е. К. Формации поздней стадии развития альпийского цикла Кавказа в связи с глубинным строением земной коры. — В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку, 1969.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. — Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
- Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса. — ДАН СССР, 1965, т. 165, № 1.
- Ротман В. К., Марковский Б. А. Состав базальтов разных стадий тектоно-магматического цикла Западной Камчатки. — ДАН СССР, Сер. геол., т. 193, № 6, 1970.
- Румянцева Н. А. Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Румянцева Н. А., Мазина Е. А., Молдаванцев Ю. Е., Сергиевский В. М., Смирнов Ю. Д. Опыт составления уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2.500 000). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ., т. I, Свердловск, 1969.
- Саркисян С. Ш. О региональной специфике базальтов среднего эоцена Малого Кавказа. — Сообщ. АН Груз. ССР, т. 70, № 3, 1973.
- Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. Изд-во «Недра», М., 1971.
- Схиртладзе Н. И. Тешенитовая формация западной Грузии Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. I, вып. I, 1943.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1958.
- Харазян Э. Х. Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Изд-во «Наука», Сиб. отд. Новосибирск, 1973.
- Харкевич Д. С. Значение магматизма для типизации региональных тектонических подразделений. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. V, М., 1960.

УДК 552.3; (479.22)

М. А. БЕРИДЗЕ, Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, О. З. ДУДАУРИ,
Т. Ш. ГОГИШВИЛИ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ГРУЗИИ

Грузия в мезозое представляла собой область интенсивной магматической деятельности, в результате которой формировались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород и различного состава интрузивы. Они служили объектом изучения для ряда исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, В. П. Петров, Л. А. Варданянц, Г. С. Дзоцендзе, Н. Ф. Татришвили, Г. М. Заридзе, Г. Р. Чхотуа и др.). В настоящей статье приведена общая характеристика магматических комплексов мезозоя Грузии, основанная на новейших данных, полученных авторами за последние годы.

Мезозойская магматическая деятельность в Грузии началась в ранней юре в пределах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Продуктом ее является спилит-кварц-кератофировая формация, приуроченная к мощным однородным глинисто-сланцевым отложениям лейаса.

Наиболее значительные проявления раннеюрского вулканизма известны на территории Абхазии в западной части геосинклинали, где в самом начале нисходящих движений в ранне- и отчасти среднелейассовое время формировалась вулканогенная свита мощностью около 500 м, представленная преимущественно лавовыми и лавокластическими породами и субвулканическими телами пород последовательно-антидормного ряда от липарито-дацитов до андезитов-базальтов. В среднем лейасе, в период наиболее интенсивного погружения, вулканизм прекратился, а в позднем лейасе с началом восходящих движений возобновился в виде отдельных выбросов преимущественно пирокластичности контрастного состава (Беридзе и др., 1972; Беридзе 1973).

В более восточных районах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа синхронный вулканизм проявился значительно слабее, в результате чего здесь наблюдаются лишь отдельные составные члены спилит-кварц-кератофировой формации.

На Грузинской глыбе, в самом начале лейасской трансгрессии, в субэпиральных условиях, образовалась толща пирокластических пород преимущественно кварцпорфирового состава; при дальнейшем развитии трансгрессии вулканизм прекратился (Дзоцендзе, 1948; Канчавели, 1964). В позднем тоаре — раннем аалене очаги кислого вулканизма мигрировали на юг, вследствие чего на Локском массиве Артви-

но-Болнисской глыбы сформировались лавы и пирокластиты кварцевых порфиров (Гогишвили, Кипиани, 1975).

Начавшееся в байосском веке интенсивное погружение в южной эвгеосинклинальной части бассейна (геосинклинали южного склона Б. Кавказа) сопровождалось мощными подводными извержениями андезито-базальтовой магмы, в результате чего образовалась слабодифференцированная спилит-порфировая формация известково-щелочных пород (спилиты, частично альбитизированные порфириты, нормальные порфириты, гиперстеновые базальты). В общем однотипный состав порфировой формации в отдельных случаях резко меняется в связи с появлением субщелочных и щелочных пород — биотитовых трахиандезитов, трахидацитов, калиевых кератофиров (Дзоценидзе, 1948; Джанелидзе, 1969; Беридзе, 1970).

В байосском веке в северной сланцевой части геосинклинали, где накапливались сравнительно маломощные терригенные отложения, происходило внедрение недифференцированной базальтовой магмы, давшей многочисленные силловые и дайковые тела, принадлежащие диабазовой субформации. Среди диабазовых пород, приуроченных в основном к глинисто-сланцевым отложениям нижней юры, аналогично порфировой формации, различаются спилитовые и нормальные разновидности.

Образования порфировой формации Грузинской глыбы, вследствие некоторой специфичности условий формирования, по сравнению с одновозрастной свитой геосинклинали Южного склона, характеризуются меньшей мощностью, относительно незначительным развитием спилитов, отсутствием гиперстеновых базальтов и наличием в низах разреза ортофировых лав, лавокластитов (Джанелидзе и др., 1973). Байосские вулканические образования Артино-Болнисской глыбы при общем андезитовом составе характеризуются наличием мощного спилитового горизонта в низах разреза (Чихрадзе, 1965).

Рассматривая в основных чертах закономерности образования спилит-кварц-кератофировой и порфировой формаций Грузии, можно сделать следующие выводы:

По имеющимся данным спилит-кварц-кератофировая формация образовалась в результате деятельности внутрикоровых магматических очагов, где основная базальтовая магма в течение длительного периода, предшествовавшего лейассовой трансгрессии, контаминировалась материалом кристаллических пород сиалического фундамента. Процессы контаминации, по-видимому, имели выборочный характер и проявились преимущественно обогащением кремнием и натрием. Естественно, что в начале стали извергаться более кислые порции магмы, а затем — основные. Обогащение же магмы натрием, по-видимому, было столь значительным, что этот элемент в повышенном количестве содержится как в кислых, так и в основных породах.

При высоком содержании кремния в магматическом резервуаре, главная спилитовая фаза не выражена и в продуктах излияния доминировал кварц-кератофировый материал. И, наоборот, неоднородное насыщение кремнием могло обусловить чередование пород разной кислотности, или же формирование спилитовых шлировых обособлений в кварц-кератофировых экструзиях.

На начальных стадиях прогибания геосинклинали внутрикоровые магматические очаги поставляли на поверхность полный дифференцированный ряд пород от липаритов до андезито-базальтов, впоследствии же они постепенно отмирали, или сохранялись в виде изолирован-

ных реликтовых периферийных резервуаров, извергавших в поздне-лейассовое время в небольшом количестве продукты кислого состава. С этого же времени происходило углубление магмоподводящих разломов и их постепенная миграция к югу, в сторону Грузинской глыбы, в северной периферии которой в байосском веке зародился обширный эвгеосинклинальный трог.

Таким образом, начиная с позднего лейаса спилит-кварц-кератофировая формация постепенно уступила место спилит-порфиритовой. Следует обратить внимание на тот факт, что спилиты, спилит-кварц-кератофировой формации в отличие от спилитов спилит-порфиритовой формации, не содержат кристаллов пироксена. Это обстоятельство также указывает на генерацию магмы, давшей спилит-кварц-кератофировую формацию на более высоких уровнях (периферийные, внутрикоровые очаги), чем магмы порфиритовой формации.

В формировании кислых (кварц-кератофировых, альбитофировых и дацитовых) эффузивных образований, на начальных стадиях вулканизма в зонах соприкосновения геосинклинали с древним кристаллическим основанием, значительную роль играет материал сиалического фундамента (Дзоценидзе, 1948, 1966, 1971).

Характерно, что продукты спилит-кварц-кератофировой формации сравнительно с последующей спилит-порфиритовой, обладают меньшей мощностью. Общим же для обеих формаций является натриевый состав пород: в этом отношении спилит-кварц-кератофировая формация особо тесное родство проявляет с нижней, собственно спилитовой частью порфиритовой формации (Беридзе, 1973).

Самостоятельного внимания заслуживает появление в отдельных разрезах спилит-порфиритовой формации субщелочных и субкислых богатых калием пород. В пределах Южного склона Большого Кавказа локальные участки распространения последних увязываются с зонами воздымания, под которыми функционировали небольшие периферийные очаги, контаминированные сиалическим материалом магмы, обогащенные щелочами, в особенности калием. В Абхазии такие породы (трахиандезиты) слагают самую верхнюю часть порфиритовой свиты, образуя вполне самостоятельный горизонт (Джанелидзе и др., 1970). В результате деятельности таких же вторичных магматических очагов, по-видимому, формировались ортофировые лавы и вулканокласты, залегающие в низах порфиритовой свиты Дзирульского массива (Джанелидзе, 1973).

В позднем байосе (?) и бате в пределах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа накапливались терригенные отложения без следов вулканизма, на Грузинской же глыбе, среди синскладчатых регрессивных отложений позднебайосско-батского возраста залегают мало-мощные эффузивные образования, имеющие андезито-базальтовый состав в зонах преимущественного погружения и дацитовый — в зонах преобладающей тенденцией воздымания (Дзоценидзе, Схиртладзе, 1961). В пределах Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа, в отличие от геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, над байосской спилито-порфиритовой формацией в зонах воздымания залегает толща кварцевых плагиопорфиров позднебайосско-батского возраста, которые по Г. С. Дзоценидзе (1971) являются эффузивными аналогами синхронного интрузивного магматизма.

Юрский цикл вулканизма завершают посторогенные образования, представленные дифференцированным рядом щелочных пород — оли-

виновый базальт-трахибазальт-трахит. Они приурочены к регрессивным пестроцветным отложениям киммериджа-титона.

В мезозойское время на территории Грузии имел место интенсивный интрузивный магматизм, в результате которого образовались многочисленные интрузивные тела, расположенные во всех геотектонических зонах, выделяемых П. Д. Гамкрелидзе. В это время на Южном склоне Большого Кавказа возникли крупные интрузивы, в пространственном распределении которых намечается определенная закономерность. Массивы, приуроченные к полосе «Главного надвига» — Кардывачский, Санчарский, Бзыбский, Ушба-Эцерский — имеют линейные формы и вытянуты вдоль разлома, а в Центральной Абхазии — Келасурский, Горабский и другие — увязываются с Келасурским поднятием и обладают изометричными очертаниями. Аналогичную морфологию имеют Киарский и Абакурский интрузивы в Верхней Сванетии, где они расположены в Сванетском антиклинории, сложенном дисковой серией. Все вышеотмеченные интрузивы характеризуются сложным петрографическим составом.

Аналогичные интрузивные образования выступают в Дзирульском срединном массиве — Хевис-Джварский, Чалванский и Рикотский. Они секут палеозойский кристаллический комплекс, а Хевис-Джварский интрузив — и байосскую порфиритовую свиту и перекрывается отложениями нижнего мела. Хевис-Джварский и Чалванский интрузивы сложены гранитоидами разного состава, а Рикотский — габброидами (Заридзе, 1961, 1970; Хмаладзе, 1969).

Общая закономерность развития среднеюрского магматизма в зоне Главного хребта выразилась внедрением основной магмы с последующей активностью диоритовой, а в завершение — гранитоидной. В процессе ассимиляции основных пород кислой магмой возникла серия гибридных образований. Состав же гранитоидов коррелируется составом субстрата, за счет плавления которого предполагается образование гранитной магмы (Дудаури, 1972).

В Центральной Абхазии наиболее значительные по размерам Горабский и Келасурский интрузивы секут доюрские метаморфические породы, глинистые сланцы лейаса, вулканогенную свиту байоса и трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего мела (Дудаури, Тогонидзе, 1972). Аналогично интрузивам Главного хребта, становление их происходило в несколько магматических фаз с последовательным внедрением пород от основных до кислых. В отличие от зоны Главного хребта, состав гранитов Центральной Абхазии не всегда отвечает эвтектике. Лишь аплиты и пегматиты Келасурского и Горабского интрузивов имеют эвтектичный состав и представляются как результат кристаллизации остаточного расплава гранитной магмы (Тогонидзе, 1970). Сама гранитная магма палингенная, но в результате глубинной ассимиляции преобразовалась в гомогенный расплав, обогащенный фемическими компонентами, дав начало роговообманково-биотитовым и биотитовым гранитам.

Развитие магматизма от основных пород к кислым наблюдается и на Грузинской глыбе (Дзирульский массив). В этом отношении исключение составляет Поладаурский интрузив в Южной Грузии, который сложен гранитами, а более основные породы в нем не обнаружены. Все отмеченные интрузивные образования Южного склона Большого Кавказа, Грузинской и Южно-Грузинской глыб по геологическим

данным, а также радиологическим исследованиям, датируются как среднеюрские (Рубинштейн, 1967; Дудаури, Хуцишвили, 1966).

В поздней юре магматическая деятельность проявляется только на Грузинской глыбе, где образовались небольшие пластовые жилы эссекситового состава.

В мелу интрузивная деятельность затухает. В сеномане на южном склоне (ущ. р. Псоу) образуются субщелочные габбро-диабазы (Борсук, Борукаев, 1965), характеризующиеся пластовыми формами залегания и интрузивными контактами с породами келловей—нижнего оксфорда.

К концу раннего мела интенсивные нисходящие движения обусловили расчленение единой Закавказской плиты. Одновременно с этим, после длительного затишья, охватившего весь ранний мел, вулканическая активность возобновилась. В зародившейся активизированной Аджаро-Триалетской зоне сформировалась мощная толща базальт-андезито-базальт-андезитовой формации с преобладанием ее средних членов. Наиболее основные породы — оливиновые базальты в ассоциации с роговообманковыми базальтами и андезитами — развиты в зонах глубинных разломов, отграничивающих эту зону от Грузинской глыбы. Аналогичные образования в меньшей степени распространены и среди верхнемеловых флишевых отложений геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

В смежных с Аджаро-Триалетской зоной Грузинской и Артвино-Болнисской глыбах позднемеловой вулканизм носит иной характер. На Грузинской глыбе сформировалась щелочная натровая формация, представленная дифференцированной серией пикрит-базальт-фонолит (Гугушвили, 1968). В пределах Артвино-Болнисской глыбы позднемеловой магматизм известково-щелочной серии (Дзоценидзе, 1948) характеризуется отклонением к щелочному для кислых членов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Химизм продуктов вулканизма и особенности их пространственного распределения в значительной мере определялись строением и глубиной залегания фундамента, блоково-мозаичная клавиатура которого была унаследована еще с палеозоя (Давлианидзе, 1971; Волчанская и др., 1971; Саркисян, Волчанская, 1973) и рельефно проявилась в связи с обильным выбросом продуктов кислой магмы в позднем мелу.

В раннем сеномане в блоках с тенденцией погружения в подводных условиях образовался слабо дифференцированный базальт-андезитовый ряд пород, представленный плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми андезитами с подчиненными базальтами. В смежных блоках, испытавших воздымание выше по разрезу, они сменяются продуктами последовательно дифференцированного антидромного ряда от липаритов до базальтов. При этом объем кислых членов в разрезе небольшой и возникновение туфолав (Заридзе и др., 1961) и игнибритов, вероятнее всего, связано с дифференциацией первично-базальтовой магмы, легкоплавкие составляющие которой по глубинным разломам, видимо, устремлялись в приподнятые части субстрата.

Андезито-базальтовый магматизм, предшествующий раннесеноманскому, спровоцировал плавление коры, и в позднем сеномане повсеместно проявлялась активность липарито-дацитово-магмы. Продукты последней представлены безкварцевыми липаритами и липарито-дацитами, в которых фемические составляющие во вкрапленниках почти полностью отсутствуют.

В турон-сантоне центральная часть глыбы, вытянутая в виде поперечного блока северо-восточного направления, была приподнята. В ее пределах доминирующими являются игнимбриты липарито-дацитового состава, а также лавы и пирокластолиты роговообманковых, роговообманково-биотитовых, авгит-роговообманковых дацитов, липарито-дацитов, липаритов и ортофиоров. Обособленность кислых пород в пространстве, их значительный объем, наличие в разрезах вулканических стекол, пересыщенных глиноземом, и присутствие в их нормативном составе корунда при неравновесности ассоциаций во вкрапленниках, позволяют предположить, что формирование вулканитов в таких блоках происходило не только из близповерхностных магматических очагов, но из глубже расположенных камер, обогащенных интрателлурическими вкрапленниками.

В качестве продуктов таких периферических очагов выступают гипабиссальные тела кварцево-диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров-дацитов по О. З. Дудаури, которые в апикальных частях нередко сменяются липаритами. Постепенные переходы между ними иногда осложненные синвулканическими разрывными нарушениями, видимо, указывают на изотермические условия переброса магмы из абиссальных глубин в гипабиссальные. В результате легкоплавкая липаритовая магма, не вовлеченная в кристаллизацию, постепенно выживалась из интерстиций вкрапленников ранней кристаллизации, накапливаясь в апикальных частях интрузивов.

В турон-сантоне, вплоть до раннего кампана, в погружающихся блоках формировалась недифференцированная серия пород, представленная оливин-пироксеновыми и авгит-лабрадорowymi базальтами. В низах разрезов выражено переслаивание лав и лавобрекчий с нормально-морскими осадками и кислыми пепловыми туфами. Последние, вероятно, были привнесены из смежных воздымающихся блоков. В вулканогенной свите верхнего сеномана — нижнего кампана разрез венчается авгит-лабрадорowymi базальтами (Дзюценидзе, 1948), которые в западном направлении у окрестностей с. Вархуна замещаются лавами и туфами липарито-дацитового состава.

На всех уровнях стратиграфических разрезов вулканогенная толща верхнего мела Артино-Болнисской глыбы характеризуется обилием субвулканических и гипабиссальных интрузий последовательно дифференцированного ряда от габбро-диабазов до гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Пространственная приуроченность их к вулканитам верхнего мела и петрохимическое родство с ними позволяет объединить всю толщу в единую вулcano-плутоническую ассоциацию пород, характерную для краевых частей жестких, стабильных структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Беридзе М. А. Некоторые новые данные о байосской порфировой свите Рачи. Изд. Геол. об-ва Грузии, т. VII, вып. 1, 2., 1970.
- Беридзе М. А. Раннеюрский спилито-кварцкератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и ее влияние на формирование кластических осадков. Труды Геологического ин-та АН СССР н. с. вып. 38 «Вопросы геохимии и петрологии». Изд. «Мецниереба». Тбилиси, 1973.
- Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Нижняя юра северо-западной части Абхазии. В сборнике геологического об-ва Грузии «Вопросы геологии северо-западной части Абхазии». Изд. «Мецниереба». Тбилиси, 1972.
- Борсук А. М., Боруков Ч. Б. О меловых габброидах западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 8, 1965.

- Волчанская И. К., Дхербашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения систематических и рудных проявлений. Сов. геология, № 8, 1971.
- Гогошвили Т. Ш., Кипиани И. Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейасе Локского массива. Сообщ. АН Гр. ССР, 77, № 2, 1975.
- Гугушвили В. И. Меловой вулканизм Грузинской глыбы. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, н. с. вып. 17 Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.
- Давлианидзе Г. К. Основные результаты геофизических исследований в Болнисской зоне (Южная Грузия) «Методы разведочной геофизики», вып. 12, изд. «Недра», 1971.
- Джанелидзе Т. В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рек Ингури и Цхенисцкали). Тр. Геолог. ин-та АН ГССР н. с. вып. 22, Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1969.
- Джанелидзе Т. В., Папава Д. Ю., Девдариани Е. И. О некоторых особенностях байосской вулканогенной свиты юго-восточной периферии Дзиркульского массива. Изд. геол. об-ва Грузии, т. VIII, вып. 1, 2, 1973.
- Джанелидзе Т. В., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. М., Вашадзе Б. Е., Кавтарадзе А. А. Байос. Порфириновая свита. В сб. Геология. об-ва Грузии «Вопросы геологии северо-западной части Абхазии». Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1970.
- Дзоценидзе Г. С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. Геотектоника, № 3, 1966.
- Дзоценидзе Г. С. Кислые породы в вулканизме доорогенной стадии геосинклинали. Симпозиум по кислому вулканизму. XV ассамблея МГГС СССР, М., 1971.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1961.
- Дудаури О. З. Роль кристаллического субстрата в формировании среднеюрских гранитоидов Южного склона Большого Кавказа. В кн.: «Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли». Тр. IV Всесоюзного петрографич. совещания, ч. I, М., 1972.
- Дудаури О. З., Тогонидзе М. Г. Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. В кн.: «Вопросы геологии северо-западной части Абхазии», Тбилиси, 1972.
- Дудаури О. З., Хуцишвили О. Д. О форме залегания и возрасте Ушба-Эперской интрузии. Сообщ. АН ГССР, т. 42, № 3, 1966.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. Изд. «Недра», М., 1970.
- Канчавели А. П. Новые материалы о «нижних туффитах» полосы Шроша-Нарула. Сообщ. АН ГССР XXXIII; 3, 1964.
- Рубинштейн М. М., Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. Геологич. ин-та АН ГССР, нов. сер. вып. II, 1967.
- Саркисян О. А., Волчанская И. К. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилежащих районов Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XXVI, № 4, 6—19, 1973.
- Тогонидзе М. Г. К петрологии гранитовых аплитов и пегматитов Горабского интрузива (Абхазия). Сообщ. АН ГССР, 59, № 3, 1970.
- Хмаладзе И. И. Ортоклазовое габбро Дзиркульского массива и связанные с ним лампрофиры. Изд. Геологич. об-ва Грузии, т. VI, вып. 1, 2; 1969.
- Чихрадзе Г. А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. В сб. «Материалы по литологии Юго-восточной Грузии». Тр. геол. ин-та АН ГССР Новая серия, вып. 3, 1965.

УДК 551.21; (479.22)

Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ, М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ,
Г. Ш. НАДАРЕИШВИЛИ.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ

Палеогеновая вулканическая активность явилась весьма существенным этапом в геологическом развитии Южной Грузии. Она проявилась в основном в пределах двух геотектонических зон — Аджаро-Триалетской и Артвино-Болнисской.

Наиболее интенсивны проявления палеогенового вулканизма в Аджаро-Триалетской системе, простирающейся в северной части Малого Кавказа от побережья Черного моря до долины р. Иори. Как известно, Аджаро-Триалетская зона была заложена в позднемеловое время в центральной части Закавказского срединного массива в виде узкого субширотного трога, который четко обособился в раннем палеогене (Гамкрелидзе, 1949).

Первые проявления палеогенового вулканизма фиксируются здесь прослоями базальтовых туфов в верхах палеоцен-нижнеэоценового флиша, вулканическая активность достигает апогея в среднем эоцене и на отдельных участках продолжается в позднем эоцене, возможно, захватывая низы олигоцена. За этот отрезок времени в Аджаро-Триалетии формируется вулканическая толща максимальной мощностью 10 км. Палеогеновая вулканическая толща Аджарии делится на два комплекса, четко отличающихся по петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям.

Нижнепалеогеновый комплекс (нижний—средний эоцен) представлен дифференцированными базальтовыми сериями разной щелочности. Общая мощность комплекса, так же как и роль лавовых фаций в его строении, резко возрастает с востока на запад и от краевых к центральной части Аджаро-Триалетии, меняясь от первых сотен метров до 7 км в причерноморской части центральной Аджаро-Триалетии.

Исследованиями Г. С. Дзопенидзе (1948, 1966) в Аджаро-Триалетии были выделены две вулканические зоны. Слабощелочная, охватывающая большую часть Аджаро-Триалетской системы и щелочная, которая тянется относительно узкой полосой вдоль северной периферии последней. В слабощелочной зоне нижнепалеогеновый комплекс представлен породами слабощелочной серии базальт-трахиандезит-делленит с незначительным развитием известково-щелочных базальтов и пироксеновых андезитов. В строении комплекса доминируют базальты, составляющие свыше 80% всей массы пород, далее по распространению идут наиболее кремнекислые разновидности — деллениты (63—69%)

кремнезема. Породы промежуточного состава играют подчиненную роль. Следует указать, что лейкократовые члены серии — низкомагнезиальные базальты, трахиандезиты, деллениты — образуют горизонт большой латеральной протяженности, разделяющий две мощные свиты, сложенные пиллоу-лавами, лавовыми и туфовыми брекчиями оливиновых и роговообманковых слабощелочных базальтов.

Для базальтов слабощелочной серии характерна широкая вариация кремнекислотности, магнезиальности, щелочности и четкая обратная корреляция соотношения окиси магния к глинозему. Породы являются нефелин-нормативными с содержанием нормативного нефелина, близким к 2%. В дифференциальном ряду наблюдается повышение отношения калия к натрию и медленное накопление щелочей, условившее переход от нефелин-нормативных к кварцнормативным породам уже на ранних этапах дифференциации (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Химический и нормативный состав (CIPW)
среднеэоценовых пород Аджаро-Триалетии

	Субщелочная серия					толенты осевой зоны		Щелочная серия северной зоны				
	южной зоны											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кремнезем . . .	47,72	47,18	50,72	59,97	66,85	47,96	54,13	46,85	48,02	47,16	58,89	59,00
Окись титана . .	0,76	0,95	0,82	0,67	0,37	0,62	0,57	0,36	0,71	0,67	0,58	0,30
Глинозем . . .	13,74	15,11	17,22	14,87	14,81	16,87	18,51	11,22	13,90	13,82	18,82	17,90
Окись железа . .	4,18	5,25	4,20	3,05	2,92	4,63	4,41	6,36	4,84	6,89	5,00	2,70
Закись железа . .	4,30	5,58	5,13	3,20	2,75	5,52	3,32	4,05	5,29	3,81	3,01	1,08
Окись марганца .	0,19	0,11	0,15	0,03	0,10	0,14	0,14	0,17	0,24	0,21	0,10	0,10
Окись магния . .	9,15	6,55	5,38	1,53	1,17	8,70	4,93	11,51	8,32	8,80	3,71	1,15
Окись кальция . .	12,80	11,13	8,22	4,15	1,67	10,34	5,20	11,49	11,42	7,29	4,40	2,28
Окись натрия . .	2,84	2,63	3,20	3,53	4,78	2,65	4,90	1,25	1,33	2,20	3,95	6,52
Окись калия . . .	1,05	2,10	2,50	5,14	4,18	0,20	0,40	2,25	3,23	4,90	5,45	7,32
R ₂ O ₃	0,38	0,29	0,35	0,51	0,40	0,05	0,12	0,35	0,43	0,50	0,31	0,22
Влага	0,16	1,66	0,24	2,85	0,39	0,24	0,56	1,55	0,74	0,69	2,95	0,53
п. п. п.	1,85	1,20	1,84	0,79	2,30	2,18	2,60	2,41	1,76	3,33	0,74	2,00
Сумма	99,76	100,04	99,97	99,83	100,14	99,83	99,84	99,81	99,79	100,27	100,27	100,10
Кварц	—	—	—	5,51	16,04	—	5,17	—	—	—	—	—
Нефелин	2,41	2,27	—	—	—	—	—	—	3,27	6,37	8,91	9,09
Оливин	8,95	6,21	4,58	—	—	8,16	—	13,52	8,74	19,53	6,82	1,97
Гиперстен	—	—	6,50	5,95	1,40	9,25	14,15	4,00	—	—	—	—

I — роговообманковый базальт — 4—68; 2 — оливиновый базальт 370; 3 — плагиобазальт 595; 4 — трахиандезит 336; 5 — делленит 316; 6 — оливиновый толент 66; 7 — роговообманковый базальтовый андезит 156; 8 — лимбургит 3070; 9 — калибазальт 2711; 10 — лейцитовый базанит 30; 11 — лейцитовый тефрит 336; 12 — нефелиновый трахит 198.

В северной щелочной зоне Аджаро-Триалетии ниже-среднеэоценовый комплекс сложен щелочными оливиновыми базальтами, лимбургитами, лейцитовыми базанитами, трахитами, нефелиновыми фонолитами. Щелочные базальты и базаниты, характеризующиеся высокой магнезиальностью и резко выраженным калиевым характером, составляют до 90% всей массы пород. Далее по распространенности следуют трахиты.

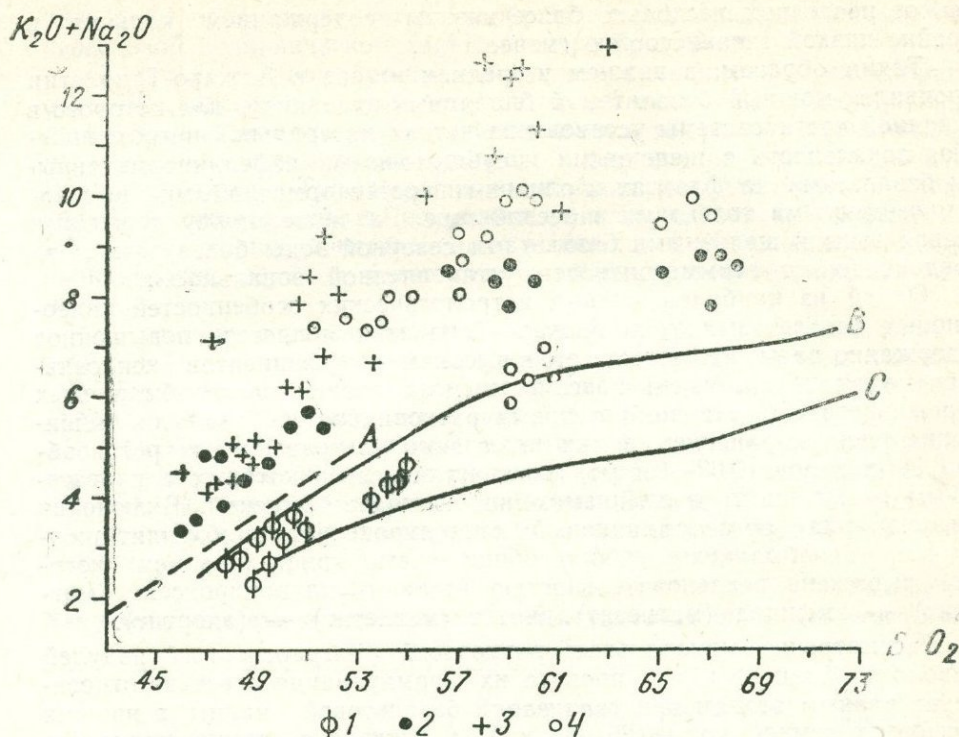


Рис. 1. Диаграмма отношения суммы мелочей к кремнекислоте для палеогеновых вулканических пород Аджаро-Триалетии. 1—3 среднеэоценовые породы. 1 — толеиты центральной зоны, 2 — субщелочная серия южной зоны, 3 — щелочная серия северной зоны, 4 — верхнеэоценовая серия южной зоны. А — границная линия Макдональда-Кацуры, разделяющая поля щелочных и толеитовых базальтов. В — С — граничные линии, разделяющие поля щелочных, высокоглиноземистых и толеитовых базальтовых серий (по Куно).

Базальты и базаниты характеризуются высоким содержанием нормативного нефелина (2—10%). В дифференциальном ряду отчетливо выделяются две ветви; одна характеризуется умеренным накоплением щелочей, что приводит к образованию нормальных трахитов, для другой характерно резкое возрастание суммы щелочей с повышением кремнекислотности и образование фенолитов, содержащих модалный и нормативный нефелин.

Исследованиями последних лет в причерноморской части Аджаро-Триалетии на границе вышеописанных двух зон установлена узкая (2,5—3 км) субширотная зона, полностью сложенная субвулканическими, роговообманковыми базальтами. Субвулканические базальты, прослеженные на 30 км по простираанию, включают огромные глыбы слоистых верхнемеловых известняков, достигающие 50 м в ширину и до 1 км в длину, поставленные вертикально и интенсивно инъецированные базальтовым материалом.

Субвулканические базальты этой зоны резко выделяются крайне низким содержанием окиси калия (0,43—0,10%). По химическому и нормативному составу они очень близки высокоглиноземистым оливиновым толеитам осевой зоны середино-океанических хребтов, отлича-

ясь от последних несколько более низким содержанием кальция и крайне низкой титанистостью (менее 1%).

Таким образом, в нижнем и среднем эоцене в Аджаро-Триалетии проявился мощный базальтовый биотитовый вулканизм, для которого в западной части системы установлена четкая латеральная петрохимическая зональность с щелочными и субщелочными нефелиннормативными базальтами на флангах и оливин-гиперстеннормативными высокоглиноземистыми толеитами в осевой зоне. Различие между толеитами осевой зоны и щелочными базальтами северной зоны более резки, что предопределяет асимметричность установленной зональности.

Одной из наиболее важных петрологических особенностей палеогеновых базальтовых магм Аджаро-Триалетии является повышенное содержание воды, что выражается высоким коэффициентом эксплозивности вулканизма, почти повсеместным развитием роговообманковых и реже роговообманково-биотитовых разновидностей базальтов и широким распространением в них включений ультраосновных роговообманковых пород (0,02—0,8 м), генетическая связь которых с палеогеновым базальтовым вулканизмом не вызывает сомнений. Включения отвечают ряду роговообманковый клинопироксенит-горнблендит-анортитово-роговообманковое габбро, общая схема кристаллизации которого выражена последовательностью (оливин—клинопироксен (магнетит) — амфибол (магнетит) диотит (магнетит) — (акортит).

Рассмотрение минеральных равновесий ультраосновных нодулей позволяют установить, что процесс их формирования отвечает относительно равным этапам кристаллизации базальтовой магмы, в нижних горизонтах земной коры (25—40 км), в интервале температуры $T = 1100 \pm 50^\circ\text{C}$ — $900 \pm 50^\circ\text{C}$ и $P_{H_2O} = 400—800$ бар и фугитивность кислорода $1 \cdot 10^{-5}—1 \cdot 10^{-12}$ (1250—800°C) (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972).

Важно подчеркнуть, что описанные выше латеральные изменения состава базальтов среднеэоценовых образований западной Аджаро-Триалетии, четко отражаются на составе и характере минеральных равновесий нодулей ультраосновных пород. Так, нодули центрального толеитового комплекса характеризуются резко пониженной щелочностью по сравнению с нодулями субщелочной и щелочной провинции. Минеральные равновесия оливин-амфибол и оливин-плаггиоклаз, характерные для последних и полностью отсутствующие в ультраосновных включениях щелочной и субщелочной зон, свидетельствуют, что ультраосновные включения осевой зоны формировались в условиях относительно низкого общего давления и низкого парциального давления воды, (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1970).

Закономерное латеральное изменение состава ультраосновных роговообманковых нодулей, совпадающее с латеральной зональностью эффузивов, приводит к заключению, что эта зональность обусловлена изменением состава первичной базальтовой магмы, связанным, очевидно, с различной глубиной и степенью плавления исходного мантийного вещества в условиях разного значения теплового потока И. Куширо, Х. Куно, 1963, И. Куширо, 1968, А. Мк. Бирни, И. Гэсс, 1967).

Существенное влияние раннего фракционирования амфибола и биотита на пути кристаллизации базальтовой магмы не вызывает сомнения (Йодер, Тилли, 1965; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1972). Расчеты показывают, что удаление определенных объемов пироксенита, горнблендита и габбро из исходного базальтового расплава приводит к медленному накоплению щелочей в дифференциальном ряду и в зна-

чительной мере определяет разнообразие пород, представленных в палеогеновой вулканической толще Аджаро-Триалетии.

В верхнем эоцене площадь активного вулканизма резко сокращается. Вулканизм полностью затухает в восточной части Аджаро-Триалетии, в западной же ее части наблюдается миграция вулканических центров к югу и в меньшей степени — к северу от центральной зоны. В южной Аджаро-Триалетии (южная Аджария, Ахалцихская депрессия) в верхнем эоцене и, возможно, раннем олигоцене формируется 2,5 — 3 км толща, представленная ассоциацией высококальциевых пород шошонитовой серии и известково-щелочных роговообманковых андезитов.

В комплексе установлены следующие петрографические типы пород: слабощелочные базальты, оливиновые трахибазальты (шошониты), пироксеновые, биотитовые и роговообманковые трахиандезиты (породы типа латитов) биотитовые и роговообманковые деллениты (банакиты), роговообманковые андезиты с повышенным содержанием калия. Преобладают породы среднего состава — трахибазальты, трахиандезиты, роговообманковые андезиты. Базальты играют подчиненную роль и характеризуются низкой магнезиальностью (3—5% окиси магния).

Таблица 2
Химические анализы и нормативный состав типичных пород верхнеэоценового комплекса Аджаро-Триалетии

	Субщелочная серия южной зоны					Щелочная серия северной зоны	
	13	14	15	16	17	18	19
Кремнезем	49,72	52,76	58,80	65,05	59,55	46,73	58,30
Окись титана	0,82	0,52	0,60	0,27	0,52	1,98	0,23
Глинозем	17,08	21,55	19,05	15,82	16,06	15,32	18,06
Окись железа	5,07	2,53	2,15	2,32	5,73	4,90	3,23
Закись железа	4,62	2,72	3,99	1,33	1,08	5,13	1,00
Окись марганца	0,14	0,20	0,14	0,07	0,07	0,15	0,14
Окись магния	4,73	2,08	1,40	1,02	4,00	6,26	1,22
Окись кальция	9,24	6,75	1,47	1,80	4,76	9,71	2,96
Окись натрия	3,45	3,90	4,84	3,20	4,00	2,35	2,80
Окись калия	2,80	4,32	4,70	6,27	2,34	3,80	8,00
P ₂ O ₅	0,16	0,55	0,41	0,56	0,28	0,12	0,11
Влага	1,66	0,28	0,36	2,23	0,90	1,05	1,00
п. п. п.	0,39	1,44	0,72	0,76	1,36	2,40	2,76
Сумма	99,95	99,82	99,56	100,04	100,44	100,63	99,81
Кварц	—	—	5,48	15,84	11,65	—	6,97
Нефелин	2,93	2,27	—	—	—	3,77	—
Оливин	4,60	4,10	—	—	—	6,10	—
Гиперстен	—	—	8,39	2,57	10,44	—	2,83

13 — базальт 738; 14 — оливиновый трахибазальт (шошонит) 2132; 15 — биотитовый трахиандезит 306; 16 — биотитовый делленит 522; 17 — роговообманковый андезит 2007; 18 — калибазальт 1078; 19 — трахит 131.

Для позднепалеогенового комплекса также характерна тенденция умеренного накопления щелочей с заметным выполаживанием к кремнекислым дифференциатам, однако соотношения суммы щелочей к

кремнезему и калия к натрию, здесь более высокие, чем в раннепалеогеновом комплексе. Относительно более слабые проявления верхнеэоценового вулканизма известны на северо-западной периферии Аджаро-Триалетии, где с терригенными отложениями верхнего эоцена чередуются пачки калибазальтовых, трахиандезитовых и, главным образом, трахитовых вулканокластолитов, общая мощность которых достигает нескольких сотен метров.

Для всех непалеогенового (верхний эоцен — олигоцен ?) комплекса Аджаро-Триалетии типично широкое развитие пачек туфоконгломератов, частая косая слоистость, обилие растительного детритуса, отдельные участки развития наземных шлаков и агглютинатов. Все перечисленные факты свидетельствуют о появлении многочисленных вулканических островов, возвышающихся над уровнем мелководного верхнеэоценового моря.

Интрузии Аджаро-Триалетской системы прорывают вулканические образования на разных уровнях и представлены субвулканическими телами и небольшими штоками габбро-эссекситов, габбро-монцитов, монцитов, кварцевых диоритов, сиенитов и щелочных сиенитов. По минеральному составу, петрохимическим особенностям и закономерностям распределения редких щелочных элементов (лития, рубидия) интрузивные породы проявляют исключительное сходство с эффузивами и локализованы в вулканических центрах того или иного комплекса. Поэтому они рассматриваются как неглубокие корни палеогеновых вулканов, формирование которых синхронно вулканической деятельности (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1973).

Суммируя вышеизложенные данные о палеогеновом вулканизме Аджаро-Триалетии, следует подчеркнуть, что средне-нижнеэоценовый базальтовый вулканизм обнаруживает большое сходство с молодым и современным вулканизмом активных рифтовых зон. Для примера достаточно назвать треугольник Афар в Эфиопии (П. Мор, 1971), острова Красного моря (Ф. Чейз 1969; И. Гэсс и др. 1973), депрессию Рио-Гранде в Скалистых горах США (П. В. Липман, 1969). Латеральная зональность, установленная в западной Аджаро-Триалетии с нефелин-нормативными базальтами на флангах и оливин-гиперстеннормативными толеитами в осевой зоне также весьма типична для всех выше названных активных рифтов и для срединных океанических хребтов (Т. Томпсон, В. Г. Мелсон, 1972). Позднепалеогеновый вулканический комплекс представляет собой ассоциацию пород шошонитовой серии с известково-щелочными калиевыми роговообманковыми андезитами, характерную для некоторых островных дуг (Меланезия), П. Якеч, Т. Е. Смит, 1970) и окраин континентов.

Комплексные исследования, проведенные в последние годы в Аджаро-Триалетии, а также анализ имеющихся ранее и полученных за последние годы данных о строении коры и истории геологического развития Черного моря и причерноморских областей позволили обосновать положение о рифтовой природе Аджаро-Триалетии и наметить ее возможную связь с глубоководной безграничной впадиной Черного моря (Адамия и др. 1973). Согласно этому положению, центральная часть впадины Черного моря и Аджаро-Триалетский прогиб представляются единой рифтовой мегаструктурой, для которой, по сравнению с граничащими с ней областями, характерна утоненная земная кора с максимальным уменьшением ее мощности в глубоководной части мо-

ря (рис. 2). Утонение коры было вызвано, с одной стороны, интенсивным размывом гранитного слоя этой территории в палеозое, триасе, средней и поздней юре и раннем мелу, а с другой стороны — растяжением, проявившимся с позднего мела и преимущественно в течение раннего палеогена. Процесс растяжения был более интенсивен в западной части рифта и привел к полному исчезновению гранитного слоя в центральной впадине Черного моря. В процессе растяжения на поверхность поступают большие массы преимущественно базальтовой магмы, формирующие раннепалеогеновый комплекс Аджаро-Триалетии, и, очевидно, существенную нижнюю часть осадочного слоя центральной впадины Черного моря. С позднего эоцена в Аджаро-Триалетии рифтогенез прекращается, наступает режим сжатия и дифференциальных движений, период с которым совпадает формирование позднепалеогеновой вулканической серии шошонитов и богатых калием роговообманковых андезитов.



Рис. 2. Схема расположения Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. 1 — границы рифтовой зоны, 2 — центральная зона субвулканических толетов, 3 — безграничная центральная впадина Черного моря.

На южной периферии Аджаро-Триалетии, в зоне ее сочленения с Артино-Болнисской глыбой (южный склон Закавказского массива с палеозойским кристаллическим фундаментом) намечается очевидное повышение кремнекислотности палеогеновых вулканических образований. На юго-востоке в окрестностях Тбилиси и ущ. р. Алгети и р. Храми эти образования представлены: горизонтом палеоценовых лавовых и туфовых брекчий роговообманковых дацитов (350 м) и горизонтом нижнеэоценовых туфов и туфобрекчий роговообманково-биотитовых дацитов (150 м), включенных в мощную терригенную флишевую толщу палеоцена — нижнего эоцена (1500 м). Выше по разрезу следуют вулканические образования среднего эоцена: пироксен-роговообманковые андезит-дацитовые туфы, прослеживающиеся с единичными покровами андезит-базальтов и терригенными образованиями (100 м), дацитовый купол горы Дати́ка и, так называемый, «горизонт запутанного напластования» (100 м), сложенный глыбовыми брекчиями песчаников, аргиллитов, известняков, базальтов, андезитовых и андезит-дацитовых туфов.

На западе (юго-восточная Аджария) в сходных геологических условиях представлен средне-верхнеэоценовый андезитовый комплекс, в сложении которого, наряду с подчиненными субщелочными базальтами (350 м) резко доминируют пироксеновые и роговообманковые андезиты и ассоциирующие с ними андезито-дациты и дациты (2200 м),

Важно указать, что вулканические и вулкано-осадочные образования юго-восточной Аджарии содержат многочисленные обломки липаритов, кварцевых диоритов, гранитов, кварцитов, аркозовых песчаников, т. е. материал, чуждый палеогеновой вулканической толще и, очевидно, вынесенный из подстилающего ее фундамента. Некоторые из этих обломков носят признаки оплавления.

На Артвино-Болнисской глыбе, на территории Грузии, Армении, Азербайджана и Турции, вулканические породы палеогенового возраста, чередующиеся с терригенно-карбонатными отложениями среднего эоцена, характеризуются небольшой мощностью (1200—1500 м) и быстрой фациальной изменчивостью по простиранию. Судя по имеющимся скудным данным (Чечелашвили, Беридзе, 1965; Абдуллаев, 1959; Микадзе, 1969), они представлены субщелочными (трахибазальты, трахиандезиты) и известково-щелочными (базальты, андезиты, дациты) разностями. Известково-щелочные породы среднего и кислого состава преобладают, а базальты представлены низко-магнезиальными разностями. По соотношению различных типов пород и петрохимическим свойствам, эти образования близки палеогеновым вулканическим породам зоны перехода от Аджаро-Триалетии к Артвино-Болнисской глыбе (табл. 3).

Таблица 3
Химический и нормативный состав палеоценовых и нижне-среднеэоценовых пород зоны перехода и Артвино-Болнисской глыбы

	Средний эоцен Юго-Западной Аджарии			Палеоцен-средний эоцен южного склона Телетского хребта				Средний эоцен Артвино Болнисской глыбы			
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Кремнезем	47,07	58,67	67,23	67,88	69,76	50,72	53,34	50,56	54,77	68,87	68,90
Окись титана	0,64	0,50	0,30	0,12	0,10	1,15	—	0,57	0,91	1,47	0,41
Глинозем	17,22	17,04	15,29	17,48	17,38	19,44	19,32	18,50	17,74	14,89	13,56
Окись железа	6,01	4,93	1,74	2,56	2,09	4,01	5,00	4,10	4,58	3,69	3,76
Закись железа	5,85	1,80	1,80	0,38	0,23	3,55	3,92	4,46	2,91	1,03	0,74
Окись марганца	0,14	0,10	0,07	сл.	0,03	0,16	—	0,17	0,09	0,08	0,08
Окись магния	4,85	3,34	1,06	1,18	0,90	2,75	3,20	4,53	2,38	1,65	0,61
Окись кальция	9,66	6,07	4,79	3,72	3,42	10,16	8,04	8,11	7,81	3,65	1,33
Окись натрия	3,24	2,70	4,00	2,96	3,29	2,27	3,23	3,98	3,72	4,31	4,99
Окись калия	2,46	1,80	1,50	1,92	2,11	2,10	1,27	1,22	1,45	2,78	4,15
P ₂ O ₅	0,37	0,23	0,02	0,07	0,12	0,40	—	0,20	0,35	0,28	0,19
Влага	0,29	1,25	0,92	0,44	0,29	0,52	—	1,00	0,84	0,70	0,48
п. п. п.	1,97	1,83	1,34	1,18	0,67	2,44	0,74	3,30	2,34	1,50	0,96
Сумма	100,06	100,26	100,06	99,97	100,84	99,94	—	100,22	99,96	100,26	100,18
Кварц	—	18,50	26,55	37,36	32,19	6,50	7,45	—	10,21	24,38	20,06
Нефелин	1,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оливин	7,46	—	—	—	—	—	—	2,22	—	—	—
Гиперстен	—	8,13	2,09	3,01	6,12	3,34	8,79	8,27	2,71	3,01	1,51

Г. А. Микадзе, 1969

И. Д. Чечелашвили,
М. А. Беридзе, 1965

20 — базальт 2234; 21 — пироксеновый андезит 648; 22 — роговообманковый дацит 764; 23 — роговообманковый дацит 0887; 24 — биотит-роговообманковый дацит 234; 25—26 — авгитлабродоровый порфирит (андезит-базальты); 27—ангит-роговообманковый лабродоровый порфирит 31 (базальтовый андезит); 28 — авгит-лабродоровый порфирит 428: (базальтовый андезит); 29 — авгит-андезиновый витрофировый порфирит 76 (дацит); 30 — олигоклаз-андезиновый витрофировый порфирит (делленит).

Палеогеновые вулканические образования Аджаро-Триалетии проявляют большое сходство с синхронными вулканическими образованиями Горного Талыша, которые также представлены субщелочными и высокощелочными (фельдшпатоидными) породами, среди которых преобладают базальты и базаниты (Кашкай, 1947; Азизбеков и др., 1968, 1971).

В то же время, следует подчеркнуть, что раннепалеогеновый вулканизм Аджаро-Триалетии резко отличается от синхронного вулканизма Артвино-Болнисской глыбы и Севано-Акеринской зоны, давшего преимущественно известково-щелочные гиперстенные серии со значительным развитием пород среднего и кислого состава, характерных для островных дуг и окраин континентов (Джарбашян и др., 1968).

Геодинамические причины, обусловившие эти различия недостаточно изучены и заслуживают дальнейшего исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., 1959. Казахский комплекс цеолитсодержащих вулканических пород. Изв. АН Аз. ССР, № 6, (37—51).
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., 1974. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, № 1.
- Азизбеков Ш. А., Велиев М. М., Емельянов Е. Н., 1968. Субинтрузивные тела Космаянского прогиба (Горный Талыш). Изв. АН АзССР, № 4.
- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Исмаил-заде А. Д., 1971. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбрусом и Малым Кавказом. Геотектоника, № 3 (14—84).
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелия Г. Ш., Сихарулидзе Д. И., Картвелишвили К. М., 1966. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа, Геотектоника, № 3.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукина Ю. К., 1970. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. Геотектоника, № 2.
- Гамкрелидзе П. Д., 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Е., 1970. Происхождение базальтовых магм. В сб.: «Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований». Изд-во «Недра».
- Джарбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А., 1968. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд-во «Наука».
- Дзоценидзе Г. С., 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, Монография, № 1.
- Дзоценидзе Г. С., 1966. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, № 3.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Коява В. И., 1965. Некоторые новые данные о петрографии эоценовой вулканической толщи ущелья р. Тбети (Аджария). Сообщен. АН ГССР, XXXVIII, № 1.
- Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., 1972. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горноблендитов и родственных им пород. 1-й Международный, геохим. конгресс. Сб. докл., т. I. Магматические процессы, М., (556—582).
- Иодер Г. С., Тилли К. Э., 1965. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир».
- Кашкай М. А., 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Аз. ССР, Баку.
- Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С., 1973. Корни палеогенового вулканизма Аджарии (Грузия). В сб.: «Вопросы геохимии и петрологии». Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 38. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси.
- Микадзе Г. А., 1969. Палеогеновый вулканизм юго-восточной Грузии. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси.
- Чечелашвили И. Д., Беридзе М. А., 1965. Литология палеогеновых образований юго-восточной Грузии. В сб.: «Материалы по литологии юго-восточной Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси.

ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ НЕОГЕНО-АНТРОПОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ И ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA

После проявления штирийской (предсреднемиоценовой) орофазы складчатые системы Аджаро-Триалетии и Большого Кавказа окончательно превращаются в горные сооружения, а расположенная между ними Грузинская глыба претерпевает относительное погружение и превращается в межгорную депрессию. В среднем миоцене и в начале позднего миоцена в развитии рельефа значительные изменения не происходили, но с конца позднего миоцена (средний сармат), и в особенности после проявления аттической орофазы, имевшей место в конце сармата, усиленными темпами воздымаются Большой Кавказ и Аджаро-Триалетия, а в межгорных прогибах накапливаются мощные грубообломочные континентальные отложения (молассы).

С общим воздыманием этих складчатых сооружений связано некоторое оживление вулканической деятельности. Этот позднеорогенный (финальный) вулканизм проявляется в обоих складчатых областях, но локально и со значительно меньшей интенсивностью, чем это имело место в предыдущие периоды.

В Аджаро-Триалетии, после сравнительно длительного покоя (отмечавшегося в течение олигоцена, нижнего и среднего миоцена) с конца верхнего миоцена — и в особенности в плиоцене и плейстоцене вновь возобновляется магматическая деятельность, но на этот раз лишь только в виде эффузивной фации. Неогено-антропогеновые вулканические центры сгруппированы в средней части этой системы, в районе Боржоми—Бакуриани, по прямой линии к северу Джавахетского вулканического нагорья, в зоне т. н. Главного Транскавказского поперечного поднятия (Арагат—Арагац — Джавахетия—Дзирульский массив—Ставрополь). При этом центры извержения всюду приурочены к тектоническим нарушениям, в данном случае к Бакуриани-Торскому надвигу. Среди вулканических образований по возрасту выделяются более древние эффузивы (мио-плиоценовые), занимающие высокие отметки водораздельных хребтов, в которых заложена современная гидрографическая сеть и молодые — плейстоцено-голоценовые, залегающие в руслах и на низких террасах современных рек. В более ранние периоды (в миоплиоцене) вулканизм выявляется сравнительно слабее. Вулканические постройки этого времени в виде сильно разрушенного центра — Цителидабадзвели — константирован в районе Боржоми на гребневой части водораз-

дельного хребта между долиной р. Куры и Торской впадиной. Здесь, с этим центром связано Дабадзвельское лавовое плато, которое лежит на высоте около 900—1000 м от уровня р. Куры.

На основании изучения соответствующих разрезов устанавливается, что Цителидабадзвели является стратовулканом, у которого излияние тонких лавовых потоков быстро сменилось эксплозивными выбросами лавов и лапиллей. Петрографически все продукты Цителидабадзвели соответствуют пироксеновым андезитам.

Более оживленным становится вулканизм в конце плейстоцена. В это время действовали линейно расположенные вулканы — Мухера, Цихисджвари и Саргвави, давшие лавовые или же эксплозивно-лавовые материалы. Так, например, небольшой конус Мухера сложен тонкослойными андезитовыми пирокластами и афировыми лавами. Лавовые потоки, связанные с этим центром растеклись на большом расстоянии и по существующим ущельям в некоторых местах образовали платообразные участки (плато Бакуриани, Садгери и др.). По новейшим исследованиям установлено, что из центра излияния лава поступала с некоторыми перерывами, что подтверждается наличием межпотоковых рыхлых продуктов извержения.

Цихисджварский лавовый вулкан с западной стороны примыкает к Бакурианскому плато. Общая морфология ближайших окрестностей вулкана показывает, что извержение Цихисджварского центра предшествовало извержению Мухеры, при этом вулкан действовал спокойно — без выбросов рыхлых продуктов извержения. Петрографически и здесь вулканические образования соответствуют андезитам.

Вулканический центр Саргвави расположен к востоку от вулкана Мухера, в истоках р. Гуджаретисцкали. Новейшими исследованиями установлено, что центр извержения морфологически представлен расположенными рядом друг с другом тремя безкратерными конусами, целиком сложенными эксплозивным материалом. С этим же центром связан довольно длинный (около 20 км) лавовый поток, который распространяется по современному ущелью Гуджаретисцкали. Петрографически все породы Саргвавского центра обнаруживают андезитовый состав.

Если теперь мы сравним вулканы, изверженные в разное время из различных центров, с точки зрения их минералогического и химического состава, то увидим, что по минералогическому составу все продукты неогено-антропогенового вулканизма Аджаро-Триалетии представлены типичными андезитами, среди которых по бисиликатным составным частям различаются: авгитовые, гиперстеновые и гиперстен-авгитовые андезиты. Так что эти разновозрастные моногенные и полигенные вулканические аппараты давали как лавовые излияния, так и эксплозивный материал лишь только андезитового состава, химически отвечающие известково-щелочной серии пород. Более кислые и основные породы здесь отсутствуют.

В складчатой системе южного склона Большого Кавказа проявления неогено-антропогенового вулканизма пространственно также приурочены к зоне Транскавказского поперечного поднятия. В пределах этой зоны вулканические центры сгруппированы в отдельных областях, как Джавская, Кельская, Казбегская и др., где они связаны как с поперечными, так и с продольными тектоническими нарушениями. И здесь вулканизм проявляется в виде двух этапов. Продукты более древнего этапа имевшего место в основном в верхнем плиоцене, и может быть в верхнем миоцене, в большинстве случаев уничтожены эрозией или же захоронены под

плейстоценовыми лавами. Второй этап — более мощный, приурочен к плейстоцен-голоцену. Эффузивы этого возраста распространяются по существующей гидрографической сети и лежат на низких террасах современных рек.

Джавская группа вулканов приурочена к южной тектонической границе Флишевой зоны Большого Кавказа. Здесь на небольшой территории, в бассейне р. Большой Лиахви (в окрестностях сс. Крез, Чимас, Боргниси, Садзалети и др.) насчитываются около десяти мелких выходов лавовых вулканов, которые датируются как верхнеплейстоценовые. Основанием для этого служат морфологические особенности лавовых потоков, в частности, свежие и резкие формы рельефа. Кроме того, там, где выходы лав находятся вблизи рек, лавы спускаются непосредственно в их русла и перекрывают галечники первых (снизу) террас высотой 10—12 м от уреза рек.

По форме выходов здесь константированы каналы двух типов [2] а) более или менее изометрический и б) трещинный-удлиненный в одном направлении. При этом все эти мелкие моногенные вулканические аппараты дали только лавы без рыхлых продуктов извержения. По составу лавы всех этих выходов очень сходны и представлены пироксеновыми андезитами.

В течение плиоцена и плейстоцена, но с некоторыми перерывами, около двадцати вулканических центров действовали в пределах т. н. Гудамарской (часть Шовско-Пасанаурской подзоны, по П. Д. Гамкрелидзе) подзоны. Эта подзона располагается между двумя крупными направлениями северным, проходящим по ущелью Трусо — с. Коби истоки р. Хорх, и южным, проходящим вблизи Пасанаури. Гудамарская подзона складывается сильно смятыми изоклинальными складками флишевых отложений верхней юры — нижнего мела. В пределах этой подзоны, где кроме продольных намечаются и поперечные тектонические разрывы, к северу от Джавской группы вулканов расположено т. н. Кельское вулканическое нагорье, которое занимает верховья рек Белой Арагви, Ксани и Большой Лиахви (площадью — 85—90 км²).

Обособленные вулканические аппараты отмечаются за пределами Кельского нагорья — в бассейне р. Риони: вулканы Цителимта (по р. Чанчахи) и Настицуб (по р. Джеджора). Цепь вулканических сооружений, располагается вблизи главного водораздельного хребта — вулканы: Хорисар, Эсиком, Садзеле и Сакохе. Несколько вулканических центров отмечаются в бассейне р. Ксани (Цители, Кного, Боргниси и др.).

Для этой области характерным является центральный тип извержения, но встречается и трещинный тип (Шархохская цепь лавовых вулканов). По характеру извержения и форме вулканического аппарата выделяются: моногенные, бескратерные, лавовые и шлаковые вулканы, полигенные сложные вулканические аппараты и экструзивные куполовидные формы. При этом характерно, что как древние, так и более молодые вулканические центры в большинстве случаев действовали спокойно — без признаков взрывов, без рыхлых продуктов извержения.

Новейшими исследованиями установлено, что в каждом этапе вулканизма ранние продукты извержения представлены сравнительно основными лавами, в частности андезито-базальтами. Последующие извержения постепенно становятся более кислыми и дают сначала гиперстеновые андезиты и андезитодациты, позже еще более кислые лавы — роговообманково-гиперстеновые дациты и риолит-дациты. Часто такая смена пород наблюдается в пределах одного и того же вулкана. Но имеются и

некоторые отклонения от этой закономерности, когда более поздние продукты являются сравнительно основными (Сакохе и др.).

По химическому составу в целом вулканические образования Кельского нагорья хорошо укладываются в рамки известково-щелочной серии пород. Они очень близко подходят к известному типу—электрик-пик, характерного для тихоокеанского орогенного кольца.

Следующая область проявления новейшего вулканизма — это Казбегская. Она лежит к северу от Кельского нагорья и занимает верхнюю часть бассейна р. Терека. Проявления новейшего вулканизма, охватывающие время от позднего плиоцена до начала голоцена, приурочены преимущественно к продольным тектоническим разрывам горст-антиклинория Большого Кавказа. И здесь более ранние (плиоценовые) вулканические образования большей частью уничтожены эрозией и сохранились только сильно разрушенные вулканические аппараты и отдельные фрагменты лавовых потоков. Совершенно свежими формами рельефа характеризуются молодые плейстоценовые образования. Среди этих образований по характеру извержения и форме вулканического аппарата выделяются моногенные лавовые вулканы (Милиона, Горисцихе и др.) и полигенные сложные вулканы-массивы. К последнему типу относятся Казбек и Кабарджина. Для Казбека характерна многократная эффузивная и эксплозивная деятельность. На этом вулкане отмечаются также боковые извержения в виде лавовых вулканов (Ткаршети, Кичутцвери) и экструзивные купола (Шевардени).

Из данных петрографического изучения извергшейся лавы следует, что состав последней, начиная с первых извержений вулкана (имевшем место еще в позднем плиоцене) и кончая последним (в позднем плейстоцене) изменялся в очень малых пределах от гиперстенового андезита, в начале, до гиперстеново-роговообманкового андезито-дацита и дацита в конце. При этом, во всех извержениях, за исключением самого последнего, наряду с лавами извергались также и эксплозивные продукты, но в меньшем количестве.

Вулкан Кабарджина следует рассматривать как сложный полигенный вулкан, многократные извержения которого продолжались в течение плиоцен-плейстоцена. При этом установлено, что в формировании вулкана участвовали экструзивные процессы, излияния лав и эксплозивная деятельность. Установлено, что состав магмы в вулканическом очаге изменялся в весьма малых пределах, менялся лишь характер извержений. Лавы и пирокласты этого вулкана в основном соответствуют андезито-дацитам и дацитам.

Химически все породы Казбегской области не выходят за рамки известково-щелочной серии пород и приближаются к известному типу электрик-пик Тихоокеанского орогенного кольца. При этом во всех породах наблюдается преобладание натрия над калием.

Вот вкратце те особенности, которые характерны для отдельных областей проявления позднеорогенного (финального) вулканизма в пределах складчатой системы южного склона Большого Кавказа.

Как показывают вышеприведенные данные, в пределах Аджаро-Триалетии и южного склона Большого Кавказа, на позднеорогенном этапе развития этих складчатых сооружений, почти синхронно проявляется наземный вулканизм, давший однотипные породы андезитовой и андезитодацитовой формации. Эта нормальная орогенная формация, как показывают наши примеры, образуется там, где имеется заметно приподнятый и значительно утолщенный участок земной коры. В таких местах

исходная магма (скорее всего анатектическая) пройдя до поверхности земли довольно длинный путь, вследствие ассимиляции и дифференциации, изменяет свою первоначальную природу и дает характерный для этих областей ряд пород: андезито-базальт-андезит-андезито-дацит-риолит. Однако крайние члены данного ряда (андезито-базальты и риолиты) количественно сильно уступают (составляют менее 1/4) андезитам и андезито-дацитам. Химически все породы позднеорогенного (финального) вулканизма обоих складчатых сооружений относятся к типично известково-щелочной серии пород.

Что касается межгорной депрессии, имеется в виду Грузинская глыба, здесь развивается совершенно другой тип вулканизма, давший формуацию оливиновых базальтов-долеритов с повышенной щелочностью. Эти малодифференцированные оливиносодержащие породы по своему химизму и минералогическому составу приближаются к тем базальтам, которые распространены в окраинных областях орогенных поясов. При этом из этих базальтов натриевый ряд преимущественно распространен вдоль северной периферии Грузинской глыбы (базальты Цхинвальского района, верхней Имерети, Рачи и др.), а калиевый ряд занимает южную периферию этой же глыбы (Гурия).

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1956.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии, изд. АН СССР, сер. Региональная петрография, вып. II, 1945.
- Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. Гора Кабарджин. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. Глубинное строение Кавказа. М., 1966.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. «Геотектоника», № 3, 1966.
- Дзоценидзе Н. М. Геология Кельского вулканического нагорья. Тр. геол. ин-та АН ГССР, нов. сер. вып., 32, 1972.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги. Бюллетень, М., об-ва исп. природы отд. геологии, т. XXXIX (6), 1964.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148, 1932.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1958.

Материалы докладов II регионального геологического совещания по Кавказу, Крыму и Кавказу (научный редактор Г.С. Дзюбенко), Тбилиси, 1978.

УДК 552.16; 551.244.1 (479.25)

В. А. АГАМАЛЯН

ДРЕВНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Древние метаморфические породы на территории Армянской ССР слагают изолированные массивы, расположенные в ядрах альпийских антиклинальных структур или приуроченные к зонам глубинных разломов. Они представлены гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, порфиритоидами, порфириоидами и филлитами. В пределах метаморфических массивов широко развиты интрузивные тела от ультраосновного до кислого состава. Общая площадь развития метаморфических пород с учетом слабо перекрытых участков составляет более 1000 км².

Метаморфические породы Армении изучали Г. Абих [1], К. Н. Пафенгольц [13, 14], В. Н. Котляр [10], Г. П. Багдасарян [8, 9], Р. А. Аракелян [7], А. Е. Назарян [12], В. А. Агамалян [2, 3, 4, 5, 6, 9] и др.

Основная часть метаморфических пород на территории Арм. ССР обнажается в Цахкуняцком хребте, где они слагают Арзаканский и Апаран-Анкаванский массивы, разобщенные малоомощным узким плащом неоген-четвертичных лав, составляя единый Цахкуняцкий массив метаморфических пород (Цахкуняцкий горст-антиклинорий по А. А. Габриеляну [10]). Площадь метаморфических сланцев Цахкуняцкого массива составляет около 600 км². Остальные массивы метаморфических пород расположены в следующих пунктах Армянской ССР: Ахумский массив площадью 7 км² расположен в верховьях р. Ахум; метаморфические массивы Севано-Амасийского офиолитового пояса, с запада на восток: Амасийский массив (3 км²) в 3 км в ССЗ от г. Амасия; Дзорагетский массив (10 км²) в верховьях р. Дзорагет в р-не кочевки с. Одзун (Узунлар) и горы Кочгырлан; Степанаванский массив (3 км²) в 3 км к ЮЗ от г. Степанаван, в верховьях правого притока р. Гергерка—ручья Холодный родник и ряд мелких массивов на водораздельной части Севанского хребта (Памбакский, Зодский и др.).

Довольно крупный выступ (около 200 км²) метаморфических пород установлен геофизически и подсечен скважинами в Араратской котловине к западу от гор. Ереван: скважина Анийская на глубине 707 м, Ахурянская (1200 м), Тазагюхская (517 м), Айгерличская (2120 м) и Паракарская (1028 м).

На восточном продолжении этого выступа на правобережье р. Гарни у горы Еранос обнажаются метаморфические породы Ераносского массива (1 км²). В южной части Арм. ССР, в Зангезуре метаморфические

породы обнажаются у с. Сваранц (2 км²) и слагают обширное поле вдоль р. Аракс в районе селений Алдара, Шванидзор, Ньюады на площади около 100 км². Небольшие выходы метаморфических сланцев имеются к северу от р. Аракс в р-не с. Шишкерт, с. в. Гиратах и с. Лернадзор. Разрез метаморфических сланцев относительно более полно представлен на Цахкуняцком массиве в р-не селений Арзакан и Бжни, где он детально изучен предыдущими исследователями и нами. На примере Арзаканского массива метаморфический комплекс нами разделяется на две разновозрастные метаморфические серии (метаморфические формации): нижняя серия рифейского (?) возраста и верхняя серия эопалеозойского возраста. Возраст определяется условно ввиду отсутствия ископаемой фауны и надежных стратиграфических данных, путем тектонических и литологических сопоставлений. По представлениям отдельных исследователей, возраст отложений описываемых толщ лежит в пределах от верхов палеозоя до раннего мела.

Нижняя серия представляет собой полиметаморфическую гнейсово-кристаллическую парасланцевую метаморфическую формацию, которая претерпела рифейский (?) метаморфизм амфиболитовой фации типа Бахи и наложенный на него байкальский диафторез в фации зеленых сланцев [2]. Верхняя серия представляет собой порфиритоидно-мраморную (аповулканогенно-карбонатную) зеленосланцевую формацию, которая претерпела байкальский (?) прогрессивный метаморфизм в фации зеленых сланцев [3].

Восстановление исходного состава сланцев нижней серии после «снятия» метаморфизма [5, 6] показывает, что она сложена псаммитово-пелитовыми отложениями с пачками доломитовых и кальцитовых известняков. Разрез начинается глинистыми песчаниками (счита пятнистую кварц-двуслюдяных сланцев), затем идут бороносные глинистые песчаники и песчаники (свита турмалиновых кварц-мусковитовых сланцев) и венчается черными битуминозными глинами (свита графитоносных андалузит-гранатовых и кварц-двуслюдяных сланцев). Известняки и доломиты (кальцитовые и доломитовые мраморы) образуют горизонты и пачки в кровле и внутри каждой из свит.

Разрез верхней серии начинается метааркозовыми филлитами по исходным аркозовым песчаникам и грауваккам, затем сменяется порфиритоидами по диабазовым порфиридам, порфироидами по плагиолипаритовым лавам и субвулканическим телам и венчается мелкозернистыми мраморами по рифогенным (?) известнякам с метапсаммитовыми прослоями.

На Апаранском массиве значительную часть нижней серии слагают рутилоносные черные амфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой. Детальное картирование и петрографические исследования показывают, что они являются апогаббровыми интрузиями с реликтами blastogabbro структуры, претерпевшие рифейский метаморфизм амфиболитовой фации. Эти амфиболиты в Арзаканском массиве образуют небольшие пластовые внедрения в нижней серии или сохранились в виде экзотических глыб и агматитовой брекчии в массиве мигматит-гранитов. Последние слагают мигматитовые ядра в центральных частях брахискладок нижней серии и представлены микроклин-двуслюдяными гранито-гнейсами, образовавшимися как мигматиты венитового типа за счет частичной мобилизации исходных крупнозернистых микроклиновых гранитов. Мигматит-граниты слагают два крупных массива — Арзакан-Бжнин-

ский и Чкнах-Лусагюх-Меликгюхский, обнажаясь в ядре структур нижней серии.

На Арзаканском и, главным образом, на Анкаван-Апаранском массивах широко развиты многочисленные тела белых лейкократовых плагиогранитов (трондьемитов по Г. П. Багдасаряну), которые образуют ветвящиеся и соединяющиеся друг с другом бескорневые тела конформного залегания, насыщающие полости в гребнях складок и межсланцевых пространствах кристаллических сланцев нижней серии без заметного контактового воздействия. Они являются легкоплавкими анатектическими выплавками, мобилизованными из несколько более глубоко залегающих участков фундамента. На Амасийском массиве это вещество находится на месте зарождения с образованием гранат-амфиболовых плагиогнейсов по гранатовым амфиболитам.

Интрузивные образования байкальского (?) этапа представлены зеленокаменными актинолитовыми габбро Даларского типа, слагающие пластовые тела в Арзаканском массиве, у с. Лусагюх и между селениями Чкнах и Сараландж. Широко развитые на Цахкуняцком массиве апогартбургитовые серпентиниты образуют линзовидные тела площадью не более 1 км² с четкими тектоническими контактами со сланцами и мраморами. В центральных частях таких тел серпентиниты имеют массивную текстуру и состоят из хризотила, антигорита и бастита с примесью тремолита. На своих периферических частях они интенсивно рассланцованы в тремолитовые, тальк-тремолитовые, тальк-карбонатные и кремнистые сланцы. Очевидно, наряду с древними, среди них присутствуют и альпийские протрузии серпентинитов.

По взаимоотношению с неметаморфизованными породами обрамления, массивы метаморфических пород можно разделить на автохтонные и аллохтонные. К автохтонным мы относим те массивы, которые имеют стратиграфические контакты с неметаморфизованными отложениями. Аллохтонными являются те массивы, которые отграничены от неметаморфизованных отложений тектоническими контактами. По этому признаку, т. е. по характеру взаимоотношения с неметаморфизованными породами можно выделить также третий тип метаморфических массивов, имеющих постепенные переходы от метаморфических пород к неметаморфизованным.

К автохтонным мы относим Ахумский, Цахкуняцкий и Ераносский массивы метаморфических пород. На Ахумском массиве метаморфические сланцы, стратиграфически несогласно перекрываются нижней терригенной толщей нижней (?) юры, сложенной черными или темно-серыми мягкими аспидными сланцами — аргиллитами с пачками аркозовых и кварцевых песчаников и конгломератов с обломками метаморфических сланцев. Терригенная толща нижней — средней юры выше по разрезу сменяется вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней юры.

На Цахкуняцком массиве метаморфические сланцы перекрываются терригенно-карбонатными отложениями верхнего мела (копьяк-сантон) с мощными базальными конгломератами копьяка, изобилующими обломками сланцев и прорывающих их интрузивов, в том числе посттектонических по отношению к метаморфизму гранитоидных интрузий агверанского типа. К этим известным до наших исследований взаимоотношениям мы можем добавить следующее: в районе сс. Сараландж и Курбугаз метаморфические сланцы Цахкуняцкого массива несогласно перекрываются неметаморфизованной терригенной толщей черных —

темно-серых аспидных сланцев-аргиллитов и алевролитов с пачками аркозовых песчаников и гравелитов с обломками пород и минералов метаморфических сланцев. Выше по разрезу терригенная толща Сараланджа сменяется основными вулканитами — спилитами, вариолитами и диабазовыми порфиритами. Указанный разрез аналогичен разрезу отложенной нижней-средней юры Шамшадинского антиклинория, перекрывающих метаморфические сланцы Ахумского массива.

На Ераносском выходе метаморфические сланцы перекрываются неметаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями дания-палеоцена, изобилующими детритовым компонентом сланцев.

Аллохтонные массивы метаморфических пород устанавливаются в пределах Севано-Амасийского офиолитового пояса глубинного заложения. С запада на восток по этому поясу обнажаются Амасийский, Дзорагетский и Степанаванский массивы в тесной ассоциации с породами офиолитового комплекса — красно-бурыми яшмами-радиоляритами, с пачками и линзами известняков, мандельштейнов и серпентинитов. На Амасийском массиве метаморфические породы имеют тектонические контакты, которые маркируются развальцованными серпентинитами или тектонической брекчией из смеси серпентинитов, известняков, диабазов и яшм. Эти брекчии образуют секущие крутопадающие дайкообразные тела мощностью 1—10 м и представляют собой типичные брекчии выжимания — меланж.

Подобные явления наблюдаются по ручью Холодный родник на правом борту р. Гергерка в 2 км к югу от гор. Степанаван, где метаморфические сланцы представлены глаукофановыми сланцами с фиолетовосиним глаукофаном. Здесь метаморфические сланцы и вмещающие неметаморфизованные серые аргиллиты с пачками аркозовых песчаников и вулканогенно-осадочные породы мезо-кайнозоя прорезаны тектонитами, состоящими из серпентинитов, часто лиственитизированных, в смеси с известняками, мандельштейнами и бурыми яшмами — радиоляритами.

В верховьях р. Дзорагет у коч. с. Одзун метаморфические сланцы образуют полукольцевую структуру, открытую на север, где по пойме р. Дзорагет она перекрыта долеритами и андезитами Лорийского плато. На стыках с мезозойскими неметаморфизованными карбонатными отложениями размещены тектонические тела ультрабазитов. Аналогичная картина наблюдается на северо-восточном продолжении Севан-Амасийского офиолитового пояса, где многочисленные мелкие тела кристаллических сланцев находятся в толще офиолитов, гдегибаются, тектонически протыкаются и обволакиваются развальцованными серпентинитами вместе с бурыми яшмами-радиоляритами, мандельштейнами и известняками.

Таким образом, в Севан-Амасийском офиолитовом поясе массивы метаморфических пород имеют аллохтонное залегание по отношению к офиолитовому комплексу. В то же время они, как и на Арзаканском массиве, со стратиграфическим несогласием перекрываются пелитоморфными известняками коньяк-сантона с базальными конгломератами в основании. Такое положение метаморфических сланцев можно трактовать как результат тектонического подъема в верхние структурные этажи вместе с ультрабазитами. Во время замыкания океана Тетис и раскалывания кристаллического фундамента [15] поднималось в пластическом состоянии сквозь кристаллический фундамент мантийное вещество, которое повлекло с собой и обломки фундамента. Об этом свидетельствует

разнообразный состав метаморфических пород разных выходов в пределах этого пояса, которые коррелируются с различными горизонтами разреза Цахкуняцкого кристаллического массива: на Амасийском массиве обнажаются гранатые амфиболиты основания разреза фундамента, в Дзорагете — средняя часть разреза, а на Гергерке — наиболее верхние части этого разреза.

В Южном Зангезуре метаморфические породы при прослеживании к северу от р. Аракс, через с. Ньюады — коч. Эрнадзор — коч. Гюмаранц постепенно переходят в неметаморфизованные алевролиты и аргиллиты палеозоя (?). Степень метаморфизма этих пород увеличивается из внутренних частей к контакту Мегринского плутона и к берегу р. Аракс. Последнее обстоятельство, т. е. увеличение степени метаморфизма по приближению к р. Аракс (в области ж/д станции Астазур и Ньюады) объясняется тем, что на юг от р. Аракс, в пределах Ирана Мегринский плутон образует коленообразный изгиб на восток и проходит близко от берега реки. Воздействием плутона на этом контакте и объясняется, на наш взгляд, повышение степени метаморфизма пород южнее и юго-восточнее с. Ньюады. Если сопоставить геологические карты Южного Зангезура и Ирана, то заметно, что породы, слагающие хребет Севкар, протягивающийся в широтном направлении от с. Алдара (Малев) на восток параллельно р. Аракс, слагают кровлю над Мегринским плутоном.

ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

На массивах метаморфических пород Армянской ССР наблюдается определенная метаморфическая зональность, обусловленная сменой фаций метаморфизма от фации альмандиновых амфиболитов до фации зеленых сланцев. Наиболее полно представлены парагенезисы на Цахкуняцком массиве, где метаморфизму подвергнуты палитовые, кварц-полевошпатовые, карбонатные, основные и магнезиальные ассоциации.

В Цахкуняцком массиве присутствуют породы альмандин-амфибодитовой фации (нижняя серия) и фации зеленых сланцев (верхняя серия). На Ахумском массиве породы можно отнести к эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. На Амасийском массиве породы представлены в фации альмандиновых амфиболитов, на Дзорагетском — в фации альмандиновых амфиболитов и фации зеленых сланцев. На Степанаванском массиве (р. Гергерка — Холодный родник) присутствуют породы фации глаукофаных сланцев.

В Зангезуре в районе сс. Шиванидзор-Ньюады метаморфические породы имеют контактово-метаморфическое происхождение и под действием Мегринского плутона. Здесь представлены роговики, часто гнейсовидные, среди которых выделяются фации пироксеновых роговиков, роговообманковых роговиков и эпидот-альбитовых роговиков, наряду с которыми широко развиты биметасоматические и инфильтрационные известковые скарны с гранатом, пироксеном, роговой обманкой и скаполитом.

Метаморфические сланцы центральной части Армянской ССР (Ераносская антиклиналь и Енгиджа-Паракарский выступ) представлены преимущественно пелитовыми и кварц-полевошпатовыми ассоциациями с биотитом, мусковитом и альмандиновым гранатом, аналогично нижней серии Цахкуняцкого массива, а в районе скважины Зейва вскрыты зеленые сланцы верхней серии.

Метаморфические породы, аналогичные низам разреза Арзаканского массива, нами были установлены на юго-западных подножьях Гегамского нагорья в районе с. Аргичи, в гальках базальных конгломератов коньяка [4]. Крупные размеры и обилие галек хрупких кристаллических сланцев и гнейсов в этом районе свидетельствуют о близости области сноса, которая на основании литолого-палеогеографических исследований М. Сатиана предполагается в южной части Гегамского нагорья под покровом неоген-четвертичных лав [4].

Заключение

Среди массивов метаморфических пород Армянской ССР можно выделить автохтонные массивы — выходы древнего кристаллического фундамента и аллохтонные массивы — фрагменты фундамента, тектонически перемещенные в верхние структурные этажи вследствие подъема мантийного вещества сквозь кристаллический фундамент.

На Амасийском массиве обнажаются тектонические блоки наиболее глубокой части кристаллического фундамента (гранатовые амфиболиты), которые на Цахкуняцком массиве еще не обнажены эрозией. Степанаванский массив представлен глаукофановыми сланцами, метаморфизм которых произошел при очень больших давлениях, реализованных в процессе тектонического становления офиолитовой серии Севано-Амасийского пояса.

План дислокаций пород нижней серии (рифейский диастрофизм) — антикарказский близширотный северо-восточный, брахиформный, а верхней серии (байкалиды?) — меридиональный или северо-восточный линейный. С процессами метаморфизма рифейского (?) возраста генетически связаны месторождения рутила, графита, бора, магния, железа, а также абразивных и декоративных строительных материалов и цементного сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Зап. часть. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XXI, 1899.
- Агамалян В. А. Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
- Агамалян В. А. О выделении свиты аполитаритовых порфиroidов в Арзаканском кристаллическом массиве. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
- Агамалян В. А., Сатиан М. А. К прогнозу подластового строения южной части Гегамского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
- Агамалян В. А. Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива. Автореферат канд. дисс. Изд. МГУ, М., 1970.
- Агамалян В. А. Литология докембрия (-) — нижнего палеозоя Армянской ССР. В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология». Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.
- Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат. и естеств. наук, ч 2, 1950.
- Багдасарян Г. П., Абовян С. Б., Агамалян В. А. и др. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». Тр. IV Всес. петрограф. совещ. Изд. «Наука», М., 1972.

- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Котляр В. Н. Памбак. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
- Назарян А. Е. Геологическое строение Арзакан-Апаранского кристаллического массива. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1964.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении (на арм. яз.). Изд-во АН Арм. ССР, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

УДК 551.21; (479.25)

Р. Т. ДЖРБАШЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗО-КАИНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

Альпийский цикл геотектонического развития территории Армении характеризуется формированием на гетерогенном герцинском фундаменте наложенных геосинклинальных прогибов (Габриелян, 1959; Асланян, 1958; Паффенгольц, 1959). В ходе направленного, поступательного развития происходит дальнейшее возрастание жесткости Земной коры на данной территории, что приводит к увеличению степени ее раздробленности, пестроты в распределении фаций и мощностей отложений. С другой стороны, это отражается в более отчетливой приуроченности вулканизма к зонам разломов глубокого заложения и в последовательном нарастании магматических процессов в течение относительно коротких периодов их проявления.

В пределах альпийского цикла выделяются:

1. Главный или собственно геосинклинальный этап, охватывающий время от юры до среднего палеогена и характеризующийся наиболее интенсивным прогибанием земной коры, и соответственно мощным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма.

2. Орогенный или заключительный этап, охватывающий время от позднего палеогена до наших дней и ознаменовавшийся завершением геосинклинального режима, горообразованием и проявлением мощного финального вулканизма.

Начиная с ранней юры в связи с раскалыванием доальпийского фундамента по разломам глубокого заложения выделяются (Габриелян, 1959) две структурно-формационные зоны — Сомхето-Карабахская эвгеосинклинальная и Армянская геоантиклинальная, резко различающиеся историей своего развития и характером проявления вулканизма.

Юрский вулканизм, связанный с дифференцированным прогибанием Сомхето-Карабахской зоны, отвечает раннегеосинклинальному подэтапу и подразделяется на 2 стадии — ранне-среднеюрскую и позднеюрскую-раннемеловую. Прогибание указанной зоны достигает максимума в средней юре (байос) и сопровождается мощным подводным вулканизмом (Малхасян, 1962; Лебедев, 1967). В результате в северной части зоны и в пределах Кафанского антиклинория формируются вулканические образования андезитового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава мощностью до 3 км, среди которых преобладают собственно лавовые и обломочные фации. Породы главным образом принадлежат андезитовой формации, с известково-щелочным химизмом и повышенной ще-

лочностью. Характерной особенностью является повсеместно-выраженное зеленокаменное перерождение этих пород.

Одновременно в пределах геоантиклинальных поднятий — Шамшадинском, отчасти в Алавердском, в позднем байосе формируются лавы, пирокласты и экструзии кислого состава-плагиолипартиты, кварцевые плагиопорфиры и т. д., объединяемые в плагиолипартитовую субформацию.

Новая вспышка вулканизма, отмеченная в поздней юре, по интенсивности и масштабам проявления значительно уступает средне-юрскому вулканизму. Вулканизм зарождается неповсеместно и продолжается до раннего мела включительно, сопровождая волнообразное дифференцирование погружение области.

Так, в северной части Сомхето-Карабахской зоны вулканические процессы (оксфорд) протекают в наземно-островной субаэральной обстановке. В результате формируется сложный комплекс пород мощностью 400 м, относимый к **андезитовой формации**. Это преимущественно лавы андезито-базальтового, андезитового состава, их туфы и брекчии, роль которых в верхах разреза значительно возрастет. В пределах Кафанского антиклинория вулканизм, соответствующий этой вспышке, проявлен в позднем оксфорде и выражен формированием однотипных с вышеуказанными образованиями, также принадлежащих **андезитовой формации**.

В то же время на участках, имеющих тенденцию геоантиклинального воздымания (Алавердский, Кафанский антиклинории), вулканизм проявлен преимущественно в кислых фациях — лавы, брекчии и субвулканические тела альбитизированных дацитов и липаритов; породы относятся к липаритовой субформации с известково-щелочным химизмом и повышенной натриевой щелочностью. Формирование пород данной субформации растянуто во времени от поздней юры до конца раннего мела.

Верхнемеловой вулканизм, проявленный на территории Арм. ССР, соответствует среднегеосинклинальному подэтапу, в течение которого отмечается существенная перестройка тектонического плана Малого Кавказа. Происходит обширная трансгрессия, расчленение территории на отдельные зоны, характеризующиеся относительно самостоятельным геотектоническим развитием, активизация продольных и поперечных разломов и заложение на гетерогенном складчатом фундаменте наложенных (вторичных) геосинклинальных прогибов — Прикуринского, Присеванского и Приараксинского. Кроме того, по системе поперечных разломов закладываются Иджеванский, Таузский, Срабердский и др. прогибы (Габриелян и др., 1968).

Вулканические формации верхнего мела относятся к самостоятельным, параллельно развивающимся рядам и принадлежат: 1) **оливиновой базальт-андезитовой формации** с липаритовой субформацией и 2) **спилит-диабазовой формации**. Первые отмечены в Прикуринской и в Кафанской зонах и во вновь заложённых поперечных прогибах. Вулканизм носил островной характер и развивался в двух основных периодах — **позднеконьяк** — раннесантонском и **позднесантонском**.

1. **Позднеконьяк** — раннесантонские вулканические накопления, мощностью до 1 км, представляют сложное фациальное сочетание эпикластических вулканических брекчий, туфов, песчаников и оливин-базальтовых и андезитовых лав, и относятся к **базальт-андезитовой формации**. Центры вулканической активности имели линейное северо-западное расположение, отвечающее общей протяженности Прикуринской

геосинклинали. Крупные центры извержений приурочены к пересечению продольных и поперечных разломов, причем последние, будучи разломами глубского заложения, контролировали оливин — базальтовый вулканизм. Породы данной формации относятся к известково-щелочной ассоциации и отличаются повышенной глиноземистостью, известковистостью и железистостью.

2. Верхнесантонские вулканические образования Прикуринской зоны представляют своеобразную **липаритовую субформацию**, сложенную разнообразными пирокластами, стеклами, потоками и экструзивами липаритов. Вулканические центры сосредотачиваются в единой полосе поднятия общекавказского простиранья. В Кафанском антиклинории верхнемеловые вулканические образования сантона представлены брекчиями и мощными потоками лав андезито-базальтового и андезитового состава и также принадлежат к вышеотмеченной **базальт-андезитовой формации** (Мнацаканян, 1970).

Формирование другой серии пород связано с позднемеловой историей развития Севано-Акеринского и Еревано-Вединского трогообразных прогибов и приурочено к периодам кратковременного интенсивного погружения вдоль глубинных разломов северо-западного простиранья. Верхнемеловой вулканизм характеризуется здесь излиянием слабодифференцированных лав базальтового и андезито-базальтового составов мощностью до 600 м (в позднем туроне — коньяке). Особенности петрографического состава и химизма позволяют относить эти серии к **спилит-диабазовой формации**.

Мощная вспышка палеогенового вулканизма происходит в позднегеосинклинальной подэтап и соответствует переходному (от собственно геосинклинального к заключительному или орогенному) режиму развития. По-видимому, этим обусловлено большое разнообразие характера палеогенового вулканизма и формационной принадлежности вулканических образований. В этот период вместе с прогрессивно возрастающей жесткостью коры, происходит дальнейшее дробление фундамента и возникновение относительно самостоятельных наложенных геосинклинальных прогибов.

Активизация палеогенового вулканизма приурочена к Севано-Ширакскому, Айоцзорскому и Зангезурскому прогибам. Неоднородность их глубинного строения и тектонического положения и развития обусловили большую пестроту и неравномерность развития палеогенового вулканизма во времени и в пространстве (Джрбашян и др., 1964).

Среднеэоценовый вулканизм конца собственно геосинклинального этапа отличается значительной интенсивностью и масштабами проявления и контролируется региональными нарушениями общекавказского простиранья. В пределах Севано-Ширакского и Зангезурского прогибов к этому периоду относится формирование мощной (до 4,5 км), сложной по составу и фациальным особенностям толщи эффузивных, эксплозивных и экструзивных образований, переслаивающихся с терригенно-обломочными, которые представлены сериями от базальтов и андезито-базальтов до дацитов, с преобладанием пород средней основности и принадлежат **андезитовой формации** нормального известково-щелочного химизма (Джрбашян, 1964).

В пределах Айоцзорского прогиба среднеэоценовый вулканизм проявляется слабо и выражен вулканогенно-обломочными и терригенными толщами с подчиненной ролью собственно лавовых фаций (Елисеева, Фаворская, 1970). Последние слагают отдельные потоки и секущие тела

андезитов и андезито-базальтов и также принадлежат к вышеотмеченной **андезитовой формации**.

Вулканические и вулканогенно-обломочные образования кислого состава (липариты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфолавы, а также их экструзивные аналоги), залегающие в верхах среднеэоценового разреза (Севано-Ширакский синклиорий) принадлежат **липаритовой субформации**, появление которой связано с геосинклинальными тенденциями воздымания и замыканием среднеэоценовых прогибов. В некоторых случаях кислые разности пород, отвечающие данной субформации, возникают уже в начале среднего эоцена в блоках повышенной жесткости, не испытанных больших погружений в эоцене — Ширакский блок в северо-западной части Севано-Ширакского синклиория (Волчанская и др., 1971).

Вспышка вулканической активности в верхнем эоцене — олигоцене соответствует качественно новому — орогенному этапу развития и характеризуется общим глыбово-блоковым воздыманием территории (Паффенгольц, 1959; Габриелян, 1960). На фоне такого воздымания в промежутке от позднего эоцена до позднего миоцена (раннеорогенный подэтап) формируются остаточные межгорные и краевые прогибы (Лорийский, Амулсарский, Памбакский и др.), в пределах которых вулканизм проявляет отчетливую приуроченность к разрывным нарушениям общекавказского и поперечного к нему простираний. В связи с блоковым воздыманием территории еще более усугубляется неоднородность проявления вулканизма и большое разнообразие вещественного и фациального состава его продуктов в отдельных прогибах (Джрбашян и др., 1968). Формирование вулканических и вулканогенно-обломочных толщ происходит преимущественно в наземно-островной и мелководно-морской обстановке (для указанных вулканических образований характерно повсеместное красноцветное перерождение). Так, в Лорийском и Памбакском прогибах формируется разнообразная по характеру и сложная по вещественному составу толща лав и пирокластов, прорванная многочисленными экструзиями и дайками (памбакская свита верхнего эоцена—олигоцена).

Характерной особенностью вулканизма здесь является одновременное, параллельное развитие на смежных территориях двух серий пород: 1) оливиновый базальт — трахилипарит; 2) трахиандезит — лейцитовый фонолит, принадлежащих **трахиандезитовой формации** с четко выраженным калиевым характером повышенной щелочности. Вторая серия составляет памбакский щелочной комплекс, приуроченный к сравнительно жесткой структуре вдоль Анкаванского глубинного разлома и детально описанный Г. П. Багдасаряном (1956, 1962). В такой же тектонической позиции, но несколько отставая во времени (олигоцен—миоцен), находятся щелочные серии Западного Айоцдзора (Остроумова, 1967).

В пределах Амулсарского прогиба и в центральной части Лорийского прогиба вулканизм позднего эоцена — олигоцена приводит к формированию толщ с широким развитием андезитов, дацитов и их пирокластов и с подчиненной ролью андезито-базальтов, липаритов и трахилипаритов (амулсарская, памбакская свиты). Породы относятся к **андезитовой формации** повышенного щелочно-известкового химизма.

В последующем области проявления вулканизма сосредотачиваются в пределах Айоцдзора, Варденисского хребта и бассейна оз. Севан. Вулканизм носит наземный характер и отличается развитием преимущественно кислых серий пород. Формируются синхронные эффузивно-эксплузивные комплексы **липаритовой формации** повышенной щелочности. Это

потоки, экструзивные тела, дайки, а также туфы, туфобрекчии дацитов, липаритов, трахилипаритов.

В течение позднего миоцена — раннего плиоцена* (позднеорогенный подэтап) Малый Кавказ вступает в континентальную фазу развития. В ходе общего блокового воздымания вулканизм в пределах Эльпинского и Амулсарского прогибов носит эксплозивный характер с отчетливо проявленной субщелочной тенденцией химизма — **трахилипаритовая формация**.

В дальнейшем происходит смена указанной формации более основной андезито-дацитово**й формацией**, с накоплением в пределах Цахкуняцкого и Сюникского хребтов вулканогенно-обломочных образований мощностью до 1 км, представленных туфами, туфобрекчиями, агломератами, а также потоками лав и экструзивными телами. В пределах наиболее жестких блоков (Западный Айоцдзор, Вардениское и Гегамское нагорья) вулканизм отличается преимущественно ареальным типом извержений и более основным составом — трахиандезиты, трахидациты, щелочные базальты и т. д., которые слагают купола, дайки, потоки, покровы, брекчии и принадлежат **трахиандезитовой формации**.

Обращаясь к некоторым особенностям, общим для мезо-кайнозойского вулканизма Армении следует отметить, что юрские, меловые и палеогеновые геосинклинальные прогибы формируются на коре континентального типа. Развитие их во времени происходит с нарастанием общей жесткости коры в пределах региона. Этим обстоятельством следует, видимо, объяснить прогрессирующее разнообразие вулканических процессов, неравномерность их развития и пестроту состава вулканических формаций.

В истории развития альпийской геосинклинальной области Малого Кавказа выделяются 4 максимума тектонической и вулканической активности — в средней юре, в коньяке-сантоне, в среднем эоцене и в олигоцене-миоцене. Активность эта проявлялась, главным образом, в зонах региональных разломов общекавказского простирания. Наряду с этим, в отдельных случаях (в верхнем мелу и в конце палеогена) вулканизм контролируется также поперечными глубоко проникающими разломами, отражающими скрытые крупные структуры древнего фундамента. Именно с этими периодами связано параллельное поступление на поверхность контрастных по составу магм, как отражение разных уровней их генерации.

ЛИТЕРАТУРА

- Аракелян Р. А., Оганесян Ш. С. Структурно-формационное районирование территории Арм. ССР в связи с выявлением перспектив нефтегазонасыщенности. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 2, 1969.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
- Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Сов. геология, № 8, 1971.

* Верхнеплиоцен — антропогенный вулканизм в настоящей статье не рассматривается.

- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 1—2, 1968.
- Джрбашян Р. Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. Зап. Арм. отд. ВМО, № 3, 1964.
- Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. Сб. «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изд. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 4, 1967.
- Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. «Наука», М., 1968.
- Елисеева О. П., Фаворская М. А. Палеогеновый вулканизм Восточного Аюцдзора. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. IV, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
- Казарян Г. А., Куюмджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изд. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 4, 1967.
- Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
- Малхасян Э. Г., Лебедев А. П. Юрский вулканизм Армении. Изд. «Наука», М., 1967.
- Мнацаканян А. Х. Верхнеюрский — меловой вулканизм Кафанского антиклинария. Изд. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 3, 1970.
- Остроумова А. С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. Сб. «Щелочные вулканические формации складчатых областей». Изд. «Недра», Л., 1967.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

К. Г. ШИРИНЯН

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН — ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРМЕНИИ

В истории геологического развития Армении особый интерес представляет неотектоническая стадия ее развития и связанный с ней финальный верхнеплиоцен — четвертичный вулканизм. Вулканизм этот был разнообразен как по типам извержений, так и по петрографическим особенностям. В тектоническом плане неовулканическая область располагается в пределах Центральной зоны Армении. Вулканизм в этой тектонической зоне преимущественно связан с вертикально направленными дифференцированными движениями земной коры.

В пространственном плане устанавливается связь различных вулканических комплексов с двумя главными структурами или тектоническими зонами: с Транскавказской зоной поперечных поднятий и с Анкавано-Зангезурской мегантиклинальной структурой. Каждая из них представляет самостоятельный мегаблок, расчлененный на более мелкие блоки или вулканоструктурные подзоны. По осевой части Транскавказского поперечного поднятия расположены наиболее крупные вулканические центры Большого и Малого Кавказа, Армении, Анатолийско-Иранского Межгорного прогиба. К ним относятся Эльбрус, Казбек, Кабарджин, Абул-Самсар, Арагац, Араилер, Арарат.

Тектоническая природа Транскавказского поперечного поднятия очень сложна. Это меридиональная зона разноориентированных блоковых поднятий древнего фундамента, разделенная широкими зонами относительных прогибов. Вполне очевидна пространственная приуроченность новейшего вулканизма к участкам наибольших поднятий древнего фундамента, в связи с чем приуроченная к Транскавказской зоне область плиоплейстоценового вулканизма не является непрерывной. Она состоит из ряда относительно изолированных вулканических подзон. В пределах армянского сегмента Транскавказской зоны такими подзонами являются Кечутская и Арагацкая структуры блоковых поднятий, разделенные структурами среднеальпийской складчатости Севано-Ширакским синклиниорием и Базумским горстовым поднятием. Определенная специфика вулканизма и парагенетическая ассоциации вулканических пород Транскавказской зоны, дает нам основание выделить ее в качестве самостоятельной вулкано-структурной зоны, противопоставив ее с зоной Мисхано-Зангезурского мегантиклинального поднятия.

Мисхано-Зангезурская зона контролируется Анкавано-Сюникским глубинным разломом. В системе этой структуры обособляются Гегам-

ское, Айодзор-Вардениское, Сюникское, и Кафанское разноориентированные блоковые поднятия. В современном рельефе они выражены овальными щитовидными вулканическими массивами, насаженными на складчато-глыбовые основания. Современные морфологические особенности щитовидных вулканических массивов обусловлены с одной стороны структурной позицией и особенностями строения субстрата, с другой мощностью, строением и литологическим составом бронирующих их мезокайнозойских отложений.

Формационный анализ вулканических серий Армении дает нам основание выделить следующие парагенетические ассоциации пород: базальтовая, андезит-базальт-андезитовая, андезит-базальт-дацитовая, базальт-андезитовая, трахибазальт-трахиандезитовая-базанитовая, липарит-дацитовая. Распределение указанных ассоциаций в пространстве и во времени показано в таблице 1.

Как видно из таблицы, пространственное размещение отдельных типов вулканических комплексов контролируется границами крупных и подчиненных им более мелких вулкано-структурных зон. Сопоставление двух крупных структурных зон — Транскавказского поперечного поднятия и Мисхано-Зангезурского антиклинория — выявляет существенные различия в распределении вулканических комплексов в пределах двух крупных мегаблоков как по составу вулканитов, так и по фаціальным типам. Очевидна и специфика вулканических ассоциаций, в вулкано-структурных подзонах.

Все вулканиты Армении в петрологическом отношении являются производными трех типов магм: материнской-мантийной, первично-коровой и мантийно-коровой или дифференциально ассимиляционной.

Материнскую мантийную магму представляют недифференцированные оливиновые базальты нормальной щелочности и повышенной глиноземистости (табл. 2, анализы 1, 2, 3, 4). Мантийный базальтовый вулканизм контролируется сквозькоровыми разломами и представлен линейными извержениями. Характерно покровообразное залегание базальтов и их долеритовая структура. Покровы достигают 300 м мощности и сложены из двух-трех десятков последовательных излияний. Мантийный базальтовый вулканизм монофаціален; представлен только в эффузивной фаши и является типичным представителем анхимоногенных формаций (Устиев, 1970).

Связанные со сквозькоровыми разломами извержения покровных базальтов Армении они приурочены к началу верхнеплиоцен-четвертичного вулканического цикла. Такая связь, помимо общих петрологических причин, находит свое объяснение в наибольшей жесткости и проницаемости коры к началу позднеорогенной тектонической активизации.

В структурном плане сквозькоровые линейные излияния базальтов контролируются главным образом Транскавказской зоной поперечного поднятия. В этой зоне они широко распространены в пределах Арагацской и Кечутской блоковых структур и в Ахалкалакском вулканическом нагорье (Груз. ССР). В относительно меньших масштабах этот тип вулканизма развит в Мисхано-Зангезурской зоне. Здесь покровные долеритовые базальты известны в области Гегамского блокового поднятия.

Петрохимические признаки покровных базальтов устойчивы в разрезе времени активности одного и того же очага и наоборот, они характеризуются определенными вариациями по латералии при переходе от одной структуры к другой. Принимая во внимание характер этих вариаций (изменения щелочности, глиноземистости, кремнеземистости) и су-

Вулкано-тектонические зоны		Транскавказское меридиональное поднятие	
Вулкано-тектонические подзоны		Кечутская	Арагацкая
Типы магм и вулканизма	Магмы чистой линии		
	Материнская- мантийная	Сквозькоровый линейный вулканизм	Долерито-базальтовая Фация: Морфоструктурные особенности:
	Первичная-ко- ровая	Центральный моногенный вулканизм	Липарит — липарито — дацит — фации: экструзивная, Морфоструктурные особенности: ■ агломеративные потоки
Магмы дифференциально- ассимиляционные)		Андезито - базальт - андезит - андезит - дацит, дацитовая ассоциация (Двупироксеновый и роговообманковый типы)	Андезито - базальт - андезит - андезит - дацит, дацитовая ассоциация (Двупироксеновый тип)
Центральный полигенный вулканизм. Центральный и трещинный моногенный ареальный вулканизм		Андезито - базальт - андезитовая ассоциация (двупироксеновый тип) Фации: эффузивная, эксплозивная, игнимбри- вая. Морфоструктурные особенности: полигенные вулканические массивы, шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки, покровы игнимбри- тов.	Фации: эффузивная, эффузивно - экструзивная, эксплозивная, игнимбри- товая игниспумитовая. Морфоструктурные особенности: полигенные вулканические массивы, шлаковые, лавовые, пемзоволовые конусы, агломеративные потоки, покровы игниморитов и игниспумитов.

существующие на этот случай объяснения (Мархинин и Стратула, 1971; Грин и Рингвуд, 1972) мы приходим к заключению о разноглубинности камер базальтовых магм. А это в свою очередь указывает на связь различных структурных комплексов коры с различными глубинами верхней мантии.

Сквозькоровые линейные излияния не являются единственным представителем базальтового вулканизма Армении. Как видно из приложенной схемы (табл. 1), базальтовый вулканизм характерен для вулканических циклов всех структурных зон. Исключение составляет Айоцзор-Варденисская область, где при детальном исследовании обнаружение базальтов также не исключено.

Возникает необходимость выделения другого типа базальтового вулканизма, связанного с длительно развивающимися многофазными-

Вулканические ассоциации Армении

Мисхано-Зангезурский мегаантиклинорий			
Гегемская	Айоцзор-Варденисская	Сюникская	Кафанская
ассоциация эффузивная Мощные лавовые толщи покровного типа			
дацитовая ассоциация эффузивная, эксплозивная, фулоловидные вулканы, лавовые эксплозивные образования			
Базальт - андези- то - базальт - ан- дезитовая ассоциа- ция (Монопироксено- вый тип) Фации: эффузив- ная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: шлаковые, лавовые шлаколавые кону- сы, лавовые пото- ки.	Андезито-базальт- андезитовая ассо- циация (Монопироксен- роговообманко- вый тип) Фации: эффузив- ная, эксплозив- ная. Морфоструктур- ные особенности: шлаковые и лаво- вые конусы, лаво- вые потоки.	Трахибазальт-трахианде- зито-базальт-трахианде- зитовая ассоциация. (Роговообманково - пи- роксеновый тип часто с апатитом). Фации: эффузивная, эк- сплозивная. Морфоструктурные осо- бенности: полигенные слоистые вулканы, шла- ковые и лавовые конусы, лавовые потоки.	Базанитовая ассо- циация; меланократовые щелочные нефели- новые базаниты (оливин - пироксе- новая и роговооб- манково - пироксе- новые типы) Морфоструктурные особенности: шла- ковые конусы, ла- вовые потоки.

полигенными формациями в сообществе вулканических пород сложного состава, но находящимися в единой с ними парагенетической ассоциации. Принимая во внимание морфологию магмоподводящих каналов, этот тип базальтового вулканизма мы называем центральным типом. Геодинамические условия и механизм центральных извержений базальтов значительно отличается от сквозькоровых линейных (трещинных) излияний базальтов.

Прежде всего отметим, что центральный базальтовый вулканизм характерен для Мисхано-Зангезурской зоны вулканизма и в Транскавказской зоне не констатируется. В этом заключается еще одна особенность различий двух крупных вулканических ареалов Армении. Центры излияния базальтов рассматриваемого типа извержений представлены моногенными шлаковыми конусами, с которыми связаны небольшие ла-

вовые потоки. Таким образом, в противоположность ранее рассмотренного монофациального типа трещинного базальтового вулканизма мы имеем центральный, эксплозивно-эффузивный тип его проявления. Эксплозивная фация представлена песками, лапилями, шлаками, глыбами. Тип вулканизма многовыходный, ареальный. Центры извержения связаны с периферическими промежуточными камерами, вероятно связанными с первичными очагами в мантии с узкими подводящими каналами.

Эффузивный, и в особенности эксплозивный материал базальтов центральных извержений, изобилует хадалитами. Состав хадалитов определяется местом расположения промежуточного очага. Так, например, вулканические конусы Кафанского района богаты обломками известняков мелового возраста, а вулканы Сюникского нагорья — обломками гранитоидных интрузий (вулкан Гарусар).

Благоприятные условия дифференциации и контаминации обуславливают неустойчивость химизма лав как по времени, так и по месту проявления. Так, например, базальтовые лавы нормальной щелочности Гегамского нагорья, на Сюнике сменяются трахибазальтами, а в районе Кафанского блока меланократовыми нефелиновыми базанитами. В пределах последних двух областей, наряду с оливиновыми базальтами известны и роговообманковые базальты.

С точки зрения механизма извержения центральный (ареальный) базальтовый вулканизм противопоставляется сквозькоревым извержениям, многоэтапностью перемещения по толще земной коры. Первичные расплавы, образовавшиеся в верхней мантии, в силу особых геотектонических условий отдельных участков земной коры на своем пути к поверхности образуют промежуточные камеры на относительно высоких уровнях, в которых происходит дифференциация и контаминация расплавов. Прямым подтверждением последнего обстоятельства является нахождение в базальтах центральных извержений большого количества полигенных хадалитов.

Таким образом, часть базальтов Армении представляет магму «чистой линии», а другая метаморфизированную-дифференциационно-ассимиляционную магму.

Процессы дифференциации и ассимиляции первичных базальтовых магм в различных вулканоструктурных зонах Армении происходили далеко неоднозначно. Если в пределах Кафанской структуры мы имеем моноформационный тип базальтового вулканизма, то в пределах Сюникской и Гегамской структур базальты ассоциируют с андезито-базальтами и с андезитами, составляя с ними непрерывный гомодромный эволюционный ряд. Различия базальт-андезитовой серии вулканитов двух структурных зон заключается в том, что лавы Сюникской области представлены в более щелочном трахибазальт-трахиандезито-базальт-трахиандезитовой серии.

Минералогической спецификой вулканитов Сюникской области является то обстоятельство, что наряду с пироксеновыми сериями лав здесь равной представительностью пользуются и роговообманковые типы часто с высоким содержанием апатита.

В группе дифференционно-ассимиляционных магм особое место занимают вулканиты Транскавказской зоны. В отличие от Мисхано-Зангезурской зоны магматическая эволюция здесь завершается образованием дацитовых вулканитов. В пределах Арагацской структуры намечается четыре цикла вулканизма: верхнеплиоцен-нижнечетвертичный, нижнечетвертичный-среднечетвертичный и среднечетвертичный-верхнечет-

вертикальный, каждый из которых представлен андезитом-базальт-андезит-андезитом-дацит-дацитовый парагенетической ассоциацией вулканитов. Причем смена основных членов ассоциации кислыми происходит при прогрессирующем увеличении объема кислых вулканитов. Это обстоятельство обусловлено тем, что фракционирование первичной, вероятно базальтовой, магмы сопровождалось усвоением силикатного материала коры (Ширинян, 1967).

В целом ассоциации вулканитов Транскавказской зоны представлены авгит-гиперстеновой серией. В кислых членах андезитом-базальт-дацитового комплекса вулканитов Кечутской свиты — в андезито-дацитах и дацитах — главным породообразующим минералом является и базальтическая роговая обманка. Гиперстеновые серии вулканитов являются спецификой вулканизма Транскавказской зоны поперечного поднятия и в области Мисхано-Зангезурской зоны нигде не констатируются.

Таким образом, мантийно-коровые вулканиты Транскавказской и Мисхано-Зангезурской зон отличаются рядом специфических особенностей, главной из которых является присущая для первой кислый андезитом-дацит-дацитовый вулканизм. Этот тип вулканизма представлен не только в эффузивной, но и в эксплозивной фации. Среди последней следует особо выделить игнимбритовый вулканизм, представленный в Транскавказской зоне весьма широко.

Среди вулканических комплексов Армении особое место занимают вулканы, представляющие первичные коровые магмы. Представлены они липарит-липарито-дацитовый, реже липарит-дацитовый серией пород. Петрологическая самостоятельность и особые условия образования липаритовой магмы обуславливают независимое от других типов вулканических образований распределение как в пространстве, так и во времени. Липаритовый вулканизм констатируется во всех вулкано-структурных зонах, за исключением Кафанской зоны. Однако, в каждой из структур представлен ограниченным по своим масштабам локальным явлением. Имеются все основания полагать, что липаритовый вулканизм связан с локальными коровыми очагами (Карпетян С., 1972).

В каждой из блоковых структур устанавливается от одного до нескольких, расположенных в непосредственной близости от липаритовых центров. Сравнительный объем кислых вулканитов в общем балансе вулканических образований весьма ограничен. Так, например, в обширной Арагцской области липаритовый вулканизм представлен центрами Мец Артени и Покр Артени, объем продуктов которых составляет 1,2% от общего объема всех вулканических образований области.

Центры активности представлены моногенными куполовидными постройками. Мы разделяем точку зрения С. Г. Карпетяна (1972) о том, что липаритовая магма образовалась за счет палингенного плавления гранитно-метаморфического слоя земной коры. Пространственная разобщенность липаритовых вулканов указывает, что тепло, необходимое для выплавки гранитного материала коры не поступило в региональном масштабе. Выделяясь из первичных базальтовых магм оно поступало по разломам, обуславливая местное повышение температуры.

Следует подчеркнуть, что переход кислой интрузивной магмы в экструзивно-эффузивную возможен лишь на относительно высоких уровнях земной коры. В этой связи, глубоко залегающие слои гранитно-метаморфических пород, если и подвергались плавлению, то все же условия для появления магматических диапиров, способных прорывать внутренние

Таблица 2

Химические особенности верхнеплиocen-четвертичных базальтов Армении

Компоненты	Сквозькорковые линейные излияния (долеритовые базальты)				Центральный базальтовый вулканизм из периферических очагов		
	Кечутское нагорье	Бассейн средн. течения р. Ахуран	Приерванский район	Гегамское нагорье	Гегамское нагорье	Сюникское нагорье	Кафанский район
	1	2	3	4	5	6	7
Кремнезем	49,81	49,86	48,72	49,17	50,15	48,64	44,26
Окись титана	1,20	1,30	1,3	0,89	1,21	1,35	1,37
Глинозем	17,15	16,81	18,14	18,02	17,89	16,95	15,08
Окись железа	4,8	5,52	5,30	5,32	6,96	6,96	9,13
Закись железа	6,42	6,05	5,42	5,02	3,09	2,85	2,34
Окись марганца	0,13	0,10	0,20	0,14	0,15	0,17	0,32
Окись магния	5,79	5,40	6,01	6,56	4,6	5,84	9,26
Окись кальция	9,39	9,5	9,63	9,12	8,5	9,12	11,79
Окись натрия	3,71	3,40	3,23	2,71	4,30	4,23	3,34
Окись калия	1,47	1,13	1,29	1,28	1,73	2,18	1,38
P_2O_5	0,08	0,20	—	0,42	0,22	0,80	—
H_2O	0,48	0,35	0,41	0,74	0,05	0,34	0,56
п. п. п.	0,40	0,59	0,55	0,88	0,72	0,93	1,92
Сумма	100,41	100,09	99,93	100,31	100,29	99,96	100,7
Кол-во анализ.	20	24	9	12	9	19	95

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

10,4	9,3	9,3	10,4	12,1	12,7	9,1
6,4	6,8	7,9	6,5	6,1	5,3	5,4
25,1	24,8	24,8	24,6	22,8	24,3	34,5
58,1	59,1	58,0	58,5	59,0	57,0	51,0
40,1	43,0	40,8	38,4	40,6	37,1	29,3
39,3	37,6	42,2	42,1	37,5	38,2	45,0
20,6	19,4	17,0	19,5	21,9	24,7	25,7
78,9	82,1	78,8	81,1	79,3	74,7	78,2
15,3	19,1	18,7	18,6	26,8	25,3	22,3
1,7	1,9	1,5	1,9	1,7	2,1	22,0
-11,0	-7,2	10,5	-10,3	-13,3	-15,3	-21,6
6	1,3	1,2	1,6	2,0	2,4	1,7

Нормативные минеральные составы

Кварц	—	1,2	—	—	—	—	8,3
Ортоклаз	8,9	6,7	7,8	7,8	10,0	12,8	9,1
Альбит	28,8	28,6	27,3	34,1	29,0	28,6	10,4
Нефелин	1,4	—	—	1,3	3,9	3,8	22,0
Анортит	25,6	27,3	31,2	24,5	24,5	21,3	7,0
Оливин	9,0	0,4	6,7	7,8	—	4,7	28,3
Диопсид	17,1	14,7	13,3	13,4	14,9	14,3	—
Гиперстен	—	8,4	2,2	—	5,4	—	—
Апатит	—	0,3	—	1,3	0,3	2,0	—
Ильменит	2,3	2,4	2,0	2,4	2,3	2,6	2,6
Мвгнетит	6,3	7,9	7,6	7,4	6,9	5,8	4,4
Гематит	—	—	—	—	2,2	3,0	6,1

99,4	98,1	98,1	99,4	99,4	98,9	98,2
------	------	------	------	------	------	------

Серияльные индексы по Ритману

3,9	3,0	3,6	2,6	5,1	7,3	17,7
-----	-----	-----	-----	-----	-----	------

зоны складчатых сооружений, были наиболее благоприятными в приповерхностных образованиях анатектических расплавов.

Имеются прямые геологические и геофизические данные, указывающие на резкие изменения глубины залегания кровли кристаллического фундамента, сопровождающимися, в ряде случаев, нарушениями тектонического характера. Известно, что липаритовые вулканы расположены в пределах локальных относительных минимумов силы тяжести. Сравнительный дефект масс района расположения центров активности объясняется местными утолщениями гранитно-метаморфического слоя коры и его приподнятостью по месту расположения вулканических центров.

По данным геофизических исследований с использованием аппаратуры «Земля» (Егоркина и др., 1973), в районе Фонтанского относительного прогиба, где расположено несколько центров липаритовых экстрезий, поверхность залегания фундамента составляет 3,5—5 км. Прогиб разделен от Ахтинского выступа фундамента глубинным разломом. Возможно, что именно этот разлом служил каналом для подъема магматических терм, расплавивших гранитный материал фундамента.

Начальные анатектические расплавы характеризуются лейкократовым составом. В дальнейшем с повышением температуры, в расплаве увеличивается роль анортитовой части и темноцветных минералов. Это обстоятельство обуславливает эволюционную смену лейкократовых липаритов, липарито-дацитами и дацитами. Появление умеренно кислых лав наблюдается в наиболее крупных вулканических центрах (Атис, Гутансар, Гехасар) и связано с относительно большой продолжительностью активности очага. Разобщенность вулканических очагов по латералии, определяет петрохимическую индивидуализацию пород (Карапетян, 1972; Карапетян, Меликсетян, 1972; Иванов, Ширинян, 1972).

Вопрос времени образования липаритовой магмы является спорным. Большинство исследователей принимают верхнеплиоцен-нижнечетвертичный возраст липаритового вулканизма. Отсутствие геологических критериев по каждому району в отдельности привело к тому, что все новейшие липаритовые вулканы на основании их петрографического сходства рассматриваются как синхронные образования.

Полученные за последние годы определения абсолютного возраста липаритовых пород, являются основанием для пересмотра установившейся точки зрения. Данные абсолютного возраста выявили колебания во времени образования липаритовых пород от 0,5 до 2 млн. лет (Карапетян, 1968). Возраст липаритовых стекол определенный по трекам осколков деления урана составляет от 0,3 до 2,2 млн. лет (Комаров и др., 1972).

Заслуживает внимания то обстоятельство, что указанные колебания носят закономерный характер, а именно при движении с севера на юг и на юго-восток происходит заметное отставание во времени проявления липаритового вулканизма.

Обратимся к некоторым фактам; в зоне Транскавказского поднятия липарито-обсидиановые бомбы, залегающие в баксанской свите, имеют возраст 2,2 млн. лет, примерно такой же возраст имеют породы района озера Тапаравани (Ахалкалакское нагорье). Возраст липаритовых обсидианов района Ены-ел (Кечутская область) составляет 1,6 млн. лет, а обсидианов горы Артени (Арагацская область) 1,25 млн. лет. В зоне Мисхано-Зангезурского антиклинория липариты Атиса (Гегамское нагорье) имеют 325 тыс. лет, а липариты Базенка (Сюникское нагорье)

300 тыс. лет. Исключения в этой закономерной картине смены возрастов составляют породы другого липаритового центра Гегамского нагорья-Спитакасара имеющего возраст 510 тыс. лет.

Асинхронность вулканических проявлений и определенная закономерность времени и места проявления вулканизма не является исключением для липаритового вулканизма. Аналогичная картина в общих чертах вырисовывается и для других типов вулканизма (табл. 1). Так, например, самые поздние проявления базальтового вулканизма констатируется в юго-восточной части Армении, в пределах Кафанского блока, где они датированы среднечетвертичным временем, а самые ранние в северо-западной части республики (Лорийское и Амасийское плато), где они датированы как верхнеплиоценовые (акчагыльские). Базальтовые вулканы Гегамского и Сюникского нагорий, занимающие промежуточное положение между указанными областями, по времени излияния датируются нижнечетвертичным или ниже-среднечетвертичным временем.

Латеральная зональность во времени проявления вулканизма, по видимому, обусловлена различной жесткостью и подвижностью отдельных структурных зон земной коры Центральной складчатой зоны Армении, о чем мы говорили в начале. Надо полагать, что уменьшение подвижности и увеличение жесткости (стабильности) коры происходило в направлении с северо-запада на юго-восток. Основанием для такого вывода, помимо возрастных различий вулканитов, может служить увеличение глубины и меланократости всех вулканитов в том же направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. «Земная кора и верхняя мантия», «Мир», 1972.
- Егоркина Г. В., Соколова и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Советская геология», № 8, 1973.
- Иванов Р. Г., Ширинян К. Г. Нормативно петрохимическая классификация новейших вулканических пород Армении. В сб. «Магматизм и металлогения Армении». Изд. АН Арм. ССР, 1972.
- Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
- Карапетян С. Г., Меликсетян Б. М. Особенности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в новейших липаритдацитовых вулканитах Арм. ССР. В сб. «Магматизм и металлогения Арм. ССР».
- Комаров А. Н., Сквородкин Н. В., Карапетян С. Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. «Геохимия», № 6, 1972.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С., Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. «Вулканизм и глубины Земли». Изд. «Наука», М., 1971.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1970.
- Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев р. Ахурян. (Арм. ССР). Изд. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 5, 1968.
- Ширинян К. Г. Эндогенные условия ареального вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 5—6, 1967.

К. А. МКРТЧЯН, Дж. А. ОГАНЕСЯН, С. В. МАРТИРОСЯН,
Г. А. ЧУБАРЯН, Г. А. ТУМАНЯН, В. Г. САФАРЯН

ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И МАГМАТОГЕННОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Опыт производства геолого-съёмочных работ на территории Армянской ССР со всей убедительностью показал, что ряд проблематических вопросов магматизма и вулканизма может быть разрешен лишь при условии детального, площадного расчленения и картирования как вмещающих толщ, так и самих магматических образований.

Нижеприводимые данные, полученные в результате площадного картирования в различных структурно-формационных зонах республики, показывают, что так называемые «вулканогенные» и «вулканогенно-осадочные» толщи с довольно редко выделяемыми ранее вместе с ними экстррузивными образованиями необходимо подразделить на ряд магматических образований, сформировавшихся в различных условиях и на различных этапах развития тектоно-магматических комплексов.

На севере республики, в междуречье рек Дебед и Агстев, верхнемеловая толща, по данным Г. А. Туманяна, представлена весьма сложными комплексами с одной стороны различных вулканических брекчий, конгломератов, туфоконгломератов, туфов, лавобрекчий, пластовых тел, субвулканических образований, с другой стороны — субинтрузивными образованиями и в различной степени метаморфизированными и метасоматическими переработанными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые нередко объединены в состав отдельных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и свит. Среди отмеченных толщ и свит Г. А. Туманяном закартированы магматические образования, которые объединяются в два комплекса.

Первый комплекс представлен субвулканическими и эффузивными образованиями от основного до кислого составов со всеми промежуточными разновидностями. Они образовались параллельно с формированием поперечных конседиментационных пликативных структур (сенонан—нижний сенон) в условиях общего неравномерного прогибания верхнемеловой эвгеосинклинали.

В составе отмеченных вулканитов выделяются:

а) пластовые тела дацитового, андезито-дацитового, андезитового, андезито-базальтового и базальтового составов, внедрившиеся в не литифицированные породы. Наблюдаются следы термического воздействия часто с образованием «грязевых брекчий» (с. с. Дебедашен, Кошкотан, Джудеван);

б) брекчиевидные и агломератовидные базальтовые и андезитобазальтовые порфириды, которые отчетливо прорывают вмещающие терригенно-карбонатные и терригенно-вулканогенные образования и расположены в различных горизонтах турона, коньяка и нижнего сantonа, представлены лакколитообразными телами. Они в контактовых частях содержат ксенолиты (останцы) вмещающих пород (сс. Калача, Саригюх, Шаваршаван, Ноемберянское месторождение бентонитовых глин);

в) субвулканические тела лакколитообразной куполовидной, часто субконической морфологии, представленные порфиритами андезитового, андезито-дацитового, дацитового составов, которые преимущественно внедрены в отложения коньяка и сantonа (район гор. Эль, Эльяк, сс. Дебедашен, Боганис, Довех и др.).

Все отмеченные выше вулканы преимущественно широко развиты в пределах поперечных антиклинальных структур. При этом по данным А. Х. Мнацаканяна особенности вулканогенной толщи верхнего коньяка—нижнего сantonа указывают на ее принадлежность к переходной вулканогенно-осадочной формации вулканических островов, где в прибрежно-морских мелководных условиях происходит быстрая эрозия вулканических центров;

г) в поперечных синклиналих структурах, особенно в Ноемберянской, встречаются горизонты конгломератов, конглобрекций, туфоконгломератов, в обломках которых содержатся почти все разновидности пород, слагающих вышеотмеченные субвулканические тела и стратифицированные ритмично чередующиеся с карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями сеномана, турона и нижнего сенона горизонты различных пирокластов, туфолов, пепловых и литокластических туфов. Последние довольно значительно уступают по объему и масштабу распространению пластовых и субвулканических образований.

Второй этап вулканизма охватывает стадию относительной консолидации верхнемеловой эвгеосинклинали, стабилизации тектонических движений после эпох интенсивной магматической деятельности субвулканического эффузивного характера.

С этим временем (поздний сенон-допалеоген) связано внедрение даек и лакколитообразных тел комплекса пород липарит-трахилипаритового, дацит-трахидацитового, андезит-андезито-дацитового, андезито-базальтового, базальтового и диабазового составов, которые внедрены в отложения коньяка, сantonа и кампана. В отложениях кампана с активно выраженным контактовым воздействием обнаружены рвущие тела липаритового, трахилипаритового, дацит-трахидацитового и базальтового (горы, Сурп-Саркис, Рызачал, Цак-кар, Саталмыш и др.) составов. При этом породы отмеченного комплекса отличаются от субвулканическо-эффузивных образований некоторым щелочным и субщелочным характером, несравненно более широким развитием метасоматических процессов, связанных с их образованием и внедрением и лучшей раскристаллизованностью пород, причем в породах основного состава встречаются оливинсодержащие разновидности.

Аналогичные магматические образования К. А. Мкртчяном (1964) выделялись как субинтрузивные образования, а Ф. К. Шипулиным (1964) — самостоятельные малые интрузии.

Однако выделенная формация самостоятельных малых интрузий имеет весьма пестрый состав и охватывает довольно широкий диапа-

зон пород и, на наш взгляд, эту формацию целесообразно подразделить на интрузивные и субинтрузивные комплексы. Они в рассматриваемом районе преимущественно встречаются в различных, значительно отличающихся по тектоническому развитию, отмеченных выше поперечных структурах.

Особый интерес представляют среднеюрские кварцевые плагиопорфиры, образующие обширное поле развития в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа. Большинство исследователей считает их покровными образованиями, разграничивающими «нижнюю» и «верхнюю» вулканогенные толщи средней юры и придает им значение маркирующего, стратифицированного горизонта.

Исследования, проведенные К. А. Мкртчяном, а также площадное, детальное картирование этого комплекса Г. А. Чубаряном, свидетельствуют о том, что кварцевые плагиопорфиры имеют субинтрузивный характер, образуя в бассейне реки Агстев систему многоярусных силовых залежей, которые, в восточном направлении смыкаясь, образуют единый массив, протягивающийся в бассейны рек Тавуш, Хндзурут, где они, по данным Г. А. Чубаряна, слагают краевую фацию Шамшадинской группы плагиогранитовых интрузий.

Переход кварцевых плагиопорфиров в плагиограниты настолько постепенен, что проведение четкой границы между ними часто не представляется возможным (левые притоки рек Тавуш, Хндзурут). Здесь же Г. А. Чубаряном в полосе выполаживания Шамшадинской моноклинали закартировано большое количество субинтрузивных залежей липаритовых порфиров, дацитов, прорывающих туфогенно-карбонатные отложения коньяка — сантона и имеющих, по-видимому, послеверхне-меловой возраст. Полоса развития этих субинтрузивных залежей, ранее считавшихся стратифицированными эффузивами, протягивается к западу через с. Лалигюх к Саригюхскому месторождению бентонитов.

В Севанском палеогеновом эвгеосинклинальном прогибе субинтрузивные образования также имеют весьма широкое распространение и слагают более 50% толщ, ранее описанных как эффузивные вулканогенно-осадочные образования. По данным К. А. Мкртчяна в соответствии с ниже-среднеэоценовым и верхнеэоцен-нижеолигоценовым циклами тектоно-магматического развития они группируются в соответствующие возрастные комплексы. В ниже-среднеэоценовом комплексе Севанского прогиба по составу различаются субинтрузивные образования среднего и основного составов — это различные силовые залежи андезитовых и базальтовых порфиритов, габбро-порфиритов и т. д., впервые в большом количестве выделенные в западной части эвгеосинклинали еще в 1953 — 1954 гг. А. Т. Асланяном.

Самостоятельную и большую группу составляют субинтрузивные залежи кислого состава, ранее выделяемые как эффузивные, стратифицированные толщи кварцевых порфиров и кератофиров. По данным К. А. Мкртчяна, на протяжении около 100 км выделены и закартированы десятки самостоятельных силовых залежей указанных пород площадью от нескольких сот квадратных метров до 7—8 км и расположенных на различных стратиграфических уровнях ниже-среднеэоценовой толщ. Возрастное их положение определяется эпигенетическим характером залежей по отношению к вмещающим ниже-среднеэоценовым отложениям, прорыванием гранитоидными интрузиями с нахождением галек в базальных конгломератах верхнеэоценовой трансгрессивной толщ. В составе верхнеэоцен-нижеолигоценовой

толщи также выделяются рвущие тела андезито-базальтового состава, в ряде случаев со значительным щелочным уклоном и весьма характерные фислетовые, обычно полосатые липарито-дациты и трахидациты.

Весьма примечательны выделенные К. А. Мкртчяном в бассейне реки Веди, в составе офиолитового комплекса, трубчатые тела среднего и основного составов, под названием «хосровитов». Формирование этих тел по общегеологическим и петрографическим данным, по мнению К. А. Мкртчяна, шло путем метасоматического замещения терригенных песчано-глинистых отложений сенона. «Хосровитовые» трубчатые тела повсеместно слагают стержневые части специфических кольцевых структур проседания, в структурном отношении представляющих четко выраженные изометричные центриклинали. Суммарное влияние отдельных тел в структурообразовании выражено наложенным дополнительным проседанием верхнемеловых прогибов бассейна р. Веди.

В объеме Вайоцзорского синклинория особое место принадлежит субинтрузивным образованиям, представленным диоритовыми, габбровыми и габбро-диабазовыми порфиритами. Характерным примером может служить выделенный и закартированный С. В. Мартиросяном выход диорит-порфиров северо-западнее с. Гюлидуз, в массиве горы Каракая. Это дайкообразное тело площадью 7—8 км², прорывающее флиш среднего эоцена, вытянуто на 5—6 км при ширине 1,5 км.

В структурном отношении оно расположено в синклинальной, изометрической складке, причем если вдали от субинтрузива пласты имеют пологие углы падения порядка 15—20°, то по мере приближения к субинтрузиву углы выкручиваются до 60—70°, формируя кольцевую структуру проседания. От основного тела отходят маломощные межпластовые внедрения, срезающие мелкие прослойки среднеэоценовых отложений. Выделенный Каракаинский субинтрузив, абсолютный возраст которого лежит в пределах 38—39 млн. лет, вскрыт на глубине 360 м в выработках Арпа-Севанского тоннеля.

В объеме Вайоцзорского синклинория большое количество многоярусных, силловых залежей андезитового состава, внедрившихся в слои среднего эоцена, установлено Дж. А. Оганесяном в 1965 г. (район сел Заритап, Ехегис, Гергер и т. д.). В бассейне верхнего течения р. Воротан ранее выделялась так называемая вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена. При производстве геологической съемки Дж. А. Оганесяну удалось расчленить указанную толщу. Выяснилось, что среднеэоценовая толща представлена преимущественно субаквальными флишoidными образованиями и в значительном своем объеме переработана верхний эоцен — нижнеолигоценовым вулканизмом (вдоль экзо- и эндоконтактной полосы верхний эоцен — нижнеолигоценового прогиба), создающим ложное представление о наличии в комплексе среднего эоцена разновозрастных с ней продуктов подводных излияний лав.

По данным Дж. А. Оганесяна, выделенные субвулканиты, слагающие изолированные тела площадью от 0,5 до 6—7 км², занимают более 50% общего поля распространения флишoidных отложений среднего и верхнего эоцена правобережья реки Воротан, от с. Борисовка на северо-западе до с. Шаки на юго-востоке.

Весь субвулканический комплекс верхнего эоцена—нижнего олигоцена бассейна среднего течения р. Воротан, по данным Дж. А. Оганесяна, расчленяется на 5 последовательных фаз внедрения (от более «ранних» к поздним):

- 1) плагиоклазовые андезиты;
- 2) плагиоклаз-пироксеновые, «яшмоносные» порфириты;
- 3) слюдистые андезиты;
- 4) диабазы, оливинные диабазы;
- 5) кислые андезиты и липариты.

Абсолютный возраст этих субвулканитов колеблется в пределах 36—38 млн. лет. В гребневых частях Зангезурского хребта (Сисианский район Арм. ССР) ранее выделялся эффузивный покров андезитов (Агдабанская, либо Биченагская толща), который различными исследователями относился либо к олигоцену (К. Н. Паффенгольц, 1948), либо к плиоцену (Ш. А. Азизбеков, 1961; П. Л. Епремян), либо к сармат-меотис-понтуну (А. Т. Асланян, 1958).

Детальное картирование с применением аэрофотоснимков позволило Дж. А. Оганесяну прийти к выводу, что Агдабанская эффузивная толща юга Армении имеет гомогенное строение и представляет собой результат эксплозивной деятельности крупного стратовулкана. По данным Дж. А. Оганесяна, разрез Агдабанской толщи по последовательности фаз извержений выглядит следующим образом (от ранних к поздним):

1. Флюидалные, гиалопилитовые андезиты, местами перемежающиеся с маломощными агломератами. Их неки, купола с дайками. Мощность 10—30 м.

2. Белесоватые, мелкообломочные липаритовые туфы, туфобрекчии, пемзовые песчаники, грубообломочные белые перлитовые брекчии. Здесь же развита подчиненная этой фазе извержения система куполов, силл и экструзий липаритов, андезитов и т. д. Мощность пирокластов от 50 до 250 м.

3. Грубообломочные, спекшиеся андезитовые агломераты и силлы андезитов. Мощность 50—350 м.

4. Последняя фаза представлена силлами, куполами, дайками андезитов-дацитов.

Центральное, эродированное жерло Агдабанского стратовулкана отчетливо вырисовывается по полю гидротермально измененных андезитов, образующих овальное поле воздействия сольфатар западные вершины Агдабан. Здесь же развиты поля вторичных кварцитов. От центрального жерла отходит система радиальных трещин, вдоль которых внедрялись дайки андезитов-дацитов, создавших своеобразную арматуру, обусловившую современный рельеф Агдабанского массива. Механическое объединение этих андезитов, обычно занимающих в рельефе самое высокое положение, привело к неправильному представлению о наличии обширного андезитового покрова. Вдоль основания Агдабанского вулканического сооружения, по характеру залегания пирокластов, хорошо фиксируется кольцевая структура проседания. По данным Дж. А. Оганесяна, Агдабанский стратовулкан сформировался на поверхности древнего, ныне погребенного пенеплена, являющегося возрастным аналогом верхней олигоцен-нижнемиоценовой пестроцветной молласы Нахичеванской котловины. Возраст Агдабанского стратовулкана Дж. А. Оганесяном аргументируется как среднее, — верхнемиоценовый по данным определения абсолютного возраста.

ста — 16—18 млн. лет и наличие в фаунистически охарактеризованных отложениях тархан-чокрана, карагана и конка Нахичеванской котловины вулканических пеплов, андезитовых туфов и туфобрекчий (Азизбеков, 1961).

Приведенные данные позволяют придти к следующим выводам.

1. Наряду с субвулканической фацией, связанной во времени с вулканизмом, формирующимся преимущественно в периоды общих прогибаний, выделяется субинтрузивная фация, во времени существенно оторванная от вулканизма, теснейшим образом связанная с магматизмом и формирующаяся в периоды относительной консолидации прогибов и преобладания тектонических движений с положительным знаком.

2. Выделенные субвулканиды и субинтрузии, располагаясь на различных стратиграфических уровнях разновозрастных толщ и формируя изолированные, морфологически разнохарактерные тела, в общем разрезе территории республики имеют довольно широкое развитие и составляют более 50% объема вулканогенно-осадочных толщ.

3. На территории республики выделяется система разномасштабных тектонических впадин и овалов проседания, генетически связанных с магматизмом и вулканизмом.

4. Выделение и картирование субвулканических и субинтрузивных образований, с которыми генетически связан ряд рудных полезных ископаемых, имеет существенное значение при определении формационного состава тех или иных комплексов, определении направления поисковых работ и различных металлогенических построений.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков М. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворкская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. «Наука», 1968.
Мкртчян К. А., Формация субинтрузивных трахидацитов Севанской эвгеосинклинали. Изв. АН АрмССР, серия геол.-географ. наук, т. XVIII, № 5, 1964.
Оганесян Дж. А. О природе некоторых вулканогенных пород Айоцдзора. Изв. АН АрмССР, т. XVIII, № 5, 1965.
Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеоллиздат, 1948.
Шипулин Ф. К., О самостоятельных малых интрузиях. Сб. «Магматические формации». Тр. 3-го Всесоюзного петрографического совещания. Изд. «Наука», 1964.

УДК 551.243.4:552.11(321.5.6)

Л. С. МЕЛИКЯН

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВ АМАСИЯ — СЕВАНО- КАРАБАХСКОЙ ВЕТВИ МАЛОГО КАВКАЗА И «ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ»

Согласно общепринятым представлениям офиолиты слагают линейно вытянутые пояса, имеющие огромные простирания. Одним из таких является Альпийско-Гималайский пояс, ветви которого проходят по территории Малого Кавказа. В пределах последнего офиолиты выделены в виде двух ветвей: северной — Амасия-Севано-Карабахской (Акеринской) и южной Вединской.

Исследования, проведенные в пределах Амасия-Севано-Карабахской (Акеринской) ветви офиолитов в юго-восточной части Севанского хребта, позволили нам убедиться в своеобразии офиолитовой серии, проявляющейся в тесной пространственной и геолого-структурной взаимосвязи составляющих ее вулканогенно-осадочных образований, гипербазитов и габброидов. Взаимоотношения отдельных составляющих офиолитовой серии достаточно сложны. (10, 8, 9), обусловлены воздействием интенсивных тектонических усилий, сопровождающих офиолитовые пояса, начиная с их формирования и кончая последними фазами альпийского тектогенеза. В этом немалую роль играют, видимо, также и олистостромы.

Несмотря на наличие признаков многократных тектонических воздействий на породы офиолитовой серии в пределах Севанского хребта, в зоне тектонических разрывов «серпентинитовый меланж» в качестве характерного элемента для данного офиолитового пояса, как утверждает А. Л. Книппер, нигде не фиксируется. Вместо «серпентинитового меланжа» повсеместно отмечаются выходы гипербазитов или габброидов разных размеров «прорывающих» вулканогенно-осадочные образования офиолитовой серии. Кроме того наблюдаются линейно-вытянутые ксенолиты и блоки пород вулканогенно-осадочной толщи, зажатые между крупными телами гипербазитов и габброидов.

Границы между породами офиолитовой серии часто тектонические местами с образованием «цветного меланжа», который отсутствует вне зон тектонических нарушений. Однако общее внутреннее сложное строение офиолитовой серии, согласно собранным нами данным не является полностью хаотичным. На протяжении почти всего северо-восточного побережья оз. Севан оно характеризуется четко выраженным моноклиным строением. В этой моноклинали в большинстве слу-

чаев ясно заметно согласное залегание гипербазитов и габброидов в вулканогенно-осадочной толще. Такое внутреннее строение офиолитовой серии позволяет ряду исследователей, в том числе и нам, говорить об офиолитовом поясе, как о поднадвиговой крутопадающей зоне (зона «поддвиг» по К. Н. Паффенгольцу), но не как о зоне, являющейся результатом огромных шарьяжей [14].

По нашим представлениям, в пределах изученного интервала пояса отсутствуют конкретные факты, подтверждающие структурное выражение следов шарьяжей. Такими фактами можно было бы считать громадные скопления глыб разных пород в тонкоперетертом цементе неопределенного состава, что явилось бы подтверждением площадного развития, если не серпентинитового, то хотя бы «полимиктового меланжа» (но не мономиктового, как считают Г. И. Керимов и Г. Аб. Гасанов [6]). Другим фактом было бы наличие неправильной складчатости с широким опрокидыванием складок на северо-восток или на юго-запад.

Упомянутая нами моноклираль, охватывающая офиолитовую серию, по всем геологическим данным сформировалась до верхнего коньяка-сантона. Подтверждением этого является перекрывание моноклинали отложениями верхнего коньяка-сантона, входящими в состав самостоятельного структурного подъяруса; резко отличное тектоническое строение структурных ярусов и подъярусов, перекрывающих офиолитовую серию и, наконец, широкое развитие в отложениях верхнего коньяка-сантона галек интрузивов и других образований офиолитовой серии [12, 18, 10].

Моноклираль, как выражение самостоятельного структурного подъяруса, сформировалась со становлением офиолитовой серии и является результатом сжатия, направленного с юга (юго-запада). Доказательством этого можно считать как внутреннее строение моноклинали, так и надвиг юрских образований на офиолитовую серию с северо-востока. Как отмечалось выше, время формирования зоны надвига, представленной офиолитовой серией, надо считать до позднеконьяк-сантонским, в отличие от представлений К. Н. Паффенгольца [12, 13], согласно которым надвиг («поддвиг») сформировался лишь в позднем эоцене. Указанное К. Н. Паффенгольцем время надо считать временем омоложения надвига в связи с завершающими стадиями альпийского цикла. К этому же времени надо отнести проявления «протрузии» гипербазитов, наблюдаемые в пределах офиолитов, которые также были обусловлены указанными процессами складчатости [7, 10].

К фактам, доказывающим тесную взаимосвязь пород офиолитовой серии в структурном и тектоническом отношении, относятся и результаты изучения их общей трещиноватости, а также сопоставление последних с трещиноватостью пород верхних и нижних структурных ярусов и подъярусов. Результаты изучения общей трещиноватости отмеченных пород на 40 км² площади показывают, что соответствующие диаграммы, составленные для пород вулканогенно-осадочной толщи (рис. 1а), гипербазитов (рис. 1б) и габброидов (рис. 1в), находящихся в одинаковых геолого-структурных условиях, почти одинаковые. Они четко отличаются от соответствующих диаграмм трещиноватости пород нижнего структурного яруса (метаморфический комплекс—рис. 1г) и непосредственно перекрывающего офиолиты подъяруса (верхнесонские известняки — рис. 1д).

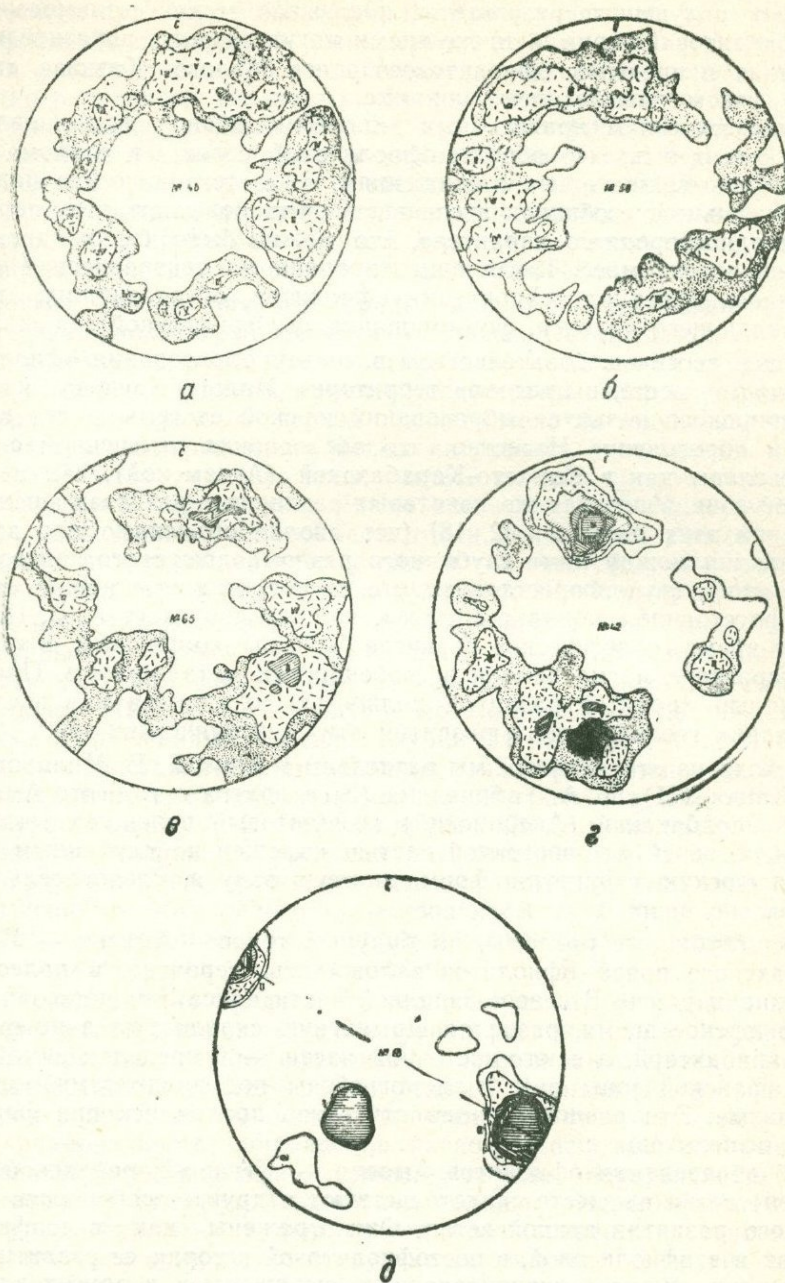


Рис. 1. Диаграммы трещиноватости пород юго-восточной части Севанского хребта: а — порфириды офиолитовой серии; б — перидотиты; в — габброиды; г — породы метаморфического комплекса; д — известняки верхнего сенона.
 $\langle 1-2-4-6-8 \rangle 10\%$. По 300 — 350 измерений.

При наличии меланжа диаграммы трещиноватости для различных пород офиолитовой серии, разумеется, были бы различными. Следовательно, полученные результаты, доказывая тесную взаимосвязь пород офиолитовой серии, в то же время могут служить доказательством отсутствия в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа «меланжа» в узком смысле этого термина.

Судя по типам приведенных диаграмм общей трещиноватости, можно заключить, что породы офиолитовой серии, в едином плане подверглись вращательным движениям, т. е. тектонические напряжения, обусловившие общую интенсивную трещиноватость этих пород, не носили одностороннего характера, что можно было бы ожидать при шарикованности масс. Такая ориентированность тектонических усилий проявилась в период становления офиолитов, обусловивших, в зоне южного падающего надвига, формирование вышеуказанной моноклинали.

Более веским доказательством в пользу образования офиолитового пояса на месте, в пределах территории Малого Кавказа является факт широкого развития образований юрской системы в его юго-восточном обрамлении. Известно, что образования отмеченной системы представлены как в Сомхето-Карабахской (Агдамской), так и в Кафанской зоне. Учитывая же некоторые различия в разрезах юрских образований этих двух зон [2, 18] (что вполне объяснимо при допущении наличия между ними глубинного разлома доюрского палеозойского времени), трудно представить, что на участках отделенных друг от друга расстоянием порядка 1000 км, как это допускает А. В. Пейве, в юрское время геологическое развитие было бы одинаковым, в том числе в характере магматизма и в особенностях металлогении. При этом однотипный характер развития полностью сохранился и в последующих этапах геологического развития этих тектонических зон.

Исходя из отмеченного, мы разделяем мнение Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина (11), А. А. Габриеляна (3) и других о том, что Амасия—Севано-Карабахский (Акеринский) офиолитовый пояс, как тектоническая зона, своей юго-восточной частью наложен по глубинным разломам на юрскую структурно-формационную зону и, следовательно, образован на месте.

Эти глубинные разломы, по будущей трассе Амасия — Севано-Карабахского пояса офиолитов заложилась, вероятно, в палеозое, а возможно и ранее. В северо-западной части пояса они четко проявились в юрское время, разделяя Армянскую складчатую зону от Сомхето-Карабахской, а в юго-восточной части — в пределах самой Сомхето-Кафанской зоны они были погребены под продуктами юрского вулканизма. Эти разломы вновь отчетливо проявились при формировании офиолитов.

Об образовании офиолитов Амасия — Севано-Карабахской (Акеринской) ветви на месте свидетельствуют и другие особенности геологического развития данной ветви. Они отражены как в доофиолитовой, так и в офиолитовой, и постеофиолитовой истории ее развития. Эти особенности, кроме вышеприведенных, выражены и в других разнообразных геологических фактах.

Одним из таких фактов является наличие в пределах пояса участков относительно древних поднятий, сохранившихся в виде кулисообразно расположенных небольших выступов внутри пояса. В последних наблюдаются четко выраженные закономерные фациальные изменения осадочных образований слагающих офиолитовый трог. Ярким

примером таких участков является юго-восточное окончание Севанского хребта, а также местность «Аджарис» в бассейне р. Тертер. Последние, по всем признакам, были приподнятыми участками и до становления офиолитов и сохранили свои первоначальные структурные особенности и в дальнейшем. Об этом свидетельствует относительно широкое развитие в пределах указанных «блоков» пород древнего метаморфического комплекса с одной стороны, и закономерное выклинивание некоторых слоев позднемелового и эоценового возраста, с другой стороны. Отчетливое нахождение в пределах отмеченных «блоков» гипербазитов и габброидов, являющихся частью крупных массивов, прослеживающихся по простиранию трога, несомненно свидетельствует о приуроченности последних к зоне разлома и образования их на месте.

Другим фактом того же порядка можно считать развитие характерного постфиолитового магматизма пояса. Он представлен серией малых интрузивов различного состава натриевой линии (среди них можно отметить малахиты, одиниты, спессартиты и др.), возраст которых охватывает время от верхов позднего мела до эоцена включительно. В частности, серия таких малых интрузивов установлена нами в пределах Зодского рудного поля, где все их тела приурочены к скрытым разрывным нарушениям. Рядом исследователей аналогичного характера, интрузивные тела отмечаются и для других участков пояса. Эти малые интрузивы интересны еще и тем, что содержат много ксенолитов пород метаморфического фундамента. Формирование отмеченных интрузивных тел как по формационному их типу, так и по структурным особенностям, можно представить лишь при допущении последующего постофиолитового растяжения в пределах рассматриваемого пояса. Именно в этом случае можно объяснить достижение разрывными нарушениями больших глубин. И наоборот, весьма проблематичным представляется становление этих образований в зоне интенсивного сжатия, суженной в несколько десятков раз, как это вытекает из представлений А. В. Пейве и других. Об этом же несомненно свидетельствует наличие, в пределах рассматриваемого пояса, крупных гидротермальных месторождений, наличие которых, или части из них, как выясняется обусловлено существованием глубинных разломов в пределах поясов, согласных с общим простиранием последнего или пересекающих его под разными углами.

Наконец, трудно представить геологию самих разрывных нарушений офиолитового пояса, с точки зрения регионального шарирования, как фактора становления офиолитов в земной коре. Детальными наблюдениями многих исследователей Малого Кавказа [17, 4, 16], а также нами в пределах офиолитового пояса выявлены скрытые разрывы близмеридионального направления разного масштаба, которые будучи доальпийскими и доофиолитовыми, играли определенную роль в формировании структур альпийского этажа. Нередко упомянутые структуры отражаются в формах тел ультраосновных и основных пород, в контурах рудных тел и оруденелых участках. В других случаях, они проявляются, как фактор, контролирующий распределение фаций осадочных образований и локализацию магматических образований различного состава в пределах отдельных блоков, ограниченных этими же разломами.

В результате детального картирования становится возможным по косвенным геологическим данным установить последовательность становления крупных магмоконтролирующих разрывов. Так, по материа-

лам Зодского рудного поля четко устанавливается, что, действительно, более ранними явились близмеридиональные — антикавказские разрывные нарушения глубокого заложения. Они взамен гипербазитов и габброидов сопровождаются магматическими телами среднего и кислого состава из серии малых интрузивов. На них наложены разрывы альпийского этапа кавказского направления. Последние представлены глубинными разрывами, трассированными гипербазитами и габброидами. Глубинные разрывы явились результатом мощных усилий, сконцентрированных в единых широких полосах. Однако несмотря на это, на своем пути развития глубинные разрывы все время «чувствовали» влияние элементов первоначального структурного каркаса области, в частности, влияние антикавказских разрывов. Такое взаимоотношение между указанными разрывами продолжалось во всей альпийской истории геологического развития территории.

На приведенном фрагменте плана одного из горизонтов Зодского месторождения (рис. 2) хорошо видно, что развитые по широтному направлению глубинного разлома тела габброидов, пироксенитов, гидротермальные метасоматиты и рудные тела являющиеся разновозрастными образованиями, закономерно прерываются в зоне более раннего разлома глубокого заложения близмеридионального направления. С другой стороны, следуемое по зоне широтной ориентировки тело кварцевого липарито-дацитового порфира дает апофизу по направлению меридионального разрыва. Немаловажным доказательством наличия более древнего меридионального направления разрыва на приведенном плане является еще и то, что с приближением к близмеридиональной зоне разрыва происходит резкое изменение в направлении более мелких разрывных нарушений от близширотных в близмеридиональные.

В данной статье нет возможности рассмотреть собранные нами все факты, доказывающие как наличие отмеченных двух главных направлений разрывов, так и роль этих разрывов в геологии и магматизме рассматриваемой территории, а также возрастные их взаимоотношения. Анализируя вышеприведенные факты, считаем возможным подчеркнуть, что при допущении шарированности масс глобальных масштабов в офиолитовых полях и, в частности, в рассматриваемом нами поясе, невозможно представить сохранение перечисленных столь важных доофиолитовых деталей внутреннего строения области.

К фактам, доказывающим образование ультраосновных и основных пород на месте можно отнести также и наблюдаемую тесную взаимосвязь этих пород. В частности, в пределах юго-восточной половины Севанского хребта намечается определенная закономерность в пространственном и структурном взаимоотношении гипербазитов и габброидов, проявляющимся в появлении массивов габброидов на участках постепенного выклинивания пород гипербазитового комплекса. Эта закономерность отчетливо выявляется в пределах Караиман — Зод — Гейдаринского гипербазитового массива на участке выхода Зодского и Джанахмедского габбрового массивов.

Кроме того, контуры гипербазитов и габброидов, выявленные при детальном картировании указывают на характерные для интрузивных тел явления их выклинивания, обусловленные в своем конкретном проявлении контролирующими их структурными факторами разного порядка, как это видно на рис. 2, для габброидов. Приведенные наблюдения трудно объяснить с точки зрения наличия огромных шарья-

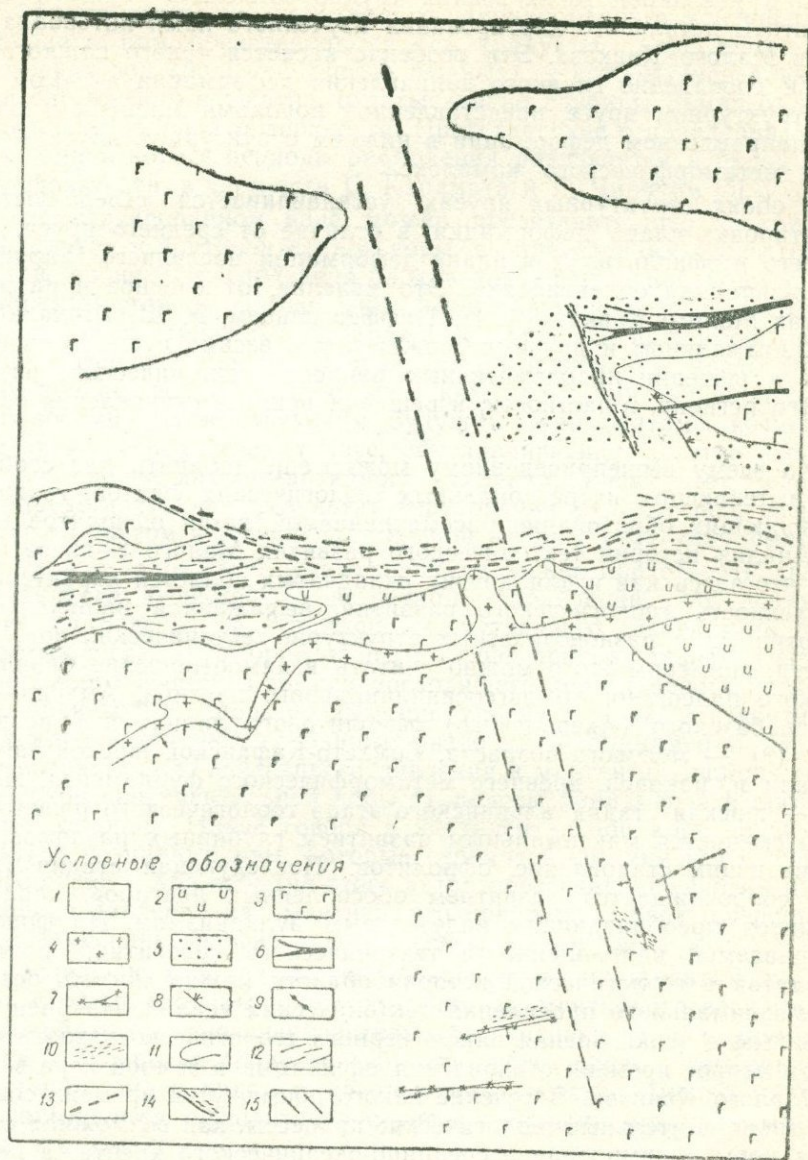


Рис. 2. Погоризонтный план (облегченный) участка Зодского месторождения (составил Л. С. Меликян).

1. Перидотиты (и опоперидотитовые серпентиниты). 2. Пироксениты. 3. Габброиды. 4. Кварцевые липарито-дацитовые порфиры. 5. Дорудные и околожилые метасоматиты. 6. Рудные тела. 7. Кварц-карбонатные прожилки с сульфидами. 8. Карбонатные прожилки с сульфидами. 9. Карбонатные прожилки, безрудные. 10. Милониты. 11. Контуры магматических пород. 12. Зоны интенсивной трещиноватости со следами глины. 13. Разрывные нарушения с глиной. 14. Зоны смятия и перетирания с мощной глиной. 15. Направление скрытого разлома глубокого заложения.

жей и «серпентинитового меланжа», учитывая механизм их формирования. С указанной точки зрения трудно объяснить также и другие результаты детального картирования изученного нами интервала офиолитов Малого Кавказа. Это особенно касается такого важного факта, как совпадение главного направления деформации в самом верхнем структурном ярусе, представленном породами миоцена и плиоцена с направлением деформации в нижнем структурном ярусе — в породах метаморфического комплекса.

В обоих структурных ярусах устанавливается северо-восточная ориентировка плана деформации, в отличие от среднего яруса, включающего и офиолиты. Для плана деформации последнего характерна северо-западная ориентировка. Это явление, отмеченное и на других пунктах Малого Кавказа К. Н. Паффенгольцем, Э. Ш. Шихалибеи, В. А. Агамалюном и другими, может иметь весьма существенное значение в решении проблематичных вопросов тектонического развития данного региона, в частности, в решении вопроса становления офиолитов.

Ко всему вышеприведенному можно еще добавить ряд соображений, вытекающих из региональных геологических фактов, также подтверждающих образование рассматриваемой ветви офиолитов на месте. Анализ истории тектонического развития Малого Кавказа указывает, что здесь как и для других складчатых областей характерна направленность геологического развития, выраженная наложенностью разнотипных и разновозрастных структурно-тектонических зон. В частности, примером этого можно считать взаимоотношение Севано-Ширакского палеогенового эвгеосинклинального прогиба, Амасия—Севано-Карабахского (Акеринского) офиолитового линиамента позднеюрского (?) — мелового возраста, Сомхето-Кафанской юрской эвгеосинклинали и, наконец, древнего метаморфического фундамента. Начальная — юрская стадия альпийского этапа геологического развития области сменяется максимальным развитием глубинных разломов, обуславливающих становление офиолитов. Последующая стадия (палеоген) сопровождается развитием обособленных прогибов, характеризующихся преобладающим андезитовым вулканизмом. На фоне рассматриваемой направленности тектонического развития, появление офиолитов в геологической истории области можно считать результатом максимального проявления тектонических усилий. Наконец, немаловажным с точки зрения закономерного геологического развития является вопрос времени становления офиолитов в земной коре в пределах Малого Кавказа. В течение какого промежутка времени совершились такие длительные геологические процессы, как возможная океанизация коры, формирование срединно-океанического хребта, а позднее, возникновение огромных шарьяжей, допускаемые по схеме А. В. Пейве и других при становлении офиолитов? Надо заметить, что для завершения шарьяжей, понадобились бы сотни миллионов лет, при допущении даже весьма больших скоростей движения шарированных масс.

Таким образом, весь вышеприведенный материал, по нашему мнению, свидетельствует об образовании офиолитов рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса на месте, в результате растяжения по крупным глубинным разломам. Исходя из этого считаем возможным отметить, что допущение огромных шарьяжей континентальных блоков скорее позволило бы ожидать появления офиолитов в тыловой части шарированных масс, чем на их фронтальной зоне, какой

представляется Средиземноморская геосинклинальная полоса в отношении Африканского предполагаемого шарнированного континента.

Офиолиты нам представляются как продукты, характерные для тектонических зон (большей частью шовных), в которых чередовались явления растяжения и сжатия, охватывающие глубины Земли от верхней мантии до дневной поверхности. Представление о появлении офиолитов в земной коре в периоды растяжения развивается и рядом других исследователей, в частности С. Карамата и Б. Чиричом [5].

В схематизированном виде можно представить, что на границе верхней мантии и континентальной коры, в определенные этапы развития Земли, происходят сползания блоков континентальной коры в противоположные стороны. Блоки коры переживают процесс растяжения, что можно рассматривать как отражение обратных процессов, происходивших в верхней мантии. В пределах последней, под воздействием каких-то причин, возможно и космических, участками, перпендикулярными полосами соответствующим будущим линияментам, возможно, возникают встречные течения масс, обуславливающие сжатие и постепенное повышение внутримантийного давления. Весь этот процесс можно представить как результат чередования ряда этапов, следующих друг за другом в течение длительной истории развития Земли.

На первом этапе отмеченного процесса можно представить движение мантийного вещества во встречном направлении, обусловившее сгущение этого вещества и повышение внутреннего давления по определенным полосам. Во втором этапе, на фоне продолжавшегося сгущения мантийного вещества по оси восходящего конвективного потока в мантии, происходит слабое воздымание уровня мантии, а в континентальной коре возникают глубинные разломы — линияменты. На III этапе с возрастанием внутреннего давления в мантии начинается сползание блоков континентальной коры от полосы линиямента в противоположные стороны. Иначе говоря в континентальной коре начинают развиваться глубинные рвы, которые стремятся соединиться с рифтом мирового океана. Ход событий этого этапа обеспечивает условия резкого снижения давления над мантией, что приводит, в свою очередь, к резкому изменению ее физико-химического состояния.

В последующем этапе по раскрывавшимся линияментам глубинных зон с одной стороны происходит подъем мантийного вещества в виде гипербазитов (апогипербазитовых серпентинитов), а с другой — излияние и внедрение продуктов «базальтового» слоя — габброидов и вулканогенных масс андезито-базальтового состава. Именно на этом этапе формируется офиолитовая серия с главными комплексами слагающих его пород.

На последнем, завершающем этапе, после формирования офиолитов в верхней мантии, по-видимому, происходит резкое снижение давления, вследствие чего удаленные блоки континентальной коры получают возможность вновь сблизиться и занять свою первоначальную позицию — они стремятся к новому равновесию с верхней мантией. На этом этапе начинается сжатие в континентальной коре. Этот обратный процесс, естественно, должен был бы вызвать явление интенсивной деформации не только в отдельных комплексах пород офиолитовой серии, но и во всей серии по сравнению с комплексами пород обрамления. Внутри офиолитовой серии формируются надвиги («поддвижки»), что в свою очередь обуславливает внутренний структурный облик офиолитовой серии в виде моноклинали сложного строения. Таким обра-

зом, на этом этапе происходит становление офиолитов в тектоническом и структурном понимании, т. е. они выделяются в земной коре как самостоятельный структурный подъярус.

В ходе длительного формирования офиолитов, в ранней стадии развития, вне вышеприведенной последовательности, возможен подъем небольших порций гипербазитов по отдельным глубокопронизанным (до верхней мантии) сегментам «рифта» и их размыв. Именно этим вероятно, следует объяснить наблюдаемые в офиолитовом поясе Малого Кавказа следы размыва гипербазитов в отложениях альба и сеномана (18,1). По нашему мнению, их нельзя отождествлять с понятием «становление офиолитов», т. к. под последним правильнее понимать полное проявление и формирование офиолитов. как структурного подъяруса.

После «становления» породы офиолитовой серии, и особенно гипербазиты, вследствие повторных, более поздних подъемов («протрузии»), под воздействием тектонических усилий, могут внедряться в свои же, ранее образованные, конгломераты и брекчии, а также в породы верхних структурных ярусов.

Обобщая все вышесказанное, можно прийти к следующим выводам:

1. На Малом Кавказе офиолиты северной ветви представлены серией пород вулканогенных, гипербазитовых и габбровых комплексов. Они проявляют тесную взаимосвязь как в территориальном, так и в геолого-структурном отношении.

2. Несмотря на сложное внутреннее строение офиолитовой серии «серпентинитовый меланж» как предопределяющий облик офиолитов данной ветви здесь отсутствует. Всякие проявления «цветного меланжа» приурочены к непосредственным тектоническим нарушениям различного возраста и размера.

3. Офиолиты Амасия—Севано-Карабахской (Акеринской) ветви образ вались на месте по глубинным разломам в результате общего растяжения.

4. Для офиолитов характерно общее моноклинальное залегание как результат последовавшего сжатия с формированием зоны крутопадающего надвига («поддвига»).

5. На Малом Кавказе становление офиолитов относится к нижнему сенону, а начало их формирования возможно к верхней юре — нижнему мелу.

6. Под «становлением офиолитов» правильнее понимать период их массового проявления и формирования соответствующего самостоятельного структурного подъяруса.

7. При формировании офиолитов возможны ранние проявления незначительной массы гипербазитов, а в дальнейшем их поздние перемещения в верхние структурные подъярусы в холодном виде.

8. Офиолиты приурочены к тектоническим зонам (шовным), где чередовались растяжение и сжатие. Эти явления обусловлены, по всей вероятности, обратными направлениями движения масс в мантии и в земной коре.

9. Офиолиты Амасия—Севано-Карабахской (Акеринской) ветви являются проявлением направленного геологического развития как результат особых тектонических усилий.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника. В кн. «Геология СССР», т. XIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Кашкай М. А. и Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымо-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. «Недра», М., 1967.
- Карамата С., Чирич Б. Офиолиты Динарид и их происхождение. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре», Тезисы докладов, М., 1973.
- Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклинория (Малый Кавказ). «Советская геология», № 6, 1972.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных перидотитов в верхней части земной коры. В сб. «Вулканизм и тектогенез». «Наука», М., 1968.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. «Геотектоника», № 5, 1971.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. «Геотектоника», № 6, 1971.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вардазарян Ж. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширано-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. Всес. геол. развед. объединения, вып. 219, 1934.
- Паффенгольц К. Н., Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Пейве А. В., Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
- Пейве А. В., Штейн Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфилев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. ДАН СССР, т. 196, № 3, 1971.
- Саркисян О. А., Волчанская И. К. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 4, 1973.
- Шихалибейли Э. Ш. Роль разломов и структур глубокого заложения в металлогении складчатых зон. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, «Наука», М., 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Кн. 2, Баку, 1966.

Г. И. БАРАНОВ, И. И. ГРЕКОВ, А. В. НЕТРЕБА

ДОЮРСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В процессе проведенных в последние годы Северо-Кавказским территориальным геологическим управлением комплексных исследований по стратиграфии, тектонике, магматизму и метаморфизму палеозойского ядра Большого Кавказа разработана предлагаемая схема доюрского магматизма. В создании ее кроме материалов авторов* были использованы работы Г. Д. Афанасьева и др. (1971) и Д. М. Шенгелиа (1973).

В основу предлагаемой схемы доюрского магматизма положено разделение магматических образований на группы формаций, формации и комплексы.

На Северном Кавказе выделяются четыре группы магматических формаций, связанных в своем развитии с главными этапами формирования структуры палеозойского ядра Большого Кавказа.

Наиболее древними магматическими породами являются гипербазиты, гранитогнейсы и метаморфизованные породы основного состава, представленные амфиболитами и габбро-амфиболитами. Среди них нами выделяются гипербазитовая и гранито-гнейсовая формации. Что касается метаморфизованных основных пород, то формационная принадлежность их пока не может быть окончательно установлена. Часть из них может быть с некоторой долей условности отнесена к интрузивной габбро-диабазовой формации. Остальные метаморфизованные породы, скорее всего, представляют собой древнейшие вулканогенные образования. Габбро-диабазовая, часть гипербазитовой и гранито-гнейсовая формации, по-видимому, образуют группу, связанную с формированием досреднепалеозойского кристаллического основания.

Габбро-амфиболиты и амфиболиты входят в состав кристаллической толщи, подстилающей среднедевонские отложения зоны Передового хребта в бассейне рр. Малой и Большой Лабы (Блыбское антиклинальное поднятие). Эти же породы имеют значительное распространение в зоне Главного хребта Центрального Кавказа, залегая среди глубоко метаморфизованных отложений, относимых большинством геологов к докембрию или нижнему палеозою. В каждом конкретном случае отнесение амфиболитов и габбро-амфиболитов к ортопородам встречает определенные трудности, однако наличие в ряде мест секущих контактов с вмещающими слюдяными сланцами и гнейсами, а

* И. И. Греков принимал участие, главным образом, в разработке схемы герцинского эвгеосинклинального магматизма.

Геологический возраст	Тектонические зоны			
	Главного хребта	Передового хребта	Бечасынская	Хасаутская
P ₁	Гранитовая формация (Уллукамский комплекс, 2 фаза)	Андезито-дацитовая формация	—	—
C ₂₋₃	Гранитовая формация (Уллукамский комплекс, 1 фаза)	Липарито-дацитовая формация	—	—
C ₁	Гранитовая формация (Белореченский комплекс)	Гранитовая формация (Уруштенский комплекс)	Гранитовая формация, (Малкинский комплекс)	—
	—	Габбро-монзонит-сиенитовая формация (Закамский комплекс)	—	—
	—	Габбро-плагио-гранитовая формация (Архызский комплекс)	—	—
D ₃	—	Базальт-трахитовая формация (Картджуртский комплекс)	—	—
D ²	—	Габбро-плагио-гранитовая формация (Худесский комплекс)	—	Габбро-плагио-гранитовая формация (Хасаутский интрузивный комплекс)
D ²	Спилито-кератофировая формация (Дамхурцевский комплекс)	Спилито-кератофировая формация (Кизилкольский и Кольтюбинский комплексы)	—	Спилито-кератофировая формация (Хасаутский вулканический комплекс)
P-P ₂				

Гипербазитовая, метаморфизованная габбро-диабазовая и гнейсо-гранитовая формации.

также обычно наблюдаемая пространственная связь этих пород с гипербазиитами, позволяет считать большую часть амфиболитов и габбро-амфиболитов метаморфизованными изверженными породами.

Возраст метаморфизованной габбро-диабазовой формации, по-видимому, близок к возрасту вмещающих кристаллических сланцев и является докембрийским или нижнепалеозойским.

По химическому составу породы метаморфизованной габбро-диабазовой формации относятся к щелочно-земельному ряду, однако иногда сумма щелочей достигает 5% при содержании кремнезема меньше 48%. Поскольку повышенные содержания щелочей особенно характер-

ны для амфиболитов из Северной подзоны Главного хребта, где широко развиты граниты, возможно эти особенности химизма вызваны наложением процессов щелочного метасоматоза.

В предлагаемую схему доюрского магматизма не включены пользующиеся довольно широким распространением среди кристаллических сланцев диорито- и гранодиорито-гнейсы. Хотя этот вопрос нуждается в дополнительном изучении, накопилось большое количество данных, позволяющих Г. И. Баранову относить эти образования к различной степени гранитизированным породам метаморфизованной габбро-диабазовой формации. Особое место занимают гранито-гнейсы б. Мошевой и р. Бескеса, включенные Г. Д. Афанасьевым и др. (1971) в гранито-гнейсовую формацию. Вероятно, на Северном Кавказе существовали древние граниты, о чем свидетельствуют цифры абсолютного возраста, приведенные Г. Д. Афанасьевым и др. (450—500 млн. лет) для гранитоидов б. Мошевой и Н. Теберды, а также установленное в 1972 г. Г. И. Барановым наличие кембрийских конгломератов с галькой гранитов в урлешской свите (р. Эшкакон). Гранито-гнейсы б. Мошевой моложе серпентинитов Беденского массива. Взаимоотношения же с породами метаморфизованной габбро-диабазовой формации пока не установлены.

Породы гипербазитовой формации залегают в зонах крутопадающих разломов, и, как установлено в последнее время, в основании герцинских тектонических покровов. Так Кизильчукский и Малокафарский массивы гипербазитов в зоне Передового хребта располагаются в подошве Ацгаринского покрова, образованного надвинутыми на нижнекаменноугольные отложения кристаллическими сланцами неясного возраста.

Ряд более мелких массивов серпентинитов приурочены к подошве другого крупного Марухского покрова, установленного И. И. Грековым. Марухский покров представлен среднедевонскими и силурийскими отложениями, надвинутыми также на нижнекаменноугольные осадки (рис. 1).

Значительное количество гипербазитовых тел локализуется в до-среднепалеозойских кристаллических сланцах в непосредственной близости от подошвы девонских отложений, которые по Г. И. Баранову и др. (1972) отделены от подстилающих пород плоскостью надвига. По рр. Большой и Малой Лабе в полосе развития гипербазитов во вмещающих кристаллических сланцах нередко развиты минералы, характерные для метаморфизма высоких давлений, такие как дистен и омфацит.

В зонах Главного хребта и Бечасынской гипербазиты встречаются реже. Однако и здесь они нередко приурочены к пологим тектоническим нарушениям, залегая в основании тектонических пластин, в строении которых обязательно принимают участие амфиболсодержащие породы.

Гипербазиты обычно представлены серпентинитами образовавшимися, в основном, по перидотитам, реже по пироксенитам и дунитам. В зоне Главного хребта под влиянием процессов герцинского метаморфизма они нередко превращены в флогопит-пироксен-амфиболовые, амфибол-талковые, оливин-пироксеновые и др. породы. Аналогичные изменения местами испытали серпентиниты Маркопиджского и некоторых других массивов, расположенные вблизи надвига, отделяющего по рр. Большой и Малой Лабе девонские отложения от более древних.

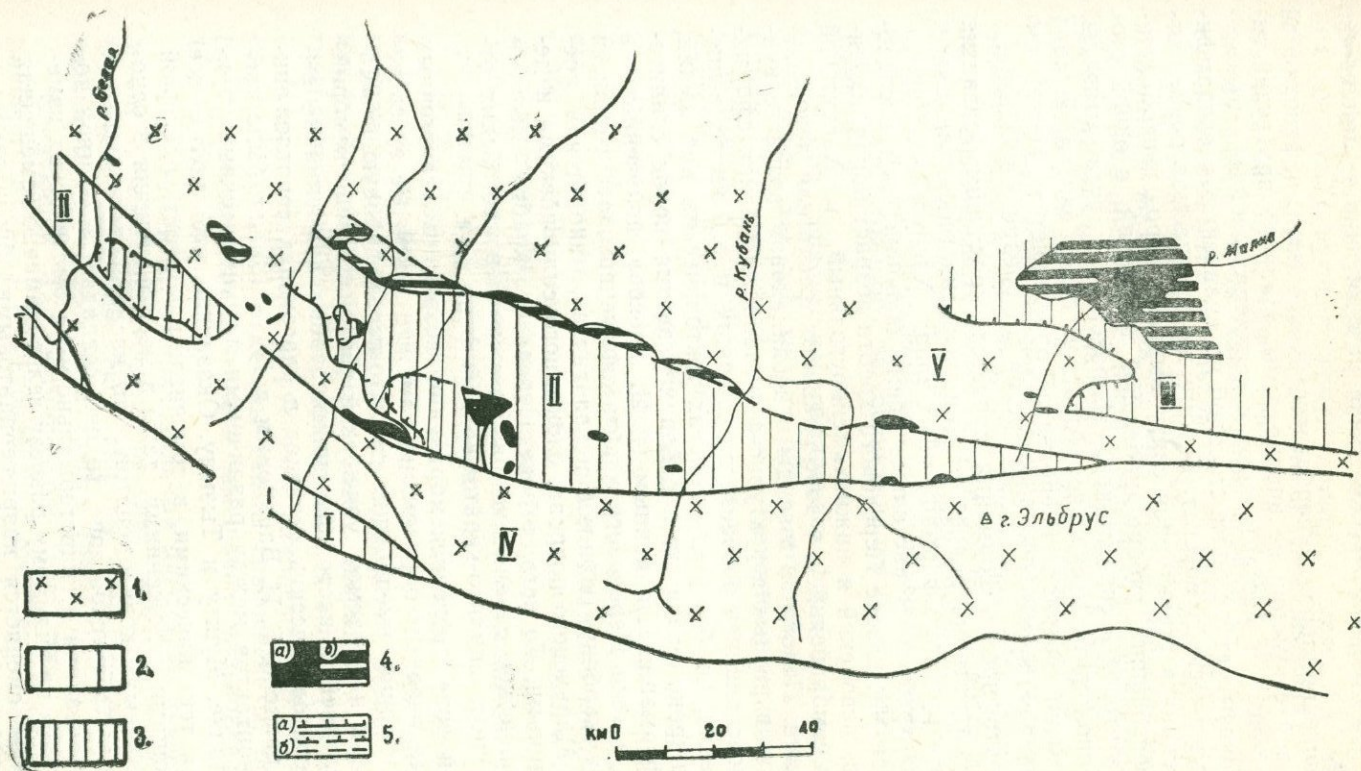


Рис. 1. Схема размещения герцинских и офиолитовых комплексов на Северном Кавказе.
 1. — Гранитно-метаморфические комплексы досреднепалеозойского основания; 2 — осадочно-вулканогенные эвгеосинклинальные комплексы; 3 — аллохтонные кристаллические сланцы внутри полей развития (осадочно-вулканогенных эвгеосинклинальных комплексов; 4 — гипербазиты: а) обнаженные; б) перекрытые осадочным чехлом; 5 — разрывные нарушения (надвиги и др.): а — прослеженные; б) перекрытые осадочным чехлом.
 Районы развития вулканических комплексов: I. — Дамхурцевского; II — Кизилкольского и Кольтюбинского; III — Хасаутского; Герцинские антиклинальные зоны; IV — Главного хребта; V Бечасынская.

Метасоматической переработке серпентинитов здесь предшествовало проявление тектонических подвижек, вдоль надвига, в результате чего породы Маркопиджского массива были раздроблены на множество линз и блоков.

Взаимоотношения пород гипербазитовой и метаморфизованной габбро-диабазовой формации не вполне ясны. Наличие протрузий гипербазитов в средне-, а местами даже в верхнепалеозойских отложениях еще не доказывает их более молодой по сравнению с ортоамфиболитами «магматический» возраст. К тому же отмечаемая повсеместно пространственная и структурная связи выходов пород гипербазитовой и метаморфизованной габбро-диабазовой формаций, с одной стороны, и гипербазитовой и спилито-кератофировой — с другой стороны, позволяют предположить несколько возрастов гипербазитов. Исходя из этих соображений возраст гипербазитов определяется достаточно широким интервалом времени от протерозоя до среднего палеозоя.

Спилито-кератофировая формация является продуктом развития базальтоидного магматизма ранней стадии развития геосинклинали и известна в трех структурно-формационных зонах: Хасаутской, Передового и Главного хребтов. В настоящее время большинством исследователей считается, что в зоне Передового хребта возраст пород, входящих в ее состав, девонский и нижнекаменноугольный, в Хасаутской зоне — досреднекембрийский, и в зоне Главного хребта или девонский или докембрийский. Подобные взгляды о неодинаковом возрасте вулканических пород в разных структурно-формационных зонах сформировались на основе анализа возраста вмещающих, в том числе, вышележащих отложений, но без учета пологих тектонических нарушений, как оказалось, широко развитых в районах развития пород спилито-кератофировой формации. По данным И. И. Грекова, полученным в последние годы, в зоне Передового хребта эффузивы, относившиеся ранее к нижнему карбону (кольтюбинская свита), находятся в пределах аллохтона Марухского покрова, сложенного силурийскими и девонскими отложениями. То есть, в зоне Передового хребта местами произошло тектоническое сдвигание разреза среднепалеозойских отложений, в том числе спилито-кератофировой формации.

В Хасаутской зоне досреднекембрийский возраст вулканогенных пород базировался главным образом, на том, что развитые здесь зеленокаменные отложения, вмещающие спилито-кератофировую формацию, перекрыты так называемой урлешской свитой. Среднекембрийский возраст последней в настоящее время особых сомнений не вызывает, хотя палеонтологических остатков в составляющих ее отложениях до сих пор не найдено. Г. И. Барановым в 1971—1973 гг. было проведено изучение контактов между различными литологическими горизонтами по рр. Малке, Мушту и Тызылу. Оказалось, что почти все контакты являются тектоническими, в том числе и контакт урлешской свиты с подстилающими отложениями, даже в местах наличия в основании свиты «базальных» конгломератов. Что касается подошвы вулканогенных пород в Хасаутской зоне, то она совпадает с мощной пологой зоной рассланцевания и гидротермально-метасоматических изменений, по которой вниз по-видимому разрезу зеленокаменно измененная вулканогенная толща сменяется кварц-серицитовыми биотитовыми и амфиболовыми сланцами.

Положение пород спилито-кератофировой формации в стратиграфическом разрезе вмещающих ее отложений во всех трех зонах, при-

мерно, одинаковое. В ряде районов в нижней части разреза, непосредственно над плоскостью надвига залегают породы спилито-кератофировой формации (зона Главного хребта, южная часть зоны Передового хребта, Хасаутская зона), Лишь в северной части Передового хребта последние залегают на среднепалеозойских отложениях бахмуткинской свиты. Выше эффузивов во всех случаях залегает туфогенно-осадочная толща, характерным членом которой является горизонт туфоконгломератов с галькой подстилающих пород и плагиогранитов. На туфогенно-осадочной толще также во всех трех структурно-формационных зонах лежат осадочные породы, представленные известняками, мраморами и в различной степени метаморфизованными терригенными осадками. На этой толще сходство разрезов кончается и выше-лежащие отложения не сопоставимы между собой.

Представление о чешуйчато-надвиговом строении доверхнепалеозойских толщ в сочетании с несомненным сходством стратиграфических разрезов, включающих спилито-кератофировую формацию в разных структурно-формационных зонах, позволяет высказать предположение о более широком, чем это считалось ранее, проявлении девонского базальтоидного эвгеосинклинального магматизма на Северном Кавказе.

Термин «спилито-кератофировая» формация до некоторой степени условен, так как химизм пород, относимых к спилитам и кератофирам (альбитофирам) в связи с широким развитием процессов пропилитизации и регионального метаморфизма, возможно, не вполне характеризует их первичный состав.

В связи с некоторыми различиями в условиях формирования структурного положения, степени метаморфизма в разных зонах внутри спилито-кератофировой формации выделены четыре разновозрастных вулканогенных комплекса: в зоне Главного хребта — Дамхурцевский, в зоне Передового хребта — Кизилкольский и Кольтюбинский и в Хасаутской зоне — Хасаутский. В состав комплексов кроме лав спилито-кератофировой формации входят сопровождавшие эффузивную деятельность субвулканические дайки.

Дальнейшая эволюция геосинклинального режима привела к накоплению пирокластических, хемогенных и терригенных пород, формирование которых завершилось в позднем девоне (?) внедрением интрузий диабазов, габбро-диабазов, диоритовых порфиритов и плагиогранитов габбро-плагиогранитной формации (Хасаутский и Худесский гипабиссальные интрузивные комплексы). В составе пород Хасаутского комплекса отмечены также граносиениты, образовавшиеся в результате метасоматического замещения плагиоклаза микроклином (Г. И. Баранов, 1972).

Герцинский, эвгеосинклинальный магматизм завершился в верхнем девоне излияниями субщелочных лав базальт-трахитовой формации (Картджуртский комплекс). Породы этой формации известны пока только в зоне Передового хребта (рис. 2).

Следующий этап формирования структуры палеозойского ядра Большого Кавказа в тектоническом отношении характеризовался надвигообразованием и началом герцинских орогенических движений. В это время только в пределах распространения герцинского эвгеосинклинального комплекса, в грабен-синклинариях произошло внедрение интрузий габбро-плагиогранитной (Архызский интрузивный комплекс) и

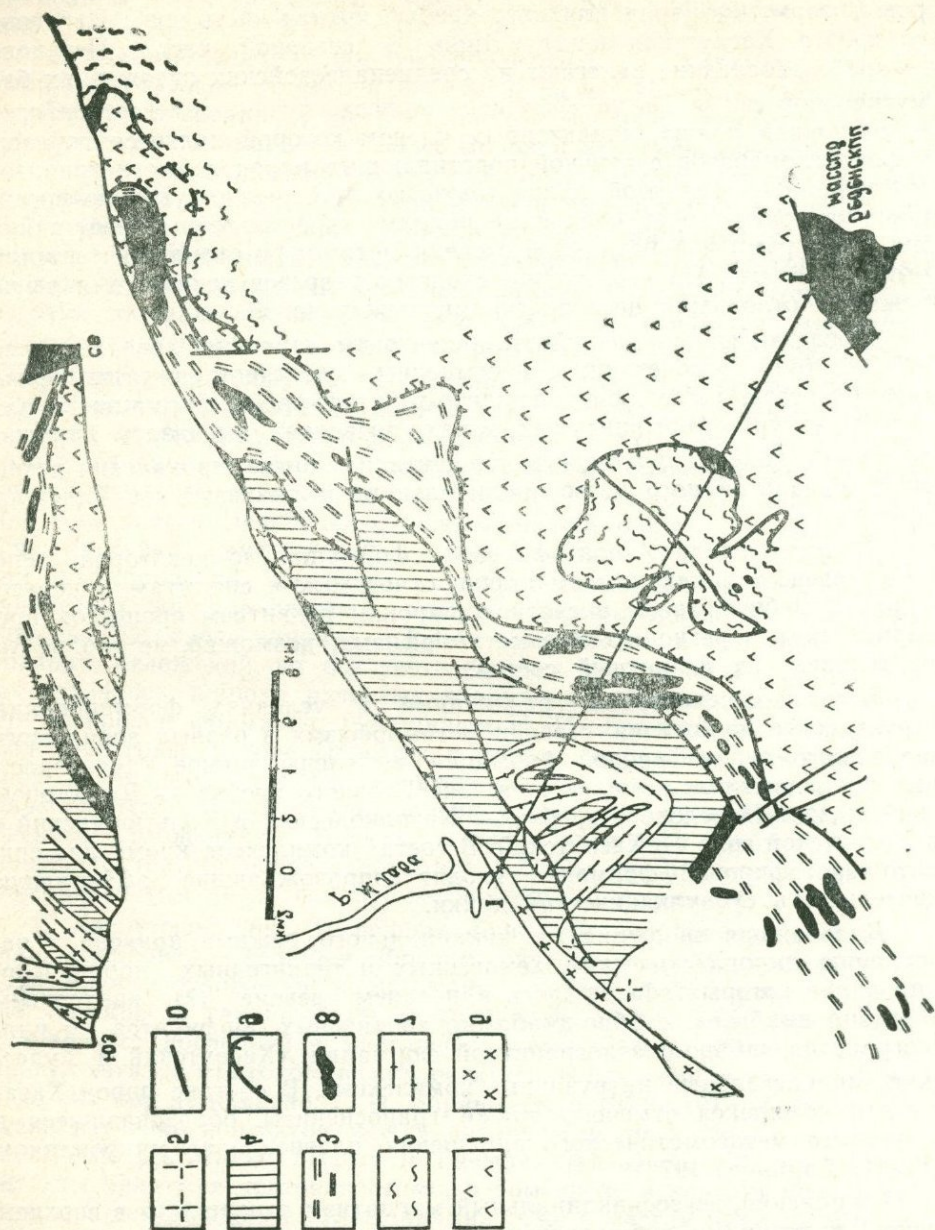


Рис. 2. Схема тектонического строения герцинского фундамента Передового хребта в междуречьи Малой и Большой Лабь.

1 — Вулканогенно-осадочная толща D_2-S_1 (главный покров Передового хребта); 2 — метаморфические породы, составляющие Ацгаринский покров; 3 — метаморфические сланцы и метасоматиты Маркопиджского покрова; 4 — метаморфические сланцы автохтонного комплекса зоны Передового хребта; 5 — гранодиориты; 6 — сиенито-диориты; 7 — тоналиты; 8 — гипербазиты; 9 — надвиги; 10 — прочие контакты (тектонические и эруптивные).

габбро-монцонит-сиенитовой (Заканский интрузивный комплекс) формаций. В составе пород Архызского комплекса преобладают габбро-диориты, реже оливиновые габбро, диориты и плагиограниты. По рр. Теберде и Бескесу отмечено образование по породам Архызского комплекса метасоматических грано-сиенитов.

Заканский интрузивный комплекс представлен трещинными интрузиями сиенито-диоритов, среди которых наблюдаются небольшие участки, сложенные габброидами.

Возраст габбро-плагиогранитной и габбро-монцонит-сиенитовой формаций, скорее всего, верхи нижнего карбона или граница между нижним и средним карбоном.

Примерно, в это же время в досреднепалеозойском кристаллическом субстрате появляются анатектические гранитоиды, формирование которых в пределах герцинских антиклинальных зон привело к широкому развитию орогенного гранитоидного магматизма на Северном Кавказе.

В соответствии с тектонической обстановкой внедрения различаются раннеорогенные гранитоиды, представленные Белореченским, Уруштенским и Малкинским комплексами, расположенными, соответственно, в зонах Главного хребта, Передового хребта и Бочасынской, и позднеорогенные (Уллукамский комплекс), широко распространенные только в зоне Главного хребта. Раннеорогенные гранитоиды, как правило, имеют гнейсовидную текстуру, довольно пестрый состав и представлены плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, а также нормальными гранитами. По-видимому, в их число попадает также часть метасоматических гранитоидов и в этом смысле они близки метасоматическим кварцевым диорито- и гранодиорито-гнейсам, о которых речь шла выше. Позднеорогенные граниты обычно имеют массивную текстуру, более однородны по составу и представлены преимущественно калиевыми анатектическими гранитами и гранодиоритами. Среди них различаются две интрузивные фазы: а) среднезернистых двуслюдяных гранитов и б) мелкозернистых гранит-аплитов, фельзитов, аляскитов.

Время формирования раннеорогенных гранитоидов относится, скорее всего, к концу нижнего карбона или границе нижнего и среднего карбона. Возраст позднеорогенных гранитоидов, помимо многочисленных цифр абсолютного возраста (Афанасьев, 1971), определяется на основании корреляции их с проявлением в верхнем палеозое, в герцинском межгорном прогибе липарито-дацитовый эффузивной (C_2-3) и андезито-дацитовый экструзивно-эффузивной (P_1) формаций.

Липарито-дацитовая формация в пределах герцинского межгорного прогиба (возникшего в верхнем палеозое, примерно, на месте структурно-формационной зоны Передового хребта) проявилась в среднем карбоне. Однако, по данным В. Н. Любченко, любезно представившего для ознакомления образцы и шлифы горных пород кислые эффузивы развиты также среди отложений верхнекаменноугольного возраста (Северная Осетия). Экструзивно-эффузивная андезито-дацитовая формация известна в нижней перми в пределах современной зоны Передового хребта. По данным Г. Д. Афанасьева и др. (1971), среди пород этой формации имеются субщелочные разновидности.

В заключение отметим, что доюрский магматизм на Северном Кавказе представлен, в основном, герцинскими магматическими образованиями с хорошо выраженными стадиями: эвгеосинклинальной и орогенной. Каких-либо признаков каледонского орогенного магматизма в настоящее время не установлено. Весьма условно также отнесение гранито-гнейсовой формации к байкальскому орогенному этапу.

Гипербазиты, по-видимому, связаны в своем развитии, с одной стороны, с метаморфизованной габбро-диабазовой формацией и древнейшими вулканогенными породами догерцинского фундамента, с другой стороны, с эвгеосинклинальным герцинским магматизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Лупанова Н. П., Плошко В. В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 7, 1971.
- Баранов Г. И. Некоторые вопросы петрогенетической и металлогенической роли метасоматических процессов на Северном Кавказе. Тр. по геологии и полезным ископаем. Сев. Кавказа, вып. XIII, 1972.
- Баранов Г. И., Донченко Г. Л., Сидоренко В. Ф., Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклинория Передового хребта на Северо-Западном Кавказе Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа, вып. XIII, 1972.
- Шенгелия Д. М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Изд. «Мецниереба», г. Тбилиси, 1972.

Ю. Я. ПОТАПЕНКО

ОБ ИНТРУЗИВНОЙ ПРИРОДЕ НЕКОТОРЫХ ДОГЕРЦИНСКИХ ОРТОГНЕЙСОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Заведомо допалеозойские интрузии известны на Северном Кавказе лишь в долине р. Малки. Они представлены гипабиссальными телами плагиогранит-порфиров и диабазов, сохранивших массивный облик и магматические структуры (Кизевальтер, 1960; Греков и др., 1969). Вмещающие их вулканогенно-осадочные породы хасаутской серии метаморфизованы в фации зеленых сланцев. К югу, в более активных тектонических зонах — Бечасынской, Передового хребта и, в особенности, Главного хребта — степень метаморфизма докембрийских толщ (чегемская и макерская серии) возрастает до эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и местами — до гранулитовой фаций. Наиболее древние из прорывающих эти толщи интрузий имеют палеозойский возраст (Афанасьев и др., 1969), хотя зачастую отчетливо огнейсованы (уруштенский комплекс, по Г. Д. Афанасьеву, или лабинский комплекс, по Г. А. Михееву).

Установлено, что кристаллические сланцы и гнейсы, слагающие ядро мегантиклинория Большого Кавказа, испытали по крайней мере два этапа регионального метаморфизма — герцинский и догерцинский. Естественно поэтому предположить, что часть гнейсов кристаллического субстрата может иметь первично-интрузивную природу. Однако выявление геологических признаков магматической, и в том числе интрузивной природы гнейсов обычно связано с большими трудностями, так как не только их первичные структуры, но и соотношения с вмещающими породами часто бывают затушеваны наложенными метаморфическими процессами.

К допалеозойским интрузиям многие исследователи издавна относят значительную часть амфиболовых гнейсов и амфиболитов Передового и Главного хребтов. Эта точка зрения, к сожалению, не подкреплена надежными геологическими данными — описания секущих взаимоотношений с вмещающими породами практически отсутствуют, хотя амфиболиты детально изучены петрологически и геохимически (Заридзе и др., 1967, «Закономерности размещения»..., 1968, Снежко и др., 1974). Более надежные геологические доказательства интрузивного генезиса (наличие ксенолитов, апофизы во вмещающие породы) получены недавно для лейкократовых гнейсов р. Теберды (Надарейшвили, 1967; Потاپенко и др., 1972). Изложенным выше, пожалуй, и ограничивается перечень догерцинских интрузий Северного Кавказа.

В настоящем сообщении кратко охарактеризовано несколько тел допалеозойских ортогнейсов, интрузивную природу которых автору удалось установить прямыми геологическими наблюдениями в естественных обнажениях. Эти тела могут послужить в будущем своеобразными эталонами для выяснения дометаморфической природы подобных по составу образований в других районах Северного Кавказа. Большая часть описываемых ниже пород залегает в докембрийских метаморфических толщах Бечасынской зоны и имеет типичные метаморфические структуры и текстуры.

ОРТОАМФИБОЛИТЫ р. КУБАНИ

В метаморфических толщах р. Кубани достаточно часто встречаются амфиболсодержащие породы: роговообманковые, актинолит-тремолитовые сланцы и собственно амфиболиты. По совокупности геолого-петрографических признаков (ассоциация с мраморами и др.) первые две разновидности можно уверенно относить к первично-осадочным. Генезис амфиболитов долгое время оставался неясным.

В 1959 г. автором описан секущий контакт амфиболитов с вмещающими сланцами на правом берегу р. Кубани, в 1 км севернее устья р. Худес. Здесь в толще филлитовидных сланцев наблюдается пластовое тело амфиболитов мощностью 4 м и протяженностью свыше 20 м. Амфиболиты под острым углом секут сланцеватость в сланцах, кроме того, в сланцы отходит тонкая апофиза амфиболитов.

По внешнему виду ортоамфиболиты представляют собой отчетливо сланцеватую породу почти черного цвета. Под микроскопом устанавливается гранонематобластовая структура. Минеральный состав (в %): роговая обманка (65), кислый плагиоклаз (20), минералы группы эпидота, постоянно присутствуют магнетит и хлорит. Химический состав амфиболитов близок среднему составу диабазы по Р. Дэли (табл. 1, обр. № 721).

Амфиболиты, аналогичные описанным по составу и структурно-текстурным признакам, широко развиты в долине р. Джаланкол (правый приток р. Кубани), где образуют согласные пластовые тела в сланцах джаланкольской свиты. Близкие по составу амфиболиты откартированы нами и южнее устья р. Худеса. Здесь они залегают в сланцах кубанской свиты. Эти амфиболиты состоят из обыкновенной роговой обманки (65—70%), сосюритизированного плагиоклаза (25%), титаномагнетита (3—5%) и замещающего его лейкоксена. Тела амфиболитов имеют мощность до 20—30 м, внутреннее строение их однородное, а распределение породообразующих минералов равномерное. По химическому составу амфиболиты близки габбро (табл. 1, обр. № 59).

Возраст материнских пород амфиболитов — интрузий основного состава, — по-видимому, близок возрасту вмещающих парасланцев, то есть докембрийский (Потапенко, 1969). Калий-аргоновым методом установлен герцинский возраст последнего метаморфизма парасланцев (375 ± 13 млн. лет, проба № 1422—2). В процессе этого метаморфизма в сланцах образовалось значительное количество маломощных линзовидных обособлений — лейкосом кварц-плагиоклазового состава. Часть лейкосов проникает в амфиболиты и сечет их сланцеватость, следовательно, сланцеватая структура амфиболитов возникла до герцинского метаморфизма.

ОРТОАМФИБОЛИТЫ р. БАКСАН

По долине р. Баксан можно наблюдать одно из наиболее полных пересечений протерозойской чегемской серии, отличающейся сложной складчатой структурой и монотонным строением разреза. Серия сложена мелко- и среднезернистыми сланцами и гнейсами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В южных выходах породы серии испытали неоднократные метаморфические преобразования, последние этапы которых сопровождались возникновением порфиро-бласт альбита и темноцветных минералов — амфибола, граната, биотита.

При изучении разреза чегемской серии в 1972-73 гг. нами было выделено и откартировано тело биотитовых амфиболитов, обычно сопровождающихся биотит-альбитовыми гнейсами. Постоянная ассоциация этих пород, пластовая форма тел, согласные контакты с вмещающими сланцами, участие в строении сложных складок — все это позволило первоначально рассматривать амфиболиты как маркирующий горизонт первично-осадочного генезиса. Однако, к северу от закартированного участка были обнаружены многочисленные тела амфиболитов совершенно аналогичного состава, но явно секущие реликтовую слоистость метаморфических сланцев (рис. 1, а, б). Наличие заведомо интрузивных биотитовых амфиболитов заставляет допускать магматический генезис и основного тела амфиболитов (пластовая интрузия или эффузивный покров).

Для амфиболитов р. Баксан характерны сине-зеленая роговая обманка, биотит, плеохроирующий в зеленоватых тонах, альбит и нередко — гранат. Химический состав амфиболитов* (табл. 1, обр. № 434—9) близок андезито-базальтам. Геологический возраст первичных пород, по-видимому, близок возрасту вмещающей толщи, то есть протерозойский. Аргоновый возраст биотита из биотитовых гнейсов, ассоциирующих с амфиболитами, равен 368 ± 10 млн. лет (проба № 416).

ОРТОАМФИБОЛИТЫ р. АРДОН

В бассейне р. Ардон (зона Главного хребта) амфиболиты присутствуют в протерозойской буронской свите и в кассарской свите, возраст которой является дискуссионным (средний палеозой — протерозой). Нами получены данные об интрузивном генезисе части амфиболитов кассарской свиты.

Кассарская свита сложена преимущественно биотит-кварцевыми сланцами, в нижней части ее разреза присутствуют роговообманковые породы — сланцы и амфиболиты. Амфиболиты детально изучены петрографически и неоднократно описывались в литературе. Однако по вопросу об их генезисе имеется по крайней мере две точки зрения. Согласно одной из них все роговообманковые породы кассарской свиты образованы за счет мергелистых алевролитов и мергелей, (Моргунов, 1965). По мнению Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1967), метаморфиты кассарской свиты представляют собой бывшие вулканогенно-осадочные образования, причем амфиболиты являются продуктом метаморфизма основных магматических пород и, вероятно, их туфов.

* Определения возраста всех проб, за исключением № 2020, выполнены в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ.

Основанием для отнесения амфиболитов к парапородам служило наличие в них тонкой полосчатости, которая принималась за реликтовую паллальную слоистость (Моргунов, 1965). Позднее было показано (Заридзе и др., 1967), что полосчатость амфиболитов имеет метаморфическое происхождение. По нашим наблюдениям, подтверждающим последний вывод, полосчатость развита неравномерно и не во всех телах амфиболитов.

В 1974 г. при составлении детального структурного профиля кассарской свиты нами установлено, что роговообманковые породы не слагают самостоятельной толщи, а образуют несколько маломощных тел (1—3, редко 10—20 м), участвующих в складчатости совместно с вмещающими биотит-кварцевыми сланцами. Контакты этих двух типов пород резкие, четкие, но согласные со сланцеватостью. В одном из обнажений удалось наблюдать сложное строение контактов тела амфиболитов, образующих многочисленные апофизы во вмещающие породы. (рис. 1, в). Форма апофиз не может быть объяснена будинированием и является, таким образом, геологическим признаком интрузивного генезиса изученного тела амфиболитов. Не исключено, что значительная часть амфиболитов кассарской свиты также представляет собой метаморфизованные согласные силлы основного состава

ПОРФИРОИДЫ р. КУБАНИ

Вмещающими породами для порфиroidов р. Кубани служат кварциты, серицит-кварц-полевошпатовые и хлорит-альбитовые сланцы протерозойской кубанской свиты. Кубанские порфиroidы долгое время описывались как кварциты, их интрузивная природа установлена автором в 1959-60 гг. При детальном картировании метаморфических толщ выявлено несколько тел порфиroidов, представляющих разобщенные эрозией останцы единого крупного силла. Один из останцев сохранился в пологом своде Даутской антиклинали, другое более крупное тело расположено к югу от этой структуры и прослежено на 6,5 км по простирацию. Мощность порфиroidов варьирует от 20 до 250 м.

Признаков интрузивного происхождения порфиroidов в отдельных обнажениях обычно не наблюдается, лишь в одном случае были обнаружены апофизы во вмещающие сланцы (рис. 1, г). Более четко интрузивная природа порфиroidов видна на среднемасштабной геологической карте, где они под острым углом пересекают контакт двух толщ метаморфических сланцев.

Макроскопически порфиroidы представляют собой светлые породы с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью и, нередко пльчатостью. Эти признаки и обычное отсутствие различных простым глазом порфириновых структур объясняют тот факт, что первоначально порфиroidы считались парапородами и включались в толщу кварцитов. При детальном изучении в центральных частях наиболее мощных тел удалось обнаружить реликтовую бластопорфириковую структуру. Порфириновые вкрапленники представлены нерешетчатым пелитизированным калишпатом, погруженным в мелкозернистую кварц-альбитовую основную массу с гранобластовой структурой. В подчиненном количестве присутствует мусковит, акцессории представлены редкими зернами циркона с хорошо развитыми гранями призмы и апатитом. По химическому составу (табл. 1, обр. №№ Д-26, К-51, К-50) породы отвечают гранитам и первоначально представляли собой скорее всего гранит-порфиры (Потапенко, 1967).

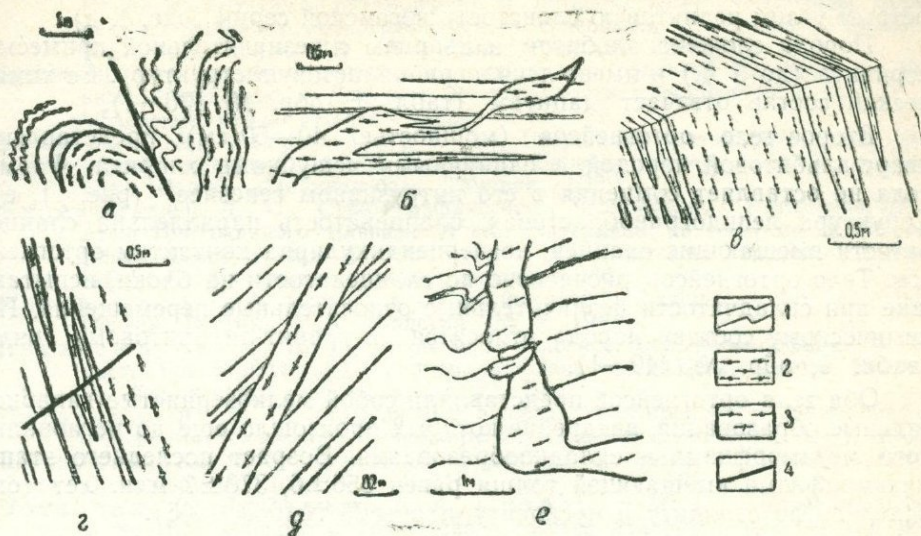


Рис. 1. Текущие тела: а, б — биотитовых амфиболитов, р. Баксан, в — амфиболитов, р. Ардон, г — порфиридов, р. Даут, д, е — альбитовых ортогнейсов, р. Баксан; 1 — кристаллические сланцы, 2 — амфиболиты, 3 — порфириды альбитовые гнейсы, 4 — разломы.

Внедрение порфиридов произошло несомненно до главной фазы складчатости, создавшей современный структурный план метаморфических толщ. В результате неоднократных деформаций первичные интрузивные залежи были смяты в складки и метаморфизованы вместе с вмещающими породами.

К югу от наиболее крупного тела порфиридов метаморфические сланцы испытали воздействие наложенных метасоматических процессов, сопровождавшихся привнесом натрия и образованием порфиробласт альбита. Несоответствие реликтового минерального состава порфиридов их химическому составу (Потапенко, 1967) позволяет предполагать, что порфириды также испытали воздействие натриевого метасоматоза. В западной части Передового хребта аналогичный метасоматический процесс связывается со становлением плагиогранитного (уруштенского, по Г. Д. Афанасьеву) магматического комплекса. Возраст плагиогранитов (345—365 млн. лет) близок аргоновому возрасту альбитизированных сланцев кубанского района (369 ± 15 млн. лет по мусковиту из мусковит-альбитовых сланцев р. Даута, определено по нашей пробе № 2020 в лаборатории ИГЕМ АН СССР). Приведенные соображения позволяют относить кубанские порфириды к более древним образованиям, чем породы уруштенского (лабинского) комплекса.

АЛЬБИТОВЫЕ ОРТОГНЕЙСЫ р. БАКСАН

В метаморфических толщах чегемской серии, обнажающихся по долине р. Баксан, помимо описанных выше интрузивных амфиболитов, обнаружено несколько маломощных тел ортогнейсов кислого состава.

Одно из них представляет силл (мощностью 20 см), секущий под острым углом реликтовую слоистость чегемской серии (рис. 1, д).

Порода сложена альбитом и кварцем с незначительной примесью серицита (до 5 %) и имеет лепидогранобластовую структуру. Ее химический состав отвечает дацитам (табл. 1, обр. № 430—1).

Второе тело ортогнейсов (мощностью 40—60 см) представлено кварц-альбитовой породой с единичными чешуйками хлорита. Форма тела не оставляет сомнения в его интрузивном генезисе (рис. 1, е). Структура лепидогранобластовая, сланцеватость параллельна сланцеватости вмещающих сланцев, но перпендикулярна контактам ортогнейсов. Тело ортогнейсов расчленено по сланцеватости на блоки, испытывавшие при складчатости незначительные относительные перемещения. По химическому составу порода относится к гранит-липаритовому ряду (табл. 1, обр. № 440—1).

Оба тела ортогнейсов представляли собой мелкозернистые гипабиссальные образования, внедрение которых произошло еще до регионального метаморфизма и складкообразования. Возраст последнего этапа метаморфизма вмещающей толщи равен 356 ± 6 , 370 ± 7 млн. лет (определено по серициту и мусковиту, пробы № №1065, 1066).

Приведенные данные показывают, что на Северном Кавказе имеются интрузии основного и кислого состава, участвовавшие в герцинской складчатости и испытывавшие герцинский региональный метаморфизм (368—375 млн. лет). Роль этих интрузий в строении складчатого основания и в истории развития Северного Кавказа еще должным образом не оценена.

Таблица 1

пп	Номер образца	Кремнез	Окись титана	Глиноз	Окись железа	Закись железа	Окись марганца	Окись магния	Окись кальция	Окись натрия	Окись калия	P ₂ O ₅	пп	Сумма
1	721	48,28	3,20	12,00	3,64	13,06	0,21	5,44	8,98	2,04	0,84	0,28	1,80	99,8
2	59	52,96	—	13,37	2,42	6,20	0,12	8,17	9,61	2,91	1,64	—	2,00	99,94
3	434—9	53,52	2,27	13,35	4,93	8,90	0,2	3,35	5,45	3,86	1,28	1,04	1,68	99,90
4	430—1	65,88	0,44	15,83	1,62	0,57	0,05	1,31	2,87	5,28	2,52	0,32	3,02	99,72
5	440—1	70,53	0,28	15,48	1,35	0,40	0,06	0,75	0,98	5,60	2,40	0,13	1,68	99,61
6	Д—26	74,36	0,05	13,95	1,30	0,36	0,04	0,38	0,83	4,61	2,66	0,10	1,54	100,34
7	К—51	72,45	0,05	13,89	0,84	0,86	0,04	0,25	1,93	4,60	2,2	0,11	2,12	100,22
8	К—50	70,28	0,21	13,91	0,98	0,65	0,05	0,19	2,28	4,38	3,92	0,12	2,42	99,64

1 — амфиболит, р. Кубань, 2 — амфиболит, р. Худес, — 3 — биотитовый амфиболит, р. Баксан, 4 — альбитовый ортогнейс, р. Баксан, 5 — альбитовый ортогнейс, р. Баксан, 6 — 8 — порфирииды, рр. Кубань и Даут.

Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Севкавказгеолуправления

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Круть И. В., Кудрявцев В. Т., Лупанова Н. П., Плошко В. В., Магматизм Северного Кавказа и основные задачи обобщения по магматизму и геохронологии Большого Кавказа. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и метасоматизм» (Материалы Первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам) Изд-во ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.

- Греков И. И., Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я. Корреляционные схемы магматических и метаморфических комплексов Северного Кавказа. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и метасоматизм» (Материалы Первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам). Изд-во ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.
- Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). Ответственный редактор Г. Д. Афанасьев, изд-во «Наука», 1968.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия и Дигория). Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Кизевальтер Д. С., Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, том 2, Тр. Кавказск. экспед. ВАГТ и МГУ, Ставропольское книжн. изд-во, 1960.
- Моргунов Ю. Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. Вестник МГУ, геология, № 4, 1965.
- Надарейшвили О. Ш., О первичном генезисе, полиметаморфизме и возрасте кристаллических сланцев западной части Центрального Кавказа. Тр. Тбилисского гос. ун-та, т. 122, 1967.
- Потапенко Ю. Я. Об интрузивных залежах порфироидов в докембрийских отложениях Северного Приэльбрусья. Советская геология, № 1, 1967.
- Потапенко Ю. Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 187, № 1, 1969.
- Потапенко Ю. Я., Снежко В. А., Срабонян М. Х., Генезис и особенности минерального и химического состава лейкократовых гнейсов реки Аксаут (Северный Кавказ). В кн.: «Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе». Изд-во Ростовского ун-та, 1972.
- Снежко В. А., Снежко Г. Г., Петрохимические и геохимические особенности ортоамфиболитов Главного хребта (р. Баксан). Тезисы докладов IV конфер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
-

А. Я. ДУБИНСКИЙ, Н. А. МАЦЕНКО, Г. А. МИХЕЕВ, С. Н. ТИХОМИРОВ.

МАГМАТИЗМ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ В ПРЕДЕЛАХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Скифская плита располагается к югу от Украинского кристаллического щита, а восточнее Ростовского блока последнего по разлому контактирует с Донецкой складчатой системой. При этом необходимо отметить, что сказанное относится главным образом к герцинскому фундаменту плиты, достаточно резко отличающемуся как от щита, так и от названной системы. Среди различий отметим широкое развитие только в фундаменте плиты герцинских, видимо, субсеквентных интрузивных гранитоидов, а также встречающиеся значительно реже тела основного и ультраосновного состава. Синхроничные эффузивные образования в фундаменте плиты в пределах Предкавказья не установлены.

На поздней стадии герцинского периода (поздняя пермь—поздний триас) только здесь энергично проявилась вулканическая деятельность (липаритовая формация), завершившая геосинклинальное развитие на территории плиты. Образования данной формации на Северном Кавказе пока не установлены. Видимо, основным ареалом их распространения является Предкавказье.

По формационному составу отложения осадочного чехла Скифской плиты мало чем отличаются от разновозрастных пород Русской платформы и Северного Кавказа. Отличия заключаются в больших мощностях отдельных горизонтов чехла и отчасти в его структуре. Наибольшие же различия связаны с вулканической деятельностью, проявившейся преимущественно в пределах Скифской плиты в ранней юре и раннем мелу.

Сведения о магматических породах Скифской плиты основываются на материалах глубокого бурения и анализе результатов геофизических исследований.

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ПЕРИОДА

Гранит-гранодиоритовая формация (конец раннего—средний карбон)

Образования рассматриваемой формации представлены только интрузивными породами. Последние получили довольно широкое развитие на территории Предкавказья. Изучены Н. А. Маценко, Г. А. Ми-

хеевым, В. Г. Кривошеевым А. И. Летавиным, Г. П. Корневым, В. Н. Любофеевым, В. П. Чаицким, С. В. Богдановой и др. Породы формации выражены гранитами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами.

Вскрываются они на глубинах 2000—4000 м и глубже под отложениями мела, юры, триаса и перми. Среди них, по аналогии с данными по Северному Кавказу, выделяются породы двух типов — лабинский (плагиогранитоиды) и малкинский (граниты).

Плагиогранитоиды лабинского типа представлены серией комагматичных образований от плагиогранитов до кварцевых диоритов (тоналитов). Плагиограниты вскрыты скважинами в южной части современного Ставропольского поднятия (Надзорненская, Барсуковская, Урупская площади) и к западу от него (Ловлинская площадь). Отличаются от кварцевых диоритов большим содержанием кварца (35—40%) и меньшим биотита (5—8%). При калиевом метасоматозе обнаруживается микроклин (от единичных зерен до 15—20%). Микроклинизированные плагиограниты установлены к северу от названного поднятия (Ульяновская площадь) и к югу от него (Черкесская и Надзорненская площади).

Плагиограниты состоят из зонального плагиоклаза, изменяющегося от андезина в центральных частях до олигоклаза и альбита в краевых, биотита с зеленовато-бурым цветом плеохроизма, характерного для плагиогранитов Лабинского интрузивного комплекса в горной части Кавказа. К участкам развития чешуй биотита тяготеют многочисленные крупные кристаллы апатита, редкие метамиктные зерна циркона и бурого разложенного ортита.

Более позднее выделение микроклина по отношению к кварцу и плагиоклазу предполагает значительную одновременность их образования. Тот факт, что микроклинизация в плагиогранитах развита не повсеместно, а проявляется в контактах их с калиевыми гранитами малкинского типа, свидетельствует о ее генетической связи с последними. Исключительно наглядно это видно в обнажениях Даховского гранитного массива на р. Белой.

Тоналиты обнаружены скважинами в районе Ессентуков, к востоку от г. Минеральные Воды (скв. Северо-Нагутская № 14, Зольская № 1) к западу от Ставропольского свода (Соколовская, Привольненская площади), западнее г. Минеральные Воды (Кочубеевская и Первохерсонская площади), в районе г. Черкесска (скв. № 2), южнее г. Майкопа (Дагестанская площадь). Минеральный состав их: кварц (15—20%), плагиоклаз (55—60%), биотит (10—15%), роговая обманка (до 5%), иногда в небольшом количестве микроклин.

Плагиоклаз отличается высоким идиоморфизмом, зональным строением кристаллов — от андезина в центре до олигоклаза в краевых зонах. Нередко по периферии кристаллов развивается кайма из альбита. Кварц в виде неправильных выделений, выполняющих промежутки между кристаллами плагиоклаза, имеет волнистое погасание. Биотит характеризуется зеленовато-бурыми тонами плеохроизма, роговая обманка представлена обыкновенной разновидностью, большей частью разложена. С двумя последними минералами обычно ассоциируют кристаллы апатита. В выходах на поверхность сиенитоподобные разновидности кварцевых диоритов известны в районе уже упоминавшегося Даховского гранитного массива.

Форма тел плагиогранитоидного состава выясняется при анализе материалов бурения, а также карт аномального поля силы тяжести и магнитного поля. Это изометричные тела батолитообразной формы.

Среди них выделяются своими размерами в плане Соколовский и Северо-Нагутский массивы (соответственно западнее и восточнее г. Ставрополя), площадью около 1500 км², либо линейные, сильно вытянутые в общекавказском направлении. Наиболее крупными по площади среди последних являются Западно-Черкесский и Кавминводский массивы. Приурочены они к крайней северной части одной из крупнейших элементов герцинской структуры фундамента плиты — Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория [6]. Кавминводский массив простирается от меридиана г. Черкесска до нижнего течения р. Малки. По материалам детальной аэромагнитной съемки его можно проследить значительно далее на юго-восток, где он, видимо, следует вдоль субширотного течения р. Терек. В этом случае длина массива может превышать 300 км.

Тектоническая позиция плагиогранитоидов, видимо, соответствует каким-то тектоническим структурам, скорее всего положительным, но расположенным в непосредственной близости от синхроничных крупноградиентных областей погружения. Принимая более древний возраст плагиогранитоидов по отношению к гранитам малкинского комплекса [3], можно предположить, что ось названного горст-антиклинория ко времени внедрения малкинских гранитов сместилась на юг субпараллельно положению Кавминводского массива. Возраст плагиогранитоидов лабинского типа в Предкавказье прямыми данными не устанавливается [6].

На Северном Кавказе, в зоне Передового хребта галька этих пород обнаружена в базальных конгломератах толстобугорской свиты среднего карбона [3]; нижняя часть свиты соответствует верхней половине ниже-башкирского подъяруса общей шкалы. В последнее время согласно устному сообщению Л. Д. Чегодаева (г. Ессентуки, ноябрь 1974 г.), в зоне Передового хребта, на правом берегу р. Теберда, под толстобугорской свитой обнаружены более древние отложения, относимые к нижебашкирскому подъярусу (намюр «С»), формационный состав которых близок тому, что известен для верхнего подъяруса. На левом берегу той же реки удалось обнаружить нижненамюрские песчано-глинистые отложения (намюр «А»), также залегающие под толстобугорской свитой. Отложения верхнего намюра (намюр «В») в рассматриваемой зоне не установлены.

Отсутствие нижебашкирских отложений в известных разрезах толстобугорской свиты в зоне Передового хребта обычно рассматривается в качестве доказательства регионального перерыва в отложении. Однако, судя по их формационному составу, легче допустить широкое распространение нижебашкирских отложений. В то же время отсутствие их в известных разрезах можно объяснить блоковыми знакопеременными движениями, проявившимися перед отложением базальных слоев толстобугорской свиты, содержащих гальку плагиогранитоидов лабинского комплекса.

Если отсутствие отложений верхнего намюра в зоне Передового хребта является фактом, то можно предположить, что внедрение плагиогранитоидов произошло в позднем намюре, возможно и в начале башкирского времени. Такое предположение лучше согласуется с теми данными, которые известны севернее зоны Передового хребта.

В Предкавказье некоторые скважины обнаружили горячие контакты плагиогранитоидов с вмещающими отложениями карбона. Так, тоналиты Привольненской площади скарнировали турнейские известняки

[5]. Плагииграниты Соколовского, Северо-Нагутского и других массивов метаморфизовали каменноугольные сланцы и песчаники. Последние широко развиты в Светлоградской опущенной зоне, расположенной севернее уже упоминавшегося Карачаевско-Черкесского горст-антиклинария.

Возраст этих, местами претерпевших контактовый метаморфизм пород, судя по редким и скудным палеонтологическим находкам (фораминиферы, растительные остатки)), принимается нами как намюрский или намюр-раннебашкирский. Поскольку они прорываются плагиигранитоидами, то, по аналогии с зоной Передового хребта, где нами допущен поздненамюрский возраст плагиигранитов, каменноугольные породы Предкавказья должны быть отнесены к намюру или даже к нижнему его отделу.

Уровень нынешних знаний еще не позволяет со всей определенностью высказаться ни в отношении возраста осадочных толщ Предкавказья, ни в отношении возраста прорывающих их плагиигранитоидов. Добавим, что радиологические данные по Предкавказью, как впрочем и по зонам Передового и Главного хребтов, дружно показывают цифры гораздо более молодого возраста — 250 — 290 млн. лет, что находится в явном противоречии с приведенными геологическими критериями.

Граниты малкинского типа широко развиты в горной части Северного Кавказа, где они изучены наиболее полно (Малкинский, Белореченский и др. массивы). Большое развитие подобные герцинские граниты имеют и в фундаменте Предкавказья, где они устновлены глубокими скважинами либо предполагаются по материалам анализа аномальных физических полей.

Главными породобразующими минералами гранитов малкинско-го типа являются плагиоклаз, калинатовый полевой шпат, слюда. В разностях, близких к гранодиоритам отмечается роговая обманка. Содержание калинатового полевого шпата в гранитах достигает 25 — 35%. Представлен анортоклазом, промежуточным и максимальным микроклином. Калинатовый полевой шпат является главным компонентом лейкократовых и пегматоидных гранитов, получивших широкое развитие в северной части Предкавказья (Светлоградская опущенная зона). Представлен он здесь промежуточным микроклином и крипторешетчатым анортоклазом, реже встречается максимальный микроклин. Кристаллы калинатового полевого шпата переполнены включениями кварца и плагиоклаза. С первым он образует пегматоидные сростания, увеличивающиеся в количестве в пегматоидных гранитах. Микроклин подвержен интенсивной пертитизации в самых различных формах проявления.

В Светлоградской опущенной зоне бурением обнаружены пегматоидные граниты и пегматиты, получившие здесь широкое развитие по площади (Ульяновская, Тугулукская и Восточно-Джалгинская площади в северной части Ставропольского поднятия, Чограйская, Южно-Буйнакская и Кумбаторская площади в Восточно-Манычском прогибе). Их минеральный состав отличается от гранитного только незначительным содержанием темноцветных минералов. Структура типично пегматитовая, переходящая в микропегматитовую, напоминающую гранофировую.

Площадь отдельных гранитных тел, имеющих более или менее округлую форму, в общем меньшая, чем у описанных плагиигранитоидных. Наибольшими размерами (500 — 800 км²) в Светлоградской опу-

щенной зоне, видимо, отличаются Польский (южнее г. Ставрополя) и Чограйский (в районе одноименного водохранилища в Южной Калмыкии) массивы. Однако, в пределах Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория размеры гранитоидных тел превышают, те, что известны для Светлоградской зоны. Здесь отмечены весьма протяженные (300—500 км) гранитные тела (Фроловский массив), вытянутые в соответствии с простиранием вмещающего их горст-антиклинория. В верхнем течении р. Малки располагается громадный Малкинский гранитный массив. Об их тектонической позиции мы уже писали при рассмотрении плагิโอгранитоидов. В районе г. Майкопа бурением фиксируется наличие отдельных гранитных массивов, приобретающих антикавказские простираания, некоторые из них сложены пегматоидными гранитами (Майкопская, Тульская и др. площади).

Сказанное выше о возрасте плагิโอгранитоидов имеет отношение и к гранитам малкинского типа. Напомним лишь об относительно более молодом возрасте последних. Имеются указания [9] на обнаружение в конгломератах верхнего карбона и нижней перми обломков гранитов малкинского типа. Абсолютный возраст гранитов последнего близок к цифре, приведенной для плагิโอгранитоидов. Возможно, что это указывает на близкий возраст процессов, приведших к «омоложению» радиогенного калия.

Неоднократно описанные гипербазиты Малкинского массива нами не рассматриваются. Как уже сообщалось, скважинами подобные породы в Светлоградской погруженной зоне не вскрыты; в пределах Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория данные геофизических исследований указывают на возможное развитие новых крупных тел основного и ультраосновного состава в междуречье, Лабы и Кубани.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенные формации герцинского тектоно-магматического периода

Липаритовая формация (поздняя пермь-триас)

Рассматриваемая формация, входящая в состав фундамента Предкавказья, образовалась, как нам представляется, в завершающую стадию герцинского тектонического периода. Некоторые исследователи [2] относят эти образования к нижней части осадочного чехла. Такой же точки зрения ранее придерживались два первых автора настоящей статьи [4]. Породы липаритовой формации, равно как и все более молодые (юра, мел) вулканогенные образования Предкавказья, изучаются Н. А. Маценко, А. И. Рыбаковой, С. В. Богдановой, Г. П. Корневым, Е. С. Волхониной, Л. М. Савельевой, Ю. Ф. Мышковой и др.*.

В Предкавказье установлены многочисленные пункты распространения вулканогенных образований кислого состава, вскрывающие их глубокие скважины распространены в разных частях Предкавказья — от станций Екатерининской и Староминской (Канеловская площадь) на северо-западе до северной части Чечено-Ингушетии (Бурунная площадь) на юго-востоке.

* Пользуемся случаем выразить благодарность Л. Э. Алексеевой (ВСЕГЕИ) за многолетние ценные консультации, оказанные при петрографическом изучении коллекции Н. А. Маценко и А. Я. Дубинского.

Глубины вскрытия их варьируют в широких пределах — от 1200 м на северо-западе до почти 6000 м у северной границы Чечено-Ингушской АССР. Значительная дифференциация отмечается и при анализе мощностей вулканогенных толщ — от нескольких десятков метров до 1000 и более метров) скважины Тимашевская № 5 и Медведовская № 2 — севернее Краснодара, Березкинская № 1 и Бурунная № 1 — обе севернее г. Грозного). Они покрываются нижними горизонтами осадочного чехла (средняя юра; в случае ее отсутствия — верхняя юра или нижний мел).

Вулканогенные породы представлены липаритовыми, липарито-дацитовыми порфирами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами; по условиям образования выделяются породы эффузивной, субвулканической и, возможно, жерловой фации. Наибольшее распространение по площади имеют лавы и туфы липаритовых порфиров, а среди них продукты эксплозивной субфации. По мощности преобладают туфы, среди которых наибольшим развитием пользуются литокристаллокластические и кристаллокластические разности. Излияния лав и выбросы пирокластического материала происходили из вулканических аппаратов центрального типа.

Лавы и туфы липаритовых порфиров выделяются нами в урожайненскую свиту; строение ее неодинаково. В северной части Восточно-Манычского прогиба наблюдается сложное переслаивание туфов с вулканогенными аргиллитами, левролитами и песчаниками, а южнее в районе Ачикулака и с карбонатными породами. В местах развития наибольшей мощности урожайненской свиты она сложена переслаивающимися лавами и туфами липаритовых порфиров. Местами (Зурмутинские, Березкинская и другие скважины) в верхней части свиты выделяются зурмутинские слои, содержащие наряду с обуглившимся растительным детритом вулканогенный материал кислого состава. Общая мощность отложений урожайненской свиты в Восточно-Манычском прогибе 200—400 м, реже до 500 м, в Тимашевском и Курском прогибах (структуры фундамента северных крыльев Предкавказских краевых прогибов), видимо, превышает 1300 м. Дайковый комплекс урожайненской свиты распространен на разных участках Предкавказья, несколько шире в Северо-Западном (Челбасская площадь) и Центральном (Октябрьская площадь) Предкавказье, где скважинами обнаружены гранит - порфиры и плагиогранит-порфиры.

Возраст вулканогенных пород урожайненской свиты и подчиненных им красноцветных и карбонатных отложений вероятнее всего триасовый. В местах мощного развития эта осадочно-вулканогенная толща залегает на красноцветах, аналогичных тем, что входят в ее состав. Содержащиеся в них остатки харофитов указывают на принадлежность подстилающих свиту красноцветов к верхнему триасу. Породы урожайненской свиты также могут быть отнесены к верхнему триасу. С этим согласуются и радиологические данные, показавшие значения 180 — 214 млн. лет.

Необходимо отметить, что туфы кислого состава небольшой мощности установлены в последние годы в Восточно-Манычском прогибе (скв. № 8 Зимняя Ставка) и в более древних отложениях (верхняя пермь). Вулканическая деятельность в триасе отмечена также для Мангышлака. Сказанное не позволяет принять ааленский возраст мощных вулканогенных отложений, вскрытых в скв. № 2 Медведовской, допускающимся по аналогии со свитой Индюк Северо-Западного Кавказа.

Образование осадочно-вулканогенной урожайненской свиты, как об этом уже сообщалось, происходило на завершающей стадии герцинского геосинклинального периода. Переход же к платформенным условиям наметился в лейасе и широко распространился затем на всю территорию Предкавказья в средней юре.

Заметна определенная приуроченность фаций вулканогенных пород разного состава к структурным формам орогенной стадии герцинского тектогенеза. Дайковый комплекс проявился преимущественно в местах, где триасовые отложения сложены в складки. Области максимального накопления кислых пород урожайненской свиты связаны с упоминавшимися крупными отрицательными структурами в поверхности фундамента, отвечающими прогибам каменноугольного времени (Тимашёвский и Курский прогибы); меньшие мощности известны в частных депрессиях Восточно-Маньчжского прогиба (Надеждинской и Ачикулакской).

Важно отметить, что вулканогенные образования урожайненской свиты (липариты и их туфы) обнаружены только в пределах развития пород герцинского фундамента Скифской плиты. В Донецкой системе ни туфы, ни лавы кислого состава не обнаружены; не установлены здесь и гранитоиды герцинского периода, столь широко распространенные в Предкавказье, к югу от названной системы.

По наличию гранитоидов и вулканогенных пород урожайненской свиты можно трассировать границу между Донецкой системой и герцинидами Предкавказья. Насколько нам известно, кислые породы урожайненской свиты не установлены и на Северном Кавказе. Таким образом, эти вулканогенные образования могут рассматриваться среди прочего и в качестве критерия для определения границ фундамента Скифской плиты по отношению к соседним тектоническим регионам.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Среди них выделяются: андезитовая (раннеюрская) и трапповая (ранне-меловая) формации.

Раннеюрская андезитовая формация

Ранее в состав урожайненской свиты нами включались андезитовые и реже диоритовые порфириды и их спорадически встречаемые пирокластические дериваты. На некоторых участках эти вулканогенные образования налегают на разные горизонты пород липаритовой формации (Андрей-курганская, Подсолнечная, Бурунная площади), а местами непосредственно налегают на невыветрелые дислоцированные породы карбона (Отказненская, Александровская площади северо-западнее г. Буденновска). Нередко породы среднего и основного состава рвут отложения карбона, триаса, в том числе и образования липаритовой формации.

Залегание средних и основных вулканогенных пород на размытой поверхности отложений урожайненской свиты, их интрузивные контакты с последней (скв. № 3 Урожайненская), а также радиологические данные (140—160 млн. лет) не оставляют сомнений в относительно более молодом возрасте рассматриваемых вулканогенных образований. Мощность вулканогенных пород среднего—основного состава редко превышает 100—200 м.

Состав и общее сходство тектонической обстановки сближает их со средне-позднелейасовой вулканогенной толщей Кубано-Тебердинской части Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория, относимой к андезитовой формации. Возможно, что здесь мы имеем дело с синхронными образованиями, но для такого предположения требуются дальнейшие исследования. Добавим, что в Северо-Западном Предкавказье (Ейский полуостров) и вдоль южной границы Донецкой системы также установлены породы аналогичного состава, но только в жильном залегании. На их размытую поверхность налегают аргиллиты и известняки байоса или мела.

Относительно более молодыми вулканогенными породами Предкавказья являются дайки диабазов и диабазовых порфиритов, а также плагиопорфиров, рвущие породы верхнего триаса (Северо-Западное Предкавказье — Крыловская, Каневская, Челбасская площади). В Восточном Предкавказье также в виде даек известны аналогичные порфиры, рвущие андезитовые порфириты лейаса (скв. № 14 Мектебская восточнее г. Буденновска). Близкие ассоциации пород среднего состава, а также рвущих их гранит-порфиров описаны в их естественных выходах в южной части Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория [10].

Раннемеловая (Апт-альбская) трапповая формация выявлена на ряде площадей Предкавказья, преимущественно в его западной и юго-западной частях. Среди отложений апта-альба здесь установлены покровы базальтов. Большое развитие они получили в районе южнее и юго-восточнее г. Армавира (площади Армавирская, Александровская, Трехсельская, Южно-Советская, Бескорбненская и др.).

По составу это андезито-базальты и базальтовые порфириты. Структура их интерсертальная, текстура миндалекаменная. Эти темно-зеленые или фиолетовые породы состоят из лейст плагиоклаза, зерен моноклинного пироксена, измененного оливина и основного вулканического стекла. Миндалины размером до 10 мм выполнены халцедоном, хлоритом и карбонатом. По условиям образования преобладают потоки, как результат подводных извержений. Мощность потоков достигает 300 м. Пирокластические разности базальтов имеют подчиненное значение. В последнее время базальтовые потоки небольшой мощности (до 50 м) установлены на западном склоне современного Ставропольского поднятия (Расшеватская площадь, скв. №№ 130 и 131) и к югу от него (скв. № 17 Надзорненская).

ЛИТЕРАТУРА

- Балицкий В. С., Чаицкий В. П., Новые данные о древних гранитоидах в южной части Западного Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1964.
- Бурштар М. С., Мышкова Ю. Ф., Швембергер Ю. Н. Осадочно-вулканогенный комплекс (верхний триас—нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1973.
- Греков И. И., Лунев А. Л., Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снемко Е. А., Срабонян М. Х. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1969.
- Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты. «Сов геология», № 8, 1965.

- Дубинский А. Я., Мациенко Н. А., Москалева В. Н., О погребенной позднепалеозойской зоне скарнирования в фундаменте Центрального Предкавказья. ДАН СССР, т. 163, № 3, 1965.
- Дубинский А. Я., Михеев Г. А., Мациенко Н. А., Кривошеев В. Г. Гранитоиды герцинского фундамента Предкавказья и их сопоставление с гранитоидами Северного Кавказа. «Сов. геология», № 7, 1969.
- Корнев Г. П. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. В сб-ке «Особенности геол. стр. и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». «Наука», 1965.
- Корнев Г. П., Любофеев В. Н. Петрология верхнепалеозойских гранитоидных интрузий Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1973, 6 стр. с илл.
- Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снежко Е. А. О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа. Изв. ВУЗов, «геол. и разв.», № 2, 1975.
- Потапенко Ю. Я. К вопросу о возрасте нижнеюрских вулканогенных образований в верховьях р. Кубани. «Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа», в. X, 1962.
-

А. Г. ДОЛГИХ

МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В истории мезокайнозойского магматизма Северного Кавказа четко выделяются 2 этапа: киммерийский и альпийский. Для киммерийского этапа характерно образование магматических формаций доорогенных стадий развития региона; кератофировой (андезито-дацитово́й), андези́то-дацито-липаритовой, диабазовой (спилито-диабазовой), диабаз-порфиритовой, габбро-диабазовой и габбро-диорит-плагиогранитной. Альпийский этап выразился в интенсивном проявлении магматизма поздней, орогенной стадии развития региона с образованием гипабиссальной гранит-гранодиоритовой и наземно-вулканогенной андези́то-дацито-липаритовой формаций.

Проявления мезокайнозойского магматизма Северного Кавказа образуют естественные ассоциации эксплозивных (туфы, трубки взрыва), эффузивных (покровы) и интрузивных (силлы, дайки, лакколитообразные тела), либо только интрузивных образований, которые в соответствии с принципами, изложенными в монографии Ю. А. Кузнецова (1964), целесообразно объединять в магматические (эффузивно-интрузивные, либо интрузивные) комплексы. Магматические образования выделяемых в пределах рассматриваемого региона комплексов обычно четко обособлены друг от друга в возрастном отношении, характеризуются пространственной разобщенностью областей их максимального развития, многофазностью формирования, а также структурными, петрографическими, петрохимическими и минералогическими особенностями слагающих их пород. Предпринятая попытка расчленения на комплексы магматических образований мезокайнозойского возраста Северного Кавказа опирается на результаты многолетнего их изучения большим коллективом геологов Северо-Кавказского территориального геологического управления, в том числе автором. Кроме того, при составлении схемы развития мезокайнозойского магматизма региона были использованы работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1896), Д. С. Белянкина (1914), Л. А. Варданянца (1932, 1956), А. П. Лебедева (1950), Г. Д. Афанасьева и др. (1971), Н. Д. Соболева и др. (1959), Г. С. Дзюценидзе (1948, 1963), Г. П. Корнева (1965), М. Г. Ломизе (1969), А. М. Борсука (1963), Г. А. Михеева (1965), Е. Е. Милановского (1960) и многих других.

Первым проявлением киммерийского этапа развития магматизма явилось образование спилито-кератофировой формации в Ейско-Березанском районе Западного Предкавказья, совпавшее с возникновением

здесь в позднем триасе грабенообразного прогиба. Отсюда в раннем и среднем лейасе магматизм распространился на территорию Большого Кавказа. Для ранне-среднелейасовых магматических образований характерны фациальное разнообразие, а также пестрота петрографического состава и химизма слагающих их пород, что обусловлено разнообразием тектонической обстановки, проявившейся в пределах рассматриваемого региона.

На территории Северного Кавказа выделяются следующие магматические комплексы ранне-среднелейасового возраста:

1. Дарьяльский (раннелейасовый)
2. Ассинский (плинсбахский)
3. Дигоро-Осетинский (ранне-среднелейасовый)
4. Домбайский (ранне-среднелейасовый)
5. Авадхарский (ранне-среднелейасовый)
6. Маринский (ранне-среднелейасовый)

К дарьяльскому комплексу отнесены туфы, покровы и силлы метаморфизованных пород типа кератофиров и альбитофиров по андезитовым и липаритовым порфирам, развитые в породах кистинской свиты к югу от Бурон-Ларского разлома. Продуктами раннелейасового вулканизма являются также туфы альбитофиров, описанные Л. А. Варданянцем в бассейне р. Дид-хеви (Северная Кахетия).

Ассинский комплекс объединяет туфы диабазов, покровы шаровых лав спилитов, силлы диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, местами с линзами серпентинитов по пикритам, развитые в породах циклаурской свиты к югу от Бурон-Ларского разлома в Северной Осетии и Грузии. Отсюда плинсбахский эффузивно-силловый пояс с перерывами прослеживается к юго-востоку вплоть до р. Чельты (Северная Кахетия), а к северо-западу — до бассейна р. Шахе (Краснодарский край). К этому комплексу относятся также дайки уралитизированных диабазов и диабазовых порфиритов субширотного и северо-западного простираения, прослеживающиеся в виде пояса от горного массива Махис-Магали на востоке до верховьев р. Пшеха на западе.

Магматические образования дигоро-осетинского комплекса представлены покровами лав и лавобрекчий, туфами и туфобрекчиями кератофиров и альбитофиров по андезитовым порфиритам, дацитовым и липаритовым порфирам. Они залегают среди осадочных образований ранне-среднелейасового возраста к северу от Бурон-Ларского разлома и прослеживаются от Дарьяльского ущелья на востоке до верховьев р. Харесс на западе. Дайки и штокообразные тела кератофиров, относимые к данному комплексу, обнажаются в нижнем течении р. Архон, а также в долинах рр. Ардон и Садон.

Локально развитые в ранне-среднелейасовых расланцованных аргиллитах Архызско-Клычской депрессии (истоки р. Теберда) силлы андезитовых, дацит-андезитовых порфиритов и габбро-диабазов, а также покров лавобрекчий андезитовых порфиритов, по-видимому, следует объединять в самостоятельный домбайский эффузивно-интрузивный комплекс.

К авадхарскому комплексу относятся туфы и туфобрекчии, лавы и лавобрекчии, а также силлы и дайки андезитовых порфиритов и кварцевых кератофиров, местами — силлы диабазов. Выходы этих пород прослеживаются в виде узкой полосы от истоков р. Санчаро- к северо-западу в верховьях рр. Лашипсе, Авадхара, Мзымта, Пслух и Лаура (Чугушко-Аджарская структурно-фациальная зона).

В Маринский эффузивно-интрузивный комплекс объединяются туфы, покровы, дайки, трубки взрыва, силлы, лакколитообразные и, возможно, штокообразные тела различного петрографического состава, — от андезито-базальтовых порфиритов до липаритовых порфиров, — развитые в Лабино-Малкинской зоне. Любопытно отметить, что последовательность формирования магматических образований данного комплекса была различной в разных районах их развития.

В истоках р. Подкумок тела изверженных пород образовывались в следующей последовательности:

1. Покров, силлы и дайки андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов.
2. Пластообразные и штокообразные тела липаритовых порфиров.
3. Трубка взрыва, сложенная туфобрекцией андезитовых порфиритов и липаритовых порфиров.
4. Пластообразные, штокообразные и жилообразные тела липаритовых порфиров.
5. Дайки и жилы эруптивных брекчий смешанного состава.
6. Тело сложной, близкой к лополитообразной формы андезито-дацитовых порфиров.

В долине р. Мара наблюдаются караваеобразные, лакколитообразные тела, сложенные языками липаритовых и дацитовых порфиров, дацито-андезитовых, андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов (перечислены в порядке последовательности их образования). Обособленное положение занимает покров лавобрекчий андезитовых порфиритов, андезито-дацитовых и дацитовых порфиров, обнажающийся вблизи русла р. Мара.

Тела изверженных пород маринского комплекса залегают в верхах разреза угленосной хумаринской свиты ранне-среднелейасового возраста и трансгрессивно и несогласно перекрываются песчаниками себельдинской свиты (средний тоар-аален по К. О. Ростовцеву).

Магматические образования дарьяльского, дигоро-осетинского, домбайского, авадхарского и маринского комплексов в целом, по-видимому, можно отнести к ранне-среднелейасовой андезито-дацито-липаритовой, а ассинского — к диабазовой или спилито-диабазовой формациям.

В тоаре магматизм проявился локально в Курдуло-Джурмутском районе Южного Дагестана и в соседних районах Азербайджана и Грузии (Центральная структурно-фациальная зона по Г. И. Иванову и др.). Здесь, к северу от Ахтычайского разлома, развиты покровы шаровых лав спилитов, долеритов и диабазов, силлы долеритов, вариолитов, диабазов и габбро-диабазов, дайки диабазов и диабазовых порфиритов, реже туфы диабазов. Они объединены в мачхалорский (позднегоарский) эффузивно-интрузивный комплекс.

Широко проявился на территории Северного Кавказа ааленский магматизм. Его продукты объединяются в гойтхский и диндидагский эффузивно-интрузивные комплексы. К первому относятся следующие магматические образования, обнажающиеся в пределах Гойтхско-Ачишхинской зоны Северо-Западного Кавказа:

1. Лавы, туфобрекчии и туфы спилитов, диабазов и диабазовых порфиритов чаталтапинской свиты раннеааленского возраста. Интрузивные образования представлены дайками и пластовыми телами диабазов, диабазовых и андезитовых порфиритов.
2. Лавы, лавобрекчии, туфы и туфобрекчии липарито-дацитовых порфиров нижней подсвиты свиты г. Индюк. Интрузивные образова-

ния представлены пластовым телом липарито-дацитовых порфиров, а также дайками гранит- и липарит-порфиров.

3. Лавы, лавобрекчии, туфы и туфобрекчии диабазовых порфиров верхней подсвиты свиты г. Индюк. Интрузивные их аналоги представлены, по данным Г. П. Корнева и других исследователей, дайками, пластовыми и небольшими сложной формы телами диабазов, диабазовых порфиров и габбро-диабазов.

К диндидагскому (позднеааленскому) комплексу отнесены следующие магматические образования:

1. Покровы подушечных и шаровых лав спилитов и диабазов и силлы диабазов и габбро-диабазов, местами содержащие линзы серпентинизированных пикритов и пикрито-диабазов. Они залегают в низах разреза терригенно-осадочной толщи позднего аалена, обнажающейся к югу от Ахтычайского разлома в Южном Дагестане, и с перерывами прослеживаются от долины р. Гдымчай на юго-востоке до долины р. Чамра-дере на северо-западе.

2. Силлы диабазов и габбро-диабазов, обнажающийся в междуречье Чашури-Риони (Грузия) среди пород бусарчилльской свиты ааленского возраста.

3. Силлы диабазов и габбро-диабазов, дайки диабазов, покров шаровых лав спилитов и диабазов, а также лакколитообразные тела липарит-порфиров Чегем-Черекского района.

4. Лакколитообразное тело липарит-порфиров и дайка долеритов в районе г. Караул-тубе.

5. Мощная серия даек диабазов, долерито-диабазов и диабазовых порфиров, прослеживаемая от р. Усухчай в Южном Дагестане до истоков рр. Белая и Пшеха в Краснодарском крае. В долине р. Ахтычай и верховьях р. Джоахор (Южный Дагестан) обнажаются гранит-порфиры, слагающие центральные части сложных даек. Периферические части последних в бассейне р. Ахтычай сложены кварцевыми диабазами, а в верховьях р. Джоахор — диабазовыми порфиритами. Кроме того, в Южном Дагестане отмечены дайки оливиновых диабазов, а на территории Центрального Кавказа, в зоне Главного хребта — дайки андезитовых порфиров.

Простираание указанных даек, в основном, северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное и субширотное, т. е. ориентировка их является косой или поперечной по отношению к направлению важнейших тектонических структур региона и к простираанию даек плинсбахского возраста.

6. Дайки андезитовых и андезито-базальтовых порфиров, пересекающие магматические образования маринского комплекса и перекрывающие их осадочные породы себельдинской свиты.

Наряду с ассинским и махалорским, диндидагский комплекс является составной частью единой ранне-среднеюрской диабазовой (спилито-диабазовой) формации Большого Кавказа. Характерными ее особенностями являются значительное преобладание интрузивных образований над эффузивными, а также более раннее формирование горизонтов туфогенных пород по отношению к покровам шаровых лав. Эти особенности резко отличают рассматриваемую спилито-диабазовую формацию от байосской диабаз-порфиритовой формации Закавказья.

Байосский магматизм исключительно широко проявился в пределах Закавказского срединного массива и южного склона Главного

хребта. На Северо-Западном Кавказе магматические образования байосской диабаз-порфиритовой формации (мзымтинский комплекс) развиты в Чвежипсинско-Анбгинской, Ахцу-Қацирха и Абхазской тектонической зонах. К ней относятся туфы, туфобрекчии, туфолавы, покровы шаровых лав и лавобрекчий авгитовых, плагиоклазовых и спилитовых порфиритов, а также пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов и дайки пород аналогичного состава. В зоне Главного хребта Центрального Кавказа дайки диабазов и диабазовых порфиритов байосского возраста не обнаружены. На территории Южного Дагестана к байосскому комплексу отнесены дайки диабазов, пересекающие дайки диабазов и диабазовых порфиритов тоарского и ааленского возраста.

В Чегем-Черекском районе в байосе отмечаются два горизонта туфов кератофиров, силлы кератофиров (местами до ортофиров) и диабазовых порфиритов, а также маломощный покров шаровых лав порфиритов андезито-базальтового состава. Они объединяются в хуламский эффузивно-интрузивный комплекс (байосская диабаз-порфирит-кератофировая формация?).

Завершает магматизм ранней стадии киммерийского этапа развития региона формирование пластовых тел габбро-диабазов и диабазов со щелочным уклоном, развитых в районе хр. Аибга, г. Козырка, долине р. Псоу и на левом склоне долины р. Мзымта в пределах Чвежипсинско-Анбгинской структурно-фациальной зоны Северо-Западного Кавказа. Они имеют, судя по совокупности геологических данных, раннебайосский возраст и выделяются в анбгинский интрузивный комплекс (габбро-диабазовая формация).

Соскладчатыми или близкими по возрасту к предкелловейской фазе складкообразования являются магматические образования эзерского (санчаро-кардывачского) интрузивного комплекса. В его состав входят массивы габбро-диоритов-кварцевых диоритов и плагиогранитов, развитые от долины р. Цей на востоке до долины р. Мзымта на западе. Контролируются они системой разрывов «Главного надвига». Жильная серия комплекса представлена аплитами, гранит-аплитами, гранит-порфирами, изредка пегматитами.

Наблюдения показывают, что формирование массивов пород эзерского комплекса происходило, вероятнее всего, путем дробления, расплавления, ассимиляции и замещения гранитоидной магмой изверженных и метаморфических пород домезозойского возраста, а также осадочных и магматических образований лейаса и доггера, в том числе тел диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов. В связи с этим петрографический и химический составы рассматриваемых массивов обнаруживают прямую зависимость от состава вмещающих их пород. По набору пород эзерский интрузивный комплекс отвечает габбро-диорит-плагио-гранитной формации Ю. А. Кузнецова.

В поздней юре и раннем мелу на территории Северного Кавказа устанавливается относительное затишье в тектонической и магматической деятельности. В сеномане происходит новая вспышка магматизма во флишевом прогибе южного склона Главного хребта. Здесь в сеноманских осадочных образованиях широко развит пирокластический материал основного состава. В бассейнах рр. Шахе, Лоо и Агва в сеномане местами обнажается покров шаровых лав базальтовых порфиритов. Некоторыми исследователями (А. М. Борсук, Ч. Б. Борукаев и

др.) в указанных районах описаны субвулканические тела порфиритов, но их фациальная принадлежность продолжает оставаться спорной. Небольшие интрузивные тела диабазов и диабазовых порфиритов обнаружены среди известковистых глин и мергелей альба в долинах рр. Чвежипсе и Медовеевка. Указанные магматические образования объединяются в головинский (сеноманский) интрузивно-эффузивный комплекс (базальт-порфиритовая формация?).

К меловым магматическим образованиям условно отнесены дайки диабазов и диабазовых порфиритов, пересекающие массивы и жилы пород различного состава эцерского комплекса в бассейне р. Цея, истоках рр. Аксаут, Санчаро, Лаштрак, в районе оз. Кардывач и других районах. Их, по-видимому, следует сопоставлять с проявлениями раннемелового (апт-альбского) магматизма в Закавказье и Западном Предкавказье и позднемелового (сеноманского) магматизма Закавказья.

Достоверных сведений о магматизме в позднесеноманское-донеогеновое время на территории Северного Кавказа не имеется. Орогенная стадия альпийского тектоно-магматического цикла охарактеризовалась формированием гипабиссальной гранит-гранодиоритовой формации неогенового возраста (Станкевич, 1968). Формация объединяет следующие интрузивные комплексы:

1. Теплинский
2. Тырныаузский
3. Кавминводский.

В состав теплинского комплекса входят штокообразные тела гранодиоритов, реже дацитовых порфиров, а также дайки и жилы андезитобазальтов, андезито-дацитов, гранодиорит- и гранит-порфиров, лейкократовых гранитов, гранит-аплитов и аплитов. Отмечены также эксплозивная эруптивная брекчия (истоки р. Суарком) и трубка взрыва (р. Сангутидон), сложенные обломками пород дацитового состава. Ареал распространения магматических образований теплинского комплекса охватывает горные районы Северной Осетии, Кабардино-Балкарии и соседние районы Грузии. Несколько обособленно располагаются небольшие массивы гранодиорит-порфиров теплинского комплекса в районе г. Калько (Хевсуретия).

Тырныаузский гипабиссальный интрузивный комплекс объединяет штокообразные тела лейкократовых гранитов, массив эльджуртинских гранитов и экструзивные тела липаритовых порфиров.

Кавминводский комплекс представлен лакколитами и бисмалитами гранодиорит- и граносиенит-порфиров, а также кварцевых сиенит-порфиров (по Н. Д. Соболеву).

В позднем плиоцене и вплоть до голоцена центральные части горного сооружения Большого Кавказа были охвачены интенсивной вулканической деятельностью. В Эльбруско-Чегемской области происходят извержения лав и туфолав липаритов, липарито-дацитовых, дацитовых, меньше андезито-дацитовых порфиров, формируются тела игнимбритов и небольшие лакколиты, штоки и дайки того же состава. В Казбекской области серия вулканов извергает потоки лав преимущественно андезито-дацитового состава. Эти продукты вулканической и субвулканической деятельности объединяются в эльбруско-казбекский интрузивно-эффузивный комплекс (наземно-вулканогенная андезито-дацито-липаритовая формация).

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А. и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горноскладчатой системы). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Белянкин Д. С. Геологическая карта по линии Архотского тоннеля. В сб. «Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет». СПб, 1914.
- Борсук А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 86, 1963.
- Варданянц Л. А. Очерк геологии ущелья р. Дид-хеви в Кахетии. Изв. Всесоюз. геологоразв. объединения, вып. 98, Л., 1932.
- Варданянц Л. А. Нижнеюрский вулканизм Клухоро-Маринского района (Центральный Кавказ). Материалы по геол. и пол. ископ., ч. I, вып. 8, ВСЕГЕИ, 1956.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С., Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Корнев Г. П. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. В кн. «Особенности геол. строения Предкавказья». Изд-во «Недра», 1965.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 113 (№ 33), 1950.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая часть геологического исследования через Архотский перевал. В кн. «Через Главный Кавказский хребет», СПб., 1896.
- Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.
- Михеев Г. А. Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаута, Большого Зеленчука и Лабы. «Сов. геология», № 9, 1965.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории Альпийской геосинклинальной области юга СССР. «Сов. геология», № 4, 1960.
- Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А. и др. Неогеновые интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Тр. ВИМС, нов. сер., вып. 3, Гостеолтехиздат, 1959.
- Станкевич Е. К. Гранит-гранодиоритовая формация малых глубин Центрального Кавказа. В сб. «Тезисы докл. III конфер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа», Ессентуки, 1968.

УДК.552.3:552.321.3

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ, Л. П. КИРИЧЕНКО

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ АНДЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКОЙ ГРЯДЫ

Вулканическая Выгорлат-Гутинская гряда — крупное самостоятельное геологическое образование, в виде хребта протянувшееся через всю Закарпатскую область УССР и заканчивающееся на северо-западе в Чехословакии и на юго-востоке в Румынии. Она состоит из ряда слившихся крупных полигенных вулканов плиоценового возраста и представляет собой классический пример позднеорогенного вулканизма, проявившегося после образования Карпатского складчатого сооружения. Общая протяженность вулканической гряды около 200 км, на территории СССР, примерно, 100 км. Сложена разнообразными плиоценовыми вулканическими породами и пирокластами щелочноземельного ряда при резком преобладании андезитов и андезито-базальтов. Локальным распространением пользуются кислые вулканические купола и основные субвулканические тела.

Центральная часть Выгорлат-Гутинской гряды, в отличие от всего сооружения, протягивается в меридиональном направлении. Известна под названием хребет Великий Шоллес. Протяженность хребта 18 км при ширине от 5 до 10 км. Хребет воздымается над Тиссенской равниной и широкими долинами Боржавы и Рики на 500—600 м. Характеризуется несимметричным поперечным профилем — восточный склон крутой, до обрывистого, западный пологий, с хорошо выраженной полой предгорий.

В тектоническом отношении хребет Великий Шоллес является своеобразным звеном вулканической гряды и разделяет разновозрастные части Закарпатского прогиба — Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины (рис. 1). Сложен довольно мощной (до 700 м) плиоценовой лавопирокластической толщей пород андезитовой формации. Лежат они на фундаменте из осадочных отложений паннона сармата и более древних горизонтов миоцена. Нижняя часть вулканической толщи переходит в среднеплиоценовые угленосные песчано-глинистые отложения ильницкой свиты Иршавской котловины. Самые верхние части вулканогенной толщи сложены базальтами и андезито-базальтами, выделенные В. С. Соболевым и др. (1955) в бужорскую свиту позднего плиоцена.

Геологическое строение хребта, несмотря на его небольшие размеры, довольно сложно. Вулканогенная толща характеризуется значительной изменчивостью составляющих фаций по простиранию и падению. В целом это моноклинально залегающая слоистая лавопирокла-

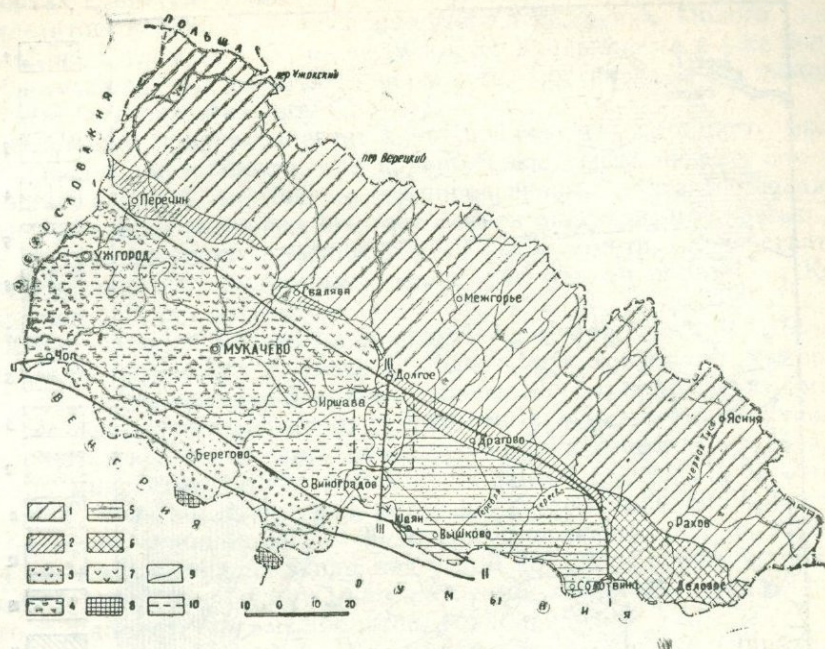


Рис. 1. Схема структурно-фациального и тектонического расчленения Закарпатского прогиба. По материалам С. М. Спитковской и др. (1969) с использованием данных С. В. Расточинского (1966), Э. А. Лазаренко, В. Гнилко, В. Н. Зайцевой (1968), А. В. Чекунова и др. (1969).

1 — флишевые Карпаты; 2 — Утесовая зона; 3 — Закарпатский прогиб; 4 — Чоп-Мукачевская впадина; 5 — Солотвинская впадина; 6 — Раховский кристаллический массив; 7 — плиоценовая андезитовая формация (вулканическая Выгорлат-Гутинская гряда); 8 — Паннонский срединный массив; 9 — разломы; I — Закарпатский глубинный разлом; II — Припаннонский глубинный разлом; III — меридиональный глубинный разлом плиоценового заложения. 10. — Центральная часть Выгорлат-Гутинской гряды.

стическая толща, полого (под углом $10-20^\circ$) наклоненная на запад (рис. 2); состоит из пирокластов и подчиненных им покровов и потоков лав андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава. Весьма специфичны экструзивные массивы, сложенные породами кислого состава в Центральной части Великого Шоллеса. Один из них располагается на западном склоне (Мало-Раковецкий массив), второй — на восточном (Кошелевский массив). Впервые изучены О. Н. Горбачевской, В. С. Соболевым и др. (1947); В. С. Соболевым и др. (1955). Сложены флюидальными липаритами и липарито-дацитами, краевые части — обсидианом, иногда сменяющимся обсидиан-перлитовым стеклом. Наличие в обоих массивах участков крутой и пологой флюидалности, обилие брекчиевых лав и ксенолитов вмещающих пород дают основание считать, что мы имеем дело с группой слившихся куполов. По своей природе это экструзивные купола, образовавшиеся путем выжимания вязкой лавы, застывшей перед выходом на поверхность.

Самый крупный покров хр. Великий Шоллес прослеживается вдоль его восточного подножья на расстоянии около 10 км. Значительна и его мощность, меняющаяся от 20 до 30 м. Залегает на разных

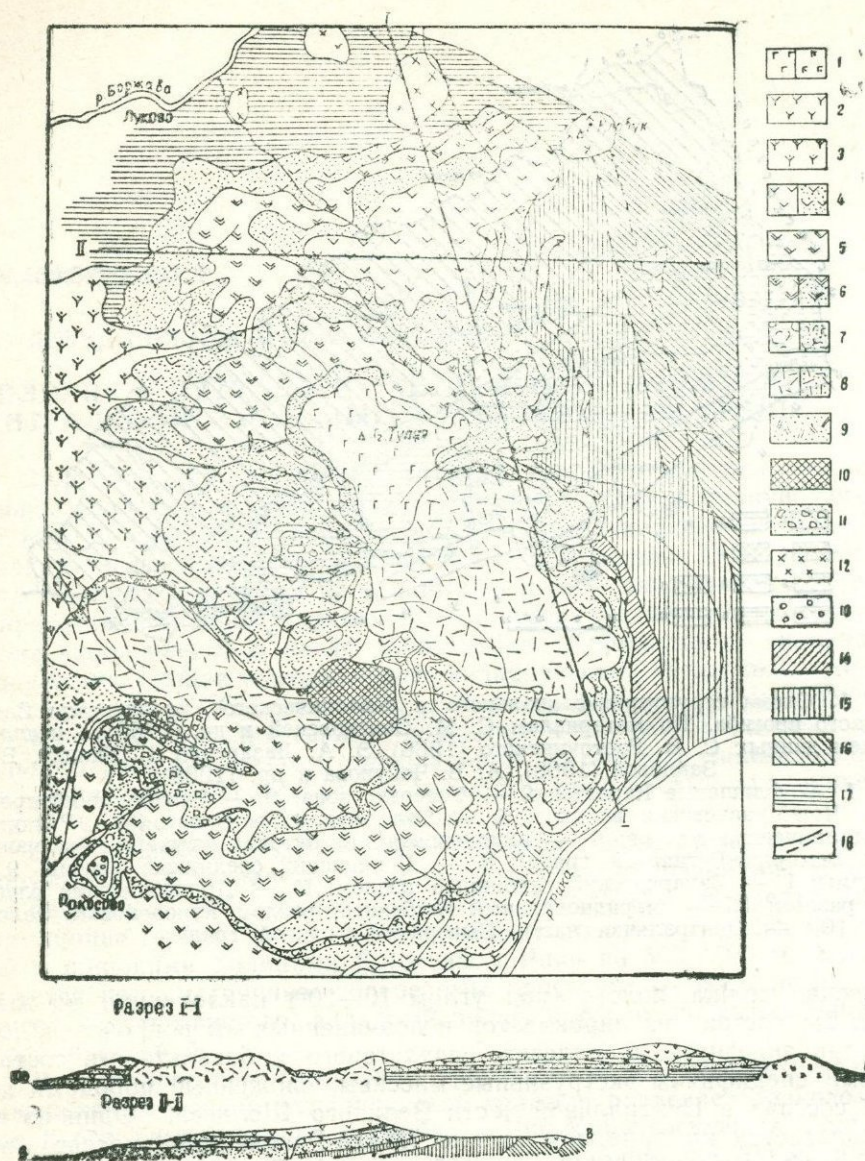


Рис. 2. Схематическая геологическая карта хребта В. Шоллес. Составили В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко и Н. Н. Макаров с использованием материалов О. Н. Горбачевской.

1 — однородные базальты и базальты с ксенолитами; 2 — андезито-базальты; 3 — андезитовые базальты с ксенолитами; 4 — нерасчлененные андезиты и их туфы; 5 — гиперстеновые андезиты; 6 — двупироксеновые андезиты; 7 — дациты и их туфы; 8 — липариты, липарито-дациты и их туфы; массивы: а — Кошелевский; б — Мало-Раковецкий. 9 — спекшиеся туфы липаритов; 10 — участки вулканогенной толщи, измененные фумарольно-сульфатарной деятельностью; 11 — отложения ископаемых грязевых потоков; 12 — диоритовые порфириты; 13 — плейстоценовые аллювиальные галечники; 14 — глины, песчаники, галечники и туффиты кошелевской и изовской свит — пannonские отложения; 15 — терригенные отложения сарматского яруса с горизонтами кислых туфов; 16 — терригенные отложения торгонского яруса; 17 — нерасчлененные отложения миоцена; 18 — флюиальность, первичная трещиноватость, слоистость и их углы наклона; 19 — разломы, установленные и предполагаемые; 20 — краевая часть липаритовых куполов.

горизонтах слоистой толщи — в северной части на агломератовом туфе андезитов, в южной — на паннонских отложениях. Полого падая на запад под углом $10-15^\circ$, он погружается вдоль хребта и уже больше нигде не выходит на дневную поверхность. Состав лавы — пижонит-авгитовый андезито-базальт.

Следующий покров залегает в нижней части восточного склона В. Шоллеса и протягивается до правобережья Тисы на юге. Это тело мощностью около 20 м сложено двупироксеновым андезито-базальтом. Стратиграфически выше его залегает покров андезита, мощностью 15—20 м. На местности он прослеживается на километр, но действительные его размеры, по-видимому, больше, так как он обрезается Кошелевской экстрюзией липаритов.

Обширное поле андезитов в северо-восточной части В. Шоллеса, по-видимому, относится к более молодым образованиям бужорской свиты. Базальты северо-западнее Кошелевского липаритового массива скорее всего слагают сильно разрушенный вулканический купол.

В сарматских отложениях на северо-восточной окраине хребта, как показали микроструктурные наблюдения (В. П. Костюк, В. В. Золотухин, 1961), залегает пластовая интрузия роговообманково-гиперстенового базальта, мощностью 25—30 м. Она прослеживается на протяжении 4 км и наклонена на запад под углом $20-25^\circ$. Специфической особенностью интрузии служат многочисленные ксенолиты пород донеогенового фундамента — амфиболитов, горнблендитов.

На западном склоне В. Шоллеса в толще грубых пирокластов также распространены покровы лав среднего и основного состава. Наиболее значительны покровы роговообманково-двупироксенового андезито-базальта с ксенолитами и двупироксенового андезита. Первый занимает предгорье и поскольку он слабо наклонен на запад лава обнажена на большой площади. Выше лежит покров двупироксенового андезита, протягивающийся на 9—10 км. В северной оконечности хребта он прослеживается в широтном направлении. В центральной части покров постепенно поднимается к водоразделу и исчезает под полем вторичных кварцитов. Мощность этого крупного образования достигает 60 м.

Протяженным лавовым образованиям сопутствуют меньшие по размеру потоки лав (длиной в сотни метров, мощностью от 2 до 5—6 м). В нижней части вулканогенной толщи это базальты и андезито-базальты, в средней — андезито-базальты и андезиты.

Пирокласты андезито-базальтового состава заключены между покровами и потоками лав. Обычно это линзы и пласты, мощностью от 70 до 150 м. Отличаются прежде всего размерностью вулкано-кластического материала. В осевой части хребта преобладают глыбовые и агломератовые, на склонах — лапиллиевые и псаммитовые туфы.

Южная часть хребта сложена периферическими фациями вулкана В. Шоллес и примыкавшего к нему с юга вулкана Оаш из соседнего звена Выгорлат-Гутинской гряды. Переплетение фаций двух вулканов обусловило сложное строение юга хребта. Здесь развиты темносерые плотные гиперстеновые андезиты, обнаженные в крупных рокозовских карьерах на глубину до 50 м. В. В. Золотухин (1960) и Е. Ф. Малеев (1964) полагают, что эти породы, названные ими андезито-дацитами, слагают экструдию в виде сложного купола. По данным Е. Ф. Малеева флюидалность и пористость вулканических пород в восточной и центральной частях карьера резко меняются от вертикальной до пологой. По нашим данным в карьерах с. Рокосово прекрасно выражена плит-

чатая отдельность с глубиной переходящая в параллелепипедальную. Плитчатая отдельность совпадает с флюиальностью и уплощением пор андезитов. Указанные структурные элементы очень полого наклонены на север под углом до 5—8°. Это дает основание рассматривать андезиты, как мощный поток лавы и связывать его с расположенным южнее крупным плиоценовым вулканом Оаш. По-видимому, Е. Ф. Малеев принял за экструзии второстепенные поднятия и прогибы, составляющие неровную контактовую поверхность прикровлевой части андезитового тела.

Предыдущие исследователи В. Шоллеса (О. Н. Горбачевская, Е. Ф. Малеев) рассматривали его как стратовулкан. Наши данные позволяют уточнить эту характеристику. В сохранившейся нижней части вулканической постройки повсюду прослеживается моноклинально залегающая лаво-пирокластическая толща, полого наклоненная на запад. Поскольку не наблюдается смены падения вулканогенной толщи на восток, по-видимому, мы имеем дело с первоначально горизонтально залегающей толщей. Образование ее, вероятно, связано с неоднократной деятельностью одного или нескольких трещинных вулканов, ориентированных в меридиональном направлении.

Затем трещинный вулканизм сменился центральным. Им была создана высокая коническая слоистая постройка. В заключительный этап жизни вулкана происходит колоссальный взрыв, сопровождавшийся образованием кальдеры, выжиманием вулканических куполов и горячими газово-пирокластическими лавинами.

Таким образом, хребт Великий Шоллес является останцем сильно разрушенного полигенного стратовулкана, нижняя часть которого сформировалась путем трещинных извержений.

В составе вулканогенной толщи хребта Великий Шоллес более всего распространены андезиты, андезито-базальты и базальты с соотношением объемов 5:3:1.

Средние химические составы вулканических пород хребта Великий Шоллес представлены в табл. 1.

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Кремнезем	51,36	55,16	60,69	62,62	65,79	69,69	71,47	50,19
Окись титана	0,92	0,99	0,60	0,86	0,61	1,19	0,23	0,75
Глинозем	17,93	17,42	17,34	12,23	15,90	15,26	14,48	17,58
Окись железа	2,58	2,56	1,78	4,13	2,41	1,09	1,96	2,84
Закись железа	7,87	6,39	5,89	2,09	2,56	1,88	0,81	7,19
Окись марганца	0,17	0,15	0,14	0,06	0,09	0,08	0,05	0,25
Окись магния	4,68	3,19	1,31	1,11	0,42	0,39	0,25	7,39
Окись кальция	9,16	7,52	4,27	4,69	3,20	1,80	2,24	10,50
Окись натрия	2,43	2,51	2,99	2,80	3,13	3,34	2,29	2,75
Окись калия	1,18	1,54	2,17	2,43	3,26	3,94	3,77	0,40

1 — Базальт (12 анализов); 2 — андезито-базальт (16 анализов); 3 — андезит (10 анализов); 4 — андезито-дацит (3 анализа); 5 — дацит (6 анализов); 6 — липарито-дацит (10 анализов); 7 — липарит (5 анализов); 8 — средний состав высокоглиноземистого базальта Японии.

Сходство формационной принадлежности пород исследуемого района и Курило-Камчатской вулканической провинции позволило при группировке основных и средних пород воспользоваться уравнением

дискриминантной функции, вычисленной для эталонных базальтов и андезитов этой формации (В. В. Кепежинкас, 1970).

Значительная обогащенность вулканитов глиноземом (16—18% при соответствующем соотношении щелочей), петрохимические особенности, отражающие соотношение между глиноземом, щелочами, кремнеземом, как и другие данные свидетельствуют о принадлежности их к высокоглиноземистой серии. По указанному свойству они близки к высокоглиноземистым базальтам Японии и неогеновым базальтам Курильских островов (Эрлих, 1966). Вулканические породы остальной (Советской) части Выгорлат-Гутинской гряды относятся к высокоглиноземистой и толеитовой сериям.

А какой же был исходный расплав, давший такое разнообразие вулканических пород? До последнего времени считали, что он в общем случае близок к составу комплекса наиболее распространенных пород. Исходя из указанного выше соотношения, нами рассчитан химический состав предполагаемой магмы для вулканогенной толщи хребта Великий Шоллес (табл. 2).

Таблица 2

О к и с л ы	%
Кремнезем	7,81
Окись титана	0,77
Глинозем	17,43
Окись железа	2,13
Закись железа	6,28
Окись марганца	0,15
Окись магния	2,31
Окись кальция	5,90
Окись натрия	2,77
Окись калия	1,84
P ₂ O ₅	0,21

Из таблицы видно, что рассчитанный состав отвечает андезитовой магме. Если учесть экспериментальные исследования Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда (1970) и вытекающую из них гипотезу двухстадийного образования пород известково-щелочного ряда за счет вещества мантии, вышеуказанный вывод является несостоятельным.

В первую стадию пиролит верхней мантии частично плавится и в результате возникает пересыщенная базальтовая магма. Последняя поднимается и в зависимости от глубины отделения от кристаллического остатка и скорости перемещения к поверхности испытывает фракционирование и дает базальтовый расплав одного из трех типов (толеитовый, щелочной или высокоглиноземистый). Затем базальтовые массы при соответствующих условиях температуры и давления превращаются в эклогиты. В этом случае проявляется вторая стадия процесса. В условиях верхней мантии эклогиты, погружаясь, подвергаются фракционному плавлению и дают андезитовые и более кислые расплавы щелочноземельной серии. Приняв эту концепцию, следует считать, что приведенный в таблице 2 химический состав отвечает не родоначальной магме, а среднему составу андезитовой формации. Исходной же для плиоценового вулканизма была высокоглиноземистая базальтовая магма, которая (Т. Х. Грин, Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд, 1970) отделяется от частично расплавленного пиролита на глубине 15—35 км.

Гипотеза двухстадийного процесса образования пород известково-щелочного ряда в отличие от теорий, основанных на фракционной кристаллизации базальтовой магмы, удовлетворительно объясняет соотношение объемов вулканических пород Закарпатья и некоторые их особенности. В частности, находит естественное объяснение присутствие гранатов магматической стадии кристаллизации, обогащенных альмандиновым компонентом (Е. Ф. Малеев, 1964 и др.). Как показало экспериментальное изучение Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда, гранат, обогащенный альмандиновым компонентом, кристаллизуется в пределах мантии, в условиях же низкого давления вблизи ликвидуса он неустойчив.

ЛИТЕРАТУРА

- Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. 1. Происхождение базальтовых магм. 2. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород. 3. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. В сб. «Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований». Изд-во «Недра», Л., 1970.
- Золотухин В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Кеппежинская В. В. Разделение базальтов и андезитов кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции посредством дискриминантной функции. ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5.
- Костюк В. П., Золотухин В. В. К вопросу о формировании гипабиссальных интрузий амфибол-пироксеновых андезитов Закарпатья. Геол. сб. № 7 — 8, Львовского геол. об-ва, 1961.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С., Горбачевская О. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Тр. Львовск. геол. общества, серия петрограф., 1947, в. 1.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриневич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, К., 1955.
- Эрлих Э. Н. Петрохимия Кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции, Москва, 1966.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, В. В. ПАНЦУЛАЯ

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАВКАЗА И КАРПАТ

Методология сравнительного металлогенического анализа пространственно разобщенных областей (даже находящихся в пределах одного подвижного пояса Земли) встречается с определенными трудностями, одна из которых заключается в часто наблюдаемой конвергентности магматических и рудных формаций. Как известно, под конвергенцией понимается сходство состава и структуры горных пород и руд, сформировавшихся в результате различных петрологических и рудообразовательных процессов в неодинаковой геологической обстановке. Например, в геосинклинальных областях базальт-андезит-дацит-липаритовые серии возникают как на собственно геосинклинальном этапе развития, так и на позднеорогенной стадии и на этапе активизации. Типоморфные металлы колчеданных геосинклинальных месторождений — железо, медь, свинец, цинк — встречаются также и на орогенном этапе в связи с интрузивным магматизмом. Эти обстоятельства заставляют считать невозможным выделение магматических и рудных формаций только по составу. Обязательной для каждой формации должна быть совокупность определяющих классификационных признаков: генезис, состав, тектоническая позиция и закономерная приуроченность к этапам и стадиям развития структурно-формационных (или структурно-металлогенических) зон. Признавая важность типизации металлогенических провинций по главным петрохимическим особенностям магматизма (Е. А. Радкевич, 1965; А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий и Е. Т. Шаталов, 1967; К. Б. Ильин, 1974), авторы придают также первостепенное значение стадийно-зональным признакам систематики рудоносных территорий (Г. А. Твалчрелидзе, 1966, 1972; Г. А. Твалчрелидзе и В. В. Панцулая, 1973, 1974).

Отсутствие общепринятых представлений о взаимосвязи тектоно-магматических циклов и металлогенических эпох, а также о членении металлогенических эпох на этапы и стадии, мы считаем второй методологической трудностью регионального металлогенического анализа. Так, вряд ли целесообразно принять точку зрения К. Б. Ильина (1974, стр. 219) об адекватности металлогенических эпох и стадий тектоно-магматических циклов. По нашему мнению, металлогенические эпохи соответствуют полным тектоническим циклам (в смысле нача-

ля и окончания тех и других), хотя внутри циклов рудообразовательные процессы являются прерывистыми.

Во всех геосинклинальных областях отчетливо выражены характерные различия металлогении двух главных этапов тектонического развития — геосинклинального и орогенного, что дает основание признать такое-же расчленение и к металлогеническим эпохам. В общем случае оба названных этапа подразделяются на раннюю и позднюю стадию. Заметим, что некоторые исследователи считают «этап» и «стадия» синонимами, что представляется нежелательным.

В отдельных регионах удается выделить переходный от геосинклинального к платформенному периоду развития, называемый С. А. Захаровым «тергальным» (Захаров, 1972). Применительно к Большому Кавказу тергальный период впервые выделен авторами в возрастном интервале от поздней юры до раннего плиоцена (Твалчредидзе и Панцулая, 1973). При этом в состав тергали включены структуры редуцированной позднеорогенной стадии киммерийского цикла (келловей-титон) и квазиплатформенные структуры мел-палеогена, местами также олигоцена и миоцена. Квазиплатформенный режим был широко распространен на всем Большом Кавказе, за исключением унаследованных флишевых прогибов (Местийско-Тианетская зона П. Д. Гамкрелидзе и др.). На смену ему в плиоцене пришел режим тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1968). Наличие на Большом Кавказе явлений поздне-альпийской активизации также впервые показано в цитированной выше работе авторов.

Установление этих процессов в тергальной области, по-видимому, расширяет представления о внегеосинклинальных подвижных поясах, сначала описанных на древних платформах, а затем на молодых платформах (Е. Д. Карпова, М. С. Нагибина, А. Д. Щеглов и др.).

Таким образом, сравнительный металлогенический анализ должен начинаться с историко-геологического и тектонического анализа, позволяющего выделить основные элементы строения сопоставляемых регионов и перечисленные этапы и стадии их развития. Магматические формации целесообразно группировать в комплексы, закономерно приуроченные к конкретным структурам и стадиям. Генетически родственные рудные формации также объединяются в комплексы, причем в первую очередь анализируются пространственные взаимоотношения магматических и рудных комплексов, а также их связь с однозначными стадиями развития. Вопрос о парагенетической или генетической связи оруденения с магматизмом решается путем дальнейших более детальных исследований, включающих установление геохимической и металлогенической специализации магматических очагов и тел, изучение гидротермальных изменений пород, выяснение факторов структурного и литологического контроля, глубины эрозионного среза и т. д. (В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов и др.).

Ниже приводится краткий сравнительный очерк эндогенной металлогении Кавказа и Карпат, опирающийся на изложенную методику и учитывающий материалы II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам (Ереван, 1973).

На Кавказе практически отсутствуют рудопоявления байкальского и каледонского циклов, возможно, уничтоженные последующим метаморфизмом. В Карпатах известны колчеданные, преимущественно сингенетичные пиритовые, проявления и небольшие месторождения.

приуроченные к выходам древних кристаллических пород байкальского и отчасти нижнепалеозойского фундамента. Они некоторое время служили объектами эксплуатации (Малые Карпаты, Спишско-Гемерское Рудогорье, Восточные и особенно Южные Карпаты).

Герцинский цикл представлен в пределах Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказья разнообразными структурными элементами и многими типами геологических формаций. К основным тектоническим зонам принадлежат: эвгеосинклиналь современного Передового хребта; обрамляющие ее с севера и юга эвгеоантиклинали — Бечасынская и Главного хребта; миогеосинклиналь Южного склона Большого Кавказа; Закавказская плита (срединный массив); Приараксинская миогеосинклиналь.

Интенсивный подводный вулканизм ранней стадии проявился только в эвгеосинклинали Передового хребта, в интервале времени средний девон — ранний карбон. К среднему девону в этой зоне принадлежит мощная кизылкольская вулканогенно-осадочная свита сложного состава (от диабазов до плагиолипаритов), вмещающая многочисленные, в том числе и промышленные, месторождения медноколчеданной формации — Урупское, Худесское, Быковское, Даутское, Бескесское и др. Большинство исследователей считает колчеданное оруденение Передового хребта близким по возрасту и парагенетически связанным с девонским вулканизмом. В соответствии с классификацией В. И. Смирнова (1969), здесь различают гидротермально-субвулканический и эксгальационно-осадочный типы месторождений (Н. С. Савченко, Н. С. Скрипченко, В. И. Буадзе, 1973).

С орогенным этапом герцинского цикла на Кавказе связано гранитообразование, особенно широко распространенное в зоне Главного хребта, а также в Бечасынской геоантиклинали и в Закавказском срединном массиве (Дзирульский, Храмский, Локский и Арзаканский выступы гранитно-метаморфического фундамента). Метасоматические граниты Главного хребта и Закавказья не несут существенной рудной минерализации. Более продуктивны магматические граниты, с которыми связаны проявления и месторождения грейзеновой кварц-молибденитовой, жильной кварц-шеелитовой, а преимущественно шеелитовой в амфиболитах рудных формаций.

Позднеорогенная стадия герцинской эпохи представлена в Бечасынской зоне небольшими месторождениями жильной галенит-сфалеритовой (Эльбрус, Тызыл) и барито-свинцовой (Чочкулак, Аманкол) рудных формаций, предположительно связанных с пермскими кварц-порфирами. По данным некоторых исследователей (Кобилев) к герцинским должны быть отнесены главные жильные кварц-полиметаллические месторождения Садонской группы (Садон, Згид, Холст), залегающие в палеозойских гранитах.

Таким образом, можно заключить, что несмотря на широкое распространение герцинских магматических образований на Кавказе, промышленное значение имеет колчеданная формация, приуроченная к среднедевонским вулканизмам эвгеосинклинали Передового хребта и шеелитовая формация в амфиболитах.

На Карпатах, по данным К. Б. Ильина (1974), к палеозою относятся немногочисленные проявления железных и марганцевых руд в метаморфитах Раховского массива. Возраст оруденения точно не выяснен, а потому трудно определить принадлежность упомянутой минерализации к конкретной эпохе и стадии. По мнению Г. А. Твалчрели-

дзе, орогенный этап герцинской эпохи выражен в Карпатах месторождениями вольфрама, свинца и цинка, связанными с верхнепалеозойскими гранитоидами. Как видно из сказанного, древняя металлогения Кавказа и Карпат в общих чертах сходны. В частности, в обоих регионах проявлена типоморфная колчеданная формация.

История тектонического развития Кавказа в мезозое и кайнозое рассматривается с разных точек зрения. Здесь принято выделять после палеозоя только один альпийский цикл, в котором геосинклинальный этап весьма растянут, охватывая весь мезозой и палеоген. К раннеорогенной стадии отнесен олигоцен; к позднеорогенной неоген и антропоген.

Для металлогенического анализа более подходит другая точка зрения (Ш. А. Азизбеков, И. Г. Магакян, Г. А. Твалчрелидзе, В. И. Смирнов, и др.), предусматривающая разделение широко понимаемого послегерцинского цикла на два более ограниченных цикла: киммерийский (ранне-альпийский) и альпийский (позднеальпийский). Граница между ними в общем случае проводится на рубеже раннего и позднего мела, хотя в некоторых тектонических зонах она несколько меняется во времени.

Вместе с тем, имеются структурные единицы «сквозного» развития, в которых киммерийский и альпийский циклы могут быть разграничены. Таковы унаследованно развивавшиеся в миогеосинклинальном режиме позднеюрские - палеогеновые флишевые прогибы отдельных частей Большого Кавказа, а также квазиплатформенная область Грузинской глыбы и прилегающих к ней консолидированных в батском веке складчатых структур.

Геосинклинальный этап киммерийской металлогенической эпохи наиболее полно проявлен в юрской сланцевой геосинклинали северного и особенно южного склонов Большого Кавказа. В сланцево-песчанистых толщах среднего лейаса-аалена (по новейшим данным — преимущественно тоара) залегают многочисленные рукопроявления, мелкие и отдельные крупные месторождения (Филизчай, Катех, Кацдаг, Кизыл-Дере) медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций. Они в целом должны быть отнесены к доскладчатому колчеданному типу, в котором различаются оруденения эксгальационно-осадочного, метаматического и жильного гидротермально-субвулканического генетических типов. Особый промышленный интерес представляют комбинированные колчеданно-полиметаллические залежи, где на седиментальные и метаморфогенные пирит-пирротиновые руды наложена постметаморфическая свинцово-цинковая ассоциация. По мнению В. И. Буадзе, последняя связана со среднеюрскими малыми интрузиями, относящимися к позднегеосинклинальной стадии киммерийской эпохи. На Северном Кавказе к этой стадии принадлежат промышленные жильные месторождения кварц-полиметаллической формации (Фиагдонская группа).

В пределах Малого Кавказа сланцевая геосинклиналь в ранней юре не существовала. В средней и поздней юре в Сомхето-Карабахской и Кафанской эвгеосинклиналях происходило формирование мощных вулканогенно-осадочных толщ базальт-андезит-плагиолипаритового и кератофирового состава, т. е. геосинклинальный этап киммерийского цикла несколько сдвинут во времени по сравнению с Большим Кавказом. Следует заметить, что по мнению некоторых исследователей, на Малом Кавказе уже с конца байоса до конца юры существовал пояс островного вулканизма, переходящего временами в наземный (Р. Н. Абдуллаев, И. П. Потапова, Т. Г. Гаджиев, 1973).

К раннегеосинклинальной стадии (байос) принадлежат многочисленные серно-медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения (Алаверди, Шамлуг, Кафач, Чирагидзор и др.). На позднегеосинклинальной стадии в Сомхето-Карабахской зоне образовались интрузии габбро-гранодиоритовой формации, входящие в состав единого вулканоплутонического комплекса. С ними связаны месторождения скарново-магнетитовой, кобальтово-сульфидной и кварцево-полиметаллической формаций.

Металлогения раннеорогенной стадии киммерийской эпохи на Кавказе проявлена локально, в пространственной и генетической связи с интрузиями среднеюрских гранитоидов. Таковые внедрены либо в инверсионных поднятиях (Сванетский хребет), либо в жестких структурах обрамления юрской геосинклинали (Главный хребет, Дзирульский массив). Типоморфными металлами являются вольфрам, молибден, мышьяк, золото, свинец, цинк, редко олово. Крупные месторождения не встречаются. Для позднеорогенной стадии, наиболее отчетливо представленной в Западной Грузии, характерны жильная барито-полиметаллическая формация и стратиформная полиметалльно-баритовая формация в доломитизированных известняках верхней юры. Как уже было сказано, позднеорогенная стадия киммерийского цикла на Большом Кавказе сменилась переходным (тергальным) периодом. Возможно, что часть месторождений барито-полиметаллической формации образовалась в квазиплатформенных условиях. На Малом Кавказе металлогения орогенного этапа редуцирована.

В истории тектонического развития Карпат после палеозоя принято выделять один альпийский цикл. По данным Э. А. Лазаренко (1973), в триасе — раннем мелу в Карпатах существовал квазиплатформенный режим. Эмбриональное проявление геосинклинальной стадии выразилось образованием офиолитового комплекса, несущего незначительную минерализацию. Таким образом, богатое геосинклинальное киммерийское оруденение Кавказа не находит возрастного аналога в Карпатах.

Альпийская геосинклиналь развивалась во внутренних Карпатах в позднем мелу и частично в палеогене, сопровождаясь спилит-кератофировым комплексом щелочного состава. По К. Б. Ильину (1974), к геосинклинальному этапу приурочены месторождения железа, свинца и цинка. На Кавказе альпийское геосинклинальное развитие весьма отчетливо выражено в Малокавказской системе, где в позднем мелу — палеогене существовал Севано-Акеринский офиолитовый пояс и эвгеосинклинальные зоны первичного (Аджаро-Триалетская, Севанская) и вторичного (Болнисско-Кировабадская) типов. Рудные месторождения, связанные с подводным вулканизмом, батолитовым и субсеквентным магматизмом, возникали на всех этапах и стадиях развития. Наибольшее значение имеют медноколчеданная и барито-полиметаллическая формации Болнисского рудного района Грузии, серноколчеданная и медно-молибденовая формации Армении, жильная медно-полиметаллическая формация Южной Грузии, Северной Армении и Азербайджана, золоторудная формация Армении и Азербайджана.

На Большом Кавказе, по мнению авторов, вся позднеальпийская эндогенная минерализация должна быть отнесена к этапу тектономагматической активизации. Оруденение вольфрама, молибдена (Тырны-Ауз, Кароби), арсенопирита (Цана), сурьмы (Зопхито и др.), тяготеет к малым интрузиям андезито-дацитов и липаритов, контролируе-

мым омоложенными междублоковыми разломами. Месторождения ртути и реальгара являются телетермальными, подчиненными структурно-литологическому контролю.

К периоду тектоно-магматической активизации Паннонского среднего массива мы склонны относить все продуктивные свинцово-цинковые, золото-серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения Карпат, связанные с наземным неогеновым базальт-андезит-дацит-липаритовым магматическим комплексом.

Как видно из приведенного краткого очерка, на Кавказе и в Карпатах находят отражение магматизм и оруденение как геосинклинального, так и наложенного, внегеосинклинального периода их развития. Они занимают вполне определенное положение в истории геологического формирования этих двух крупных регионов Средиземноморского подвижного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Потапова И. П., Гаджиев Т. Г. — Основные черты развития юрского магматизма Азербайджана. Тезисы докладов II петрографического совещания, Ереван, 1973, с. 18.
- Захаров С. А. Постгеосинклинальное тергальное развитие подвижных поясов. В кн. «Тектоника», М. «Наука», 1972; с. 85—89.
- Ильин К. Б. Региональная металлогения СССР. М. «Недра», 1974; с. 104—105, 219.
- Лазаренко Э. А. Петрология альпийских магматических комплексов Карпат. Тезисы докладов II петрографического совещания. Ереван, 1973, с. 39.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М. «Недра», 1966, с. 1—162.
- Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморской пояс). М., «Недра», 1972, с. 1—344.
- Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Рудоносность магматических формаций Кавказа и Карпат. Тезисы докладов II петрографического совещания. Ереван, 1973, с. 46.
- Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. «Сов. геология», № 11, 1973, с. 50—68.
- Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Основные закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых на территории Грузии. «Геология СССР», т. X (Полезные ископаемые Груз. СССР), М., «Недра», 1974, с. 9—30.
- Савченко Н. А., Скрипченко Н. С., Буадзе В. И. и др. Палеозойские колчеданные месторождения зоны Передового хребта. В кн. «Колчеданные месторождения Большого Кавказа». М. «Недра», 1973, с. 7—142.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», VIII. М., «Наука», 1967, с. 55—78.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М. «Недра», 1968, с. 1—180.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	4
Г. С. Дзоценидзе. О работе Кавказско-Крымско-Карпатского регионального Совета и о дальнейших задачах изучения магматизма данного региона	5
Ш. А. Азизбеков, Р. С. Багирова. Орогенный вулканизм Малого Кавказа	13
Р. Н. Абдуллаев, Т. Г. Гаджиев, Р. К. Гасанов, Е. И. Потапова. Юрские магматические формации Азербайджана и некоторые особенности их металлогении	33
Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, Т. Г. Гаджиев. Палеогеновый вулканизм Азербайджана	43
Ф. А. Ахундов, Т. Г. Гаджиев. Позднемеловые вулканические формации северо-восточного склона Малого Кавказа (Казахской, Агджакендский, Мартунинский синклиний)	54
Т. Г. Гаджиев, М. А. Аксельрод. К вопросу о взаимосвязи магматических и рудных формаций Азербайджана	65
А. С. Остроумова. Главные типы вулканических формаций в альпийской геологической истории Малого Кавказа	78
М. А. Беридзе, Т. В. Джанелидзе, О. З. Дудаури, Т. Ш. Гогишвили. Новые данные о мезозойских магматических комплексах Грузии	88
Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе, Г. Ш. Надарейшвили. Палеогеновый вулканизм Грузии	95
И. И. Схиртладзе. Характер развития неогено-антропогенного вулканизма в складчатых областях Аджаро-Триалетии и Южного склона Большого Кавказа	104
В. А. Агамалин. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение	109
Р. Т. Джрбашян, Э. Г. Малхасян, А. Х. Мнацаканян. Основные закономерности эволюции мезо-кайнозойского вулканизма Армении	116
К. Г. Ширинян. Верхнеплиоцен-четвертичные вулканические комплексы Армении	122
К. А. Мкртчян, Дж. А. Оганесян, С. В. Мартиросян, Г. А. Чубарян, Г. А. Туманян, В. Г. Сафарян. Вопросы магматизма и магматогенного структурообразования на примере территории Армянской ССР	131
Л. С. Меликян. Геолого-тектонические особенности становления офиолитов Амасия — Севано-Карабахской ветви Малого Кавказа и «Проблема офиолитов»	137
Г. И. Баранов, И. И. Греков, А. В. Нетреба. Доюрский магматизм Северного Кавказа	148
Ю. Я. Потапенко. Об интрузивной природе некоторых догерцинских ортогнейсов кристаллического основания Северного Кавказа	157
А. Я. Дубинский, Н. А. Маденко, Г. А. Михеев, С. Н. Тихомиров. Магматизм Скифской плиты в пределах Предкавказья	164
А. Г. Долгих. Мезокайнозойский магматизм Северного Кавказа	173
В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко. Геология и петрология андезитовой формации центральной части Выгорлат — Гутинской гряды	180
Г. А. Твалчрелидзе, В. В. Панцулая. Рудоносность магматических формаций Кавказа и Карпат	187

Печатается по постановлению Государственного комитета Совета
министров ГССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

Редактор издательства Н. Н. Гогиберидзе
Техредактор Ц. В. Камушадзе
Корректор М. Ш. Махарадзе

Сдано в набор 10.II.77 года. Подписано к печати 16.VI.78 года. Формат
бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага № 2; Печатных л. 16.80; Уч. издат. л. 16.18;

Цена 2 руб. 15 коп.

УД 12266

Тираж 500

Заказ 283

Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19.
Типография издательства ЦК КП Грузии, Тбилиси ул. Ленина № 14.

შასაღები II რეგიონული პეტროგრაფიული თათბირისა
კავკასიის, ყირიმისა და კარპატების შესახებ

(რუს. ენაზე)

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი, კუტუზოვის 19
1978