

МАГМАТИЧЕСКИЕ
И
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՀՐԱՅԻՆ ԵՎ
ՄԵՏԱՄՈՐՖԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

МАГМАТИЧЕСКИЕ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

3572

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АрмССР

Авторы: Абовян С.Б., Агамян В.А., Асланян А.Т.,
Багдасарян Г.П., Дарбашян Р.Т., Казарян Г.А., Ка-
рапетян К.И., Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М., Мел-
конян Р.Л., Минацкян А.Х., Харазян Э.Х., Хоренян
Р.А., Чибухчян Э.О., Ширинян К.Г.

Ответственный редактор академик АН АрмССР
И.Г.МАГАКЬЯН

MI25 Магматические и метаморфические формации Армянской ССР
/Абовян С.Б., Агамян В.А., Асланян А.Т. и др.; Отв.ред.
И.Г.Магакьян. Ер.: Изд-во АН АрмССР, 1980.- 331 с.

Книга посвящена формационному анализу магматических и метаморфических образований Армянской ССР. На фоне геолого-тектонического развития региона проведено возрастное и формационное расчленение магматических и метаморфических образований, основанное на обширном фактическом материале. Приведена сравнительная характеристика магматических формаций по отдельным вещественно-парагенетическим группам, рассмотрены вопросы пространственно-временной эволюции магматизма, некоторые проблемы их парагенезиса и рудоносности.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся вопросами формационного анализа, магматической геологии, петрологии и рудоносности магматических формаций.

I904010000

554(С43)

М $\frac{+}{703(02)-80}$ 81-80

ББК 26.323(2Ар)

Территория Армянской ССР, несмотря на ее небольшую площадь, является своеобразным природным полигоном, на котором представлена широкая гамма разнофациальных продуктов магматизма, проявления которого охватывают время от докембрия до четвертичного периода. С магматическими образованиями связано подавляющее число металлических и неметаллических полезных ископаемых республики. Все это предопределило то внимание, которое неизменно уделялось изучению различных аспектов магматизма рассматриваемого региона.

Большой фактический материал по геологии и вещественному составу магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных образований был ранее суммирован в III, IV, V томах монографии "Геология Армянской ССР" /93 - 95/. За время, прошедшее после их опубликования, получен целый ряд новых данных, которые дополняют, а в ряде случаев вносят значительные изменения в существовавшие представления о геологическом положении и особенностях вещественного состава магматических комплексов. С другой стороны, современный этап развития науки, в том числе и геологии, диктует необходимость системного подхода к объекту наших исследований. Формационный анализ магматизма, на различных уровнях организации, является примером такого подхода, который позволяет рассматривать не отдельные типы пород, массивы или толщи, а породные парагенезисы - формации. Широкое применение формационного анализа к магматическим образованиям различных регионов началось после цикла работ Ю.А.Кузнецова, подытоженных в его известной монографии /180/.

Интенсивно проявленный на территории республики разновозрастный магматизм, продукты которого охватывают почти все известные типы пород, представляют собой чрезвычайно интересный объект для приложения методов формационного анализа. Формационный подход к анализу магматизма Армянской ССР впервые был применен Р.Т.Джрбашяном, Б.М.Меликсетяном, Р.Л.Мелконяном

/II3, II4/. Авторами, на основании известных подразделений на отдельные структурные этажи, ярусы и подъярусы, была предложена схема периодизации тектоно-магматического развития в альпийском этапе, проведена формационная типизация эффузивных и интрузивных комплексов, рассмотрены некоторые аспекты взаимосвязи тектоники и магматизма, а также его эволюция в пространстве и во времени. В дальнейшем на фоне геотектонического развития малого Кавказа был проведен формационный анализ всего магматизма от докембрия (?) до четвертичного периода включительно /89/. Эти схемы позднее были приняты за основу в ряде публикаций /51, 52/. В частности, они с некоторыми изменениями легли в основу периодизации тектоно-магматической истории развития в монографии С.И. Баласаняна, посвященной магматическим формациям Армянской ССР /69/. В этой книге автором были сведены результаты собственных работ и опубликованные материалы различных исследователей по геолого-петрографической и петро-геохимической характеристике конкретных магматических формаций. Однако, ввиду компилятивного характера книги, в ней, естественно, не нашли отражения неопубликованные результаты работ различных авторов.

В течение ряда лет в Институте геологических наук АН Армянской ССР, в отделе петрографии, проводились систематические исследования по теме "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР и их металлогеническая роль", которыми были охвачены соответствующие образования в интервале от докембрия (?) до плиоцена. С целью возможно полного охвата продуктов магматизма и, в частности, широко проявленного на территории республики новейшего (верхний плиоцен-четвертичного) вулканизма, к выполнению темы были привлечены также сотрудники лаборатории вулканологии и Варденисской научно-исследовательской базы института. Работа между отдельными исполнителями была распределена с учетом тематики и районов проводимых ими исследований.

Формационный анализ магматических и метаморфических образований Армянской ССР, на современном уровне наших знаний, имел целью использование полученных результатов при тектоническом районировании и металлогеническом прогнозировании. Это обстоятельство предопределило проведение комплексных геолого-петрографических и минералого-геохимических исследований, в результате которых были получены новые сведения по геологии,

вещественному составу и закономерностям формирования разновозрастных магматических и метаморфических образований. В ходе работ широко использовались результаты абсолютного датирования разнофациальных пород К-Аг методом, которые в ряде случаев внесли коррективы в определение их возрастного положения^х. В предлагаемой вниманию читателей монографии, разумеется, не все аспекты изучения магматических формаций могли быть охарактеризованы в равной степени. Основное внимание авторами уделено вопросам магматической геологии, в то время как данные по петрохимическим, минералогическим и геохимическим особенностям, а также петрологии и металлогении рассмотренных формаций, как правило, приведены в краткой форме, хотя и отдельные авторы уделили этим вопросам большее внимание. Несомненно, что вопросы минералого-геохимической характеристики, а также петрологии и металлогении магматических формаций должны явиться предметом специального рассмотрения. Описание формаций дается по мере возможности, по единому плану. Приведенный описательный материал по конкретным формациям, как и краткие выводы по их петрогенезису и металлогении, несут в той или иной степени отпечаток субъективных представлений отдельных авторов и не всегда разделяются другими исследователями.

Силикатные анализы пород проведены, в подавляющем большинстве случаев, в химической лаборатории Института геологических наук АН Армянской ССР аналитиками Т.Т.Авакян, В.А.Бабаян, О.А.Бозояном, Г.В.Гаспарян, З.Ш.Гаспарян, С.А.Дехтрикян, Г.М.Джрбашян, Э.Г.Егаян, Н.А.Иванян, Л.А.Оганесян, А.А.Петросян, С.Г.Чаталян, М.М.Языджян, которым авторы выражают свою признательность.

Рукопись монографии в целом была предварительно просмотрена и отредактирована Р.Л.Мелконяном.

Книга, которая, возможно, и не лишена отдельных недостатков, подводит итог определенному этапу изучения магматизма и метаморфизма, и хочется надеяться, что полученные при этом результаты окажутся полезными для различных специалистов научно-исследовательских и производственных геологических организаций.

^х Определения абсолютного возраста выполнены в лаборатории геохронологии и изотопных исследований ИГиН АН Арм. ССР (зав. Г.П.Багдасарян).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

Армянская ССР занимает центральную часть мегантиклинория Малого Кавказа, входящего в состав Понтийско-Малокавказско-Карадагской дуги Средиземноморского складчатого пояса. Мегантиклинорий представляет собой выгнутую на север-северо-восток сложную дугообразную систему складок шириной 180-200 км и протяженностью около 400 км.

Современная структура регионального комплекса Армении оформилась в несколько тектонических циклов, фиксируемых разделением вертикального разреза комплекса на отдельные этажи и ярусы и отчетливо выраженной зональностью их распространения.

Структурные этажи, отвечающие главным эпохам геологического развития территории, характеризуются не только определенной совокупностью историко-геологических и структурных признаков, но и дискретностью плотностей. Поэтому они являются одновременно структурно-плотностными этажами, хотя ярусы, входящие в состав этих структурно-плотностных этажей, как правило, не отбиваются друг от друга по плотности. Магнитные свойства разреза определяются наличием в нем средних и основных вулканогенных пород, в связи с чем границы раздела магнитных свойств не всегда совпадают с границами структурных этажей и ярусов.

В разрезе Армении установлены три структурно-плотностных этажа /39/.

А. Н и ж н и й э т а ж является основанием (фундаментом) складчатых образований заведомо фанерозойского возраста и представлен различными видами глубоко метаморфизованных и сложнодислоцированных кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, доломитов, амфиболитов и метаморфизованных порфири-тов, образующих несколько свит, условно относимых к эопалеозою-докембрию. Образования нижнего этажа имеют среднюю плот-

ность $2,80 \text{ г/см}^3$ и практически немагнитны. В этом этаже размещены сингенетичные с ним гранито-гнейсы, мафит-ультрамафитовые образования, лейкократовые аплитовидные граниты, микроклиновые граниты.

Б. С р е д н и й э т а ж характеризуется средней плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$ и включает образования большого временного интервала – от силура до эоцена включительно. По геологическим данным он разделяется на два структурных яруса.

Нижний ярус уверенно устанавливается лишь в Приараксинской зоне Армении и представлен непрерывным разрезом миогеосинклиналиных образований суммарной мощностью более 4 км, от силура до триаса включительно, отвечающим несколько растянутому во времени герцинскому тектогенезу. Проявления эффузивного магматизма в этом ярусе практически отсутствуют.

Верхний ярус охватывает умеренно дислоцированные, интенсивно намагниченные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования юры – эоцена суммарной мощностью более 8 км. По геологическим признакам разделяется на 5 подъярусов: нижне-среднеюрский, верхнеюрский-нижнемеловой, верхнемеловой-палеоценовый, нижне-среднеэоценовый и верхнеэоценовый-олигоценовый. На границе олигоцена и мио-плиоцена проходит поверхность регионального несогласия – граница раздела плотности и магнитных свойств.

В. В е р х н и й э т а ж включает слабодислоцированные и недислоцированные отложения неоген-четвертичного возраста суммарной мощностью более 4 км и средней плотностью $2,35 \text{ г/см}^3$ (исключая лавы). По фациальному составу слагающих пород разделяется на два яруса.

Нижний ярус охватывает практически немагнитные пестроцветные галогенио-терригенные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования неогена-среднего плиоцена суммарной мощностью до 3 км, залегающие на сильно размытой поверхности разных горизонтов палеозоя, мезозоя и палеогена; средняя плотность образований этого яруса наиболее низкая в разрезе – $2,30 \text{ г/см}^3$.

Верхний ярус охватывает верхнеплиоценовые и четвертичные покровы, потоки лав и туфов общей мощностью более 1,5 км, а также незначительные по мощности (до 100-300 м) озерные, болотные, аллювиальные и др. рыхлые современные осадки. Об-

разования этого яруса характеризуются крайне изменчивым составом (от пемз до долеритовых базальтов), плотностью от 1,08 до 2,55 г/см³ и высокой и неоднородной намагниченностью, как параллельной современному геомагнитному полю (антропоген), так и антипараллельной ему (верхний плиоцен). Отложения верхнего яруса залегают трансгрессивно на всех горизонтах разреза и покрывают более 1/2 всей территории республики.

Интрузивные образования Армении весьма разнообразны по возрасту (от раннего палеозоя до палеогена и даже неогена) и петрографическому составу (от ультраосновных до кислых и щелочных). Физические свойства интрузивных образований определяются их вещественным составом и практически не зависят от возраста. Плотность их возрастает в направлении от щелочных пород к кислым, средним и далее к основным и, соответственно, для этих групп пород составляет 2,53, 2,64 и 2,74 г/см³.

Резко повышенной плотностью и магнитными свойствами ($\delta = 3,0 \div 3,25$ г/см³, $J = 2000 \cdot 10^{-6}$ CGS) отличаются неизменные ультрамафиты.

Несмотря на контрастность физических свойств интрузивных пород, среди выходящих на дневную поверхность тел лишь некоторые отчетливо проявляются в геофизических полях. В ряде случаев интрузии, близкие по составу и примерно одинаковые по площади выхода, создают различные по интенсивности аномалии. Характер проявления интрузивных тел в геофизических полях зависит не только от состава и физических свойств этих тел, но также и от их структурного положения, объема и распространенности их на глубину. Все это позволяет использовать данные для уточнения морфологии интрузивов и оконтуривания нескрытых тел. Так, например, интрузивы гранитоидного ряда имеют плотность 2,55-2,70 г/см³, что в среднем соответствует плотности прерко-палеогенового структурного комплекса. Поэтому минимумы силы тяжести могут создавать лишь те гранитоидные интрузии, которые имеют достаточно мощные "корни", уходящие в метаморфический фундамент.

Характер проявления в геофизических полях ультрамафитовых интрузий определяется степенью их изменчивости и, в частности, серпентинизации, что вызывает уменьшение плотности и резкое увеличение интенсивности намагниченности.

Отчетливая дифференциация геологического разреза по физическим свойствам и соответствии поверхностей раздела физичес-

ких свойств границ структурных этажей позволили при изучении глубинных структур региона широко использовать геофизические данные.

В целом для рассматриваемой территории установлены следующие статистические закономерности:

1. Линейные зоны положительных гравитационных и отрицательных магнитных аномалий характеризуют крупные антиклинальные поднятия фундамента.

2. Линейно-вытянутые зоны отрицательных гравитационных и положительных магнитных аномалий соответствуют прогнутым зонам фундамента.

3. Крупные интрузивы гранитоидного состава соответствуют отрицательным минимумам силы тяжести и отрицательным магнитным аномалиям.

4. Крупные интрузивы мафитов и ультрамафитов отображаются положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

Указанные закономерности наиболее четко выдерживаются в гравитационных полях и менее четко - в магнитных.

Вышеотмеченные закономерности были экстраполированы на всю изученную территорию и использованы для качественной и количественной интерпретации физических полей при расшифровке геологических данных /39/.

Гравитационное поле региона обусловлено суммарным действием разных по масштабу и гравитационному влиянию геологических факторов, в том числе особенностями внутреннего строения земной коры. Для разделения выявленного поля на составляющие, применялись как различные математические трансформации, выполнявшиеся с помощью электронных цифровых вычислительных машин, так и способы геологического разделения аномалий.

В сложных физико-геологических условиях региона (горный рельеф, многоярусность разреза, интенсивный и разнообразный магматизм и др.) наиболее приемлемым оказался способ последовательных геологических приближений, позволяющий подобрать наиболее вероятную объемную геологическую ситуацию, удовлетворяющую как всем достоверным геологическим данным о положении границ структурно-плотностных этажей и интрузивных тел, так и качественно и количественно объясняющую локальное гравитационное и магнитное поля.

Первоначально из наблюдаемого гравитационного поля была исключена его региональная составляющая, обусловленная осо-

бенностями внутреннего строения земной коры и, в частности, поведением границ Конрада и Мохоровичича, залегающих на глубинах соответственно 37 и 52 км. Для этого в точках с известным положением метаморфического фундамента (выходы на поверхность, значения глубин по данным буровых скважин, сейсмические данные) вычислялось гравитационное влияние перекрывающих его образований, которое вычиталось из наблюдаемого поля. Эти точки (их на территории республики было 14) являлись опорными, и от них региональное поле интерполировалось на всю территорию. Интерполяция осуществлялась с учетом общих геологических представлений о мощности перекрывающих фундамент образований. При этом, исходя из глубинной природы аномалий регионального поля, соблюдалось условие, чтобы они имели большой радиус кривизны (более 20-30 км.) Операция исключения регионального поля достигалась путем нескольких приближений (3-4). После исключения регионального остаточное поле представляло собой суммарное гравитационное влияние особенностей строения образований, перекрывающих фундамент (I и II границы раздела плотности, интрузии), и его плотностных неоднородностей.

Из полученной карты остаточного поля последовательно исключалось гравитационное влияние верхнего структурно-плотностного этажа ($N + Q$), интрузий и плотностных неоднородностей фундамента, а оставшаяся часть поля объяснялась рельефом фундамента.

Для исключения влияния неоген-четвертичных послескладчатых образований были использованы все имеющиеся геологические данные (геологические и геоморфологические наблюдения, данные бурения, ВЗЗ), по которым была составлена карта изомощностей этих образований и по ней вычислено их гравитационное влияние.

Аномалии интрузивной природы опознавались по сумме изложенных выше признаков в магнитном и гравитационном полях с учетом общей геологической ситуации. На геологически закрытых площадях использовались только геофизические критерии. В пределах выхода метаморфического фундамента на поверхность или при неглубоком его залегании ряд аномалий Δg и ΔT_a был интерпретирован как признак уплотнения и разуплотнения метаморфического фундамента. Остаточное локальное поле (после исключения влияния верхнего этажа и интрузий) расшифровывалось количественно. В результате всех этих операций была получена карта мощности образований, перекрывающих фундамент, и карта рельефа кристаллического фундамента в изогипсах (от уровня моря).

При проведении количественных расчетов использовалась формула, учитывающая конечные размеры структур. Для контроля на отдельных участках дополнительно проводились вычисления с помощью палеток.

Результирующие карты, составленные по геофизическим данным, совместно с геологической картой позволили составить для всей территории республики структурно-тектоническую карту М 1:200000 и на ее основе охарактеризовать закономерности геологического развития территории, ее магматизма и металлогении. По данным Л.Н. Леонтьева, В.Е. Хаина, В.П. Ренгартена, А.Т. Асланяна, Э.Ш. Шихалибеги, в пределах Армянской части Малого Кавказа с севера на юг выделяются: Предмалокавказский (Прикуринский) синклиниорий, Сомхето-Карабахский антиклинорий, Севано-Акеринский (Присеванский, Севано-Ширакский или Севано-Курдистанский) синклиниорий, Кафанская моноклинали, Цахкунк-Зангезурский (Мисхано-Зангезурский) антиклинорий, Еревано-Ордубадский синклиниорий, Приараксинский (Среднеараксинский) антиклинорий. Они имеют ширину 35-40 км, граничат друг с другом обычно флексурами или разломами глубокого заложения и испытывают в продольном направлении резкие ундуляции, проявляющиеся иногда в виде аномальной антикавказской складчатости.

Вся совокупность указанных структур образует выгнутую к север-северо-востоку дугу (шириной около 200 км), которая выклинивается как в сторону Анатолии, так и Ирана, вплотную примыкая соответственно к Понтидам и Эльбурсу.

Предмалокавказская синклинио-
на а з о н а. Она протягивается вдоль северо-восточных предгорий Малого Кавказа и на территории Армении заходит лишь своей южной частью, образуя Казахский прогиб, выполненный известково-мергелистыми и осадочно-вулканогенными образованиями верхнего мела и палеогена. В наиболее прогнутой части прогиба фундамент погружается до отметки 5 км. Интрузивная деятельность проявлена слабо и представлена в основном различными субвулканическими телами кислого состава.

Предмалокавказская зона к югу и юго-западу переходит в Сомхето-Карабахскую антиклинорную (эвгеоантиклинальную) зону, сложенную в основном юрскими вулканогенными и частично меловыми и эоценовыми образованиями суммарной мощностью 4-5 км, слагающими несколько кулисообразно расположенных брахантиклинорий и разделяющих их мульд.

Отложения мела и палеогена образуют наложенные структуры и развиты лишь в краевых частях зоны и в наиболее прогнутым Иджеванском поперечном прогибе. Структурные особенности поверхностных образований повторяются и в рельефе фундамента. В брахиантиклинориях фундамент приподнят до отметок $+1,0 \div 1,5$ км, а в разделяющих их прогибах погружается ниже уровня моря на 2 и даже 3 км. Вместе с тем наблюдается некоторое смещение плана поверхностных структур относительно структур фундамента.

Интрузивная деятельность в пределах зоны была продолжительной и интенсивной. К палеозойскому возрасту относятся лейкократовые граниты Локского выступа, создающие локальный минимум силы тяжести. Среднеюрские плагиограниты образуют несколько значительных по площади массивов в пределах Шамшадинского (Шамхорского) антиклинория. Несмотря на значительные размеры по площади, они не создают больших аномалий Δg и ΔT_a , что удовлетворяет представлению об их комагматичности с однотипными юрскими эффузивами и пластообразной форме. К среднеюрскому времени относятся и небольшие тела кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров субвулканической фации.

Крупные тела тоналитов и кварцевых диоритов доверхнеконьянского возраста проявляются в гравитационном поле отчетливыми минимумами силы тяжести. По данным геофизики, здесь выделены три крупных тела, нескрытые части которых значительно превышают площадь их выходов на поверхность. Эти интрузии имеют в эндоконтактах мощные зоны скарирования, которые отображаются кольцевыми зонами интенсивных магнитных аномалий. Интрузивы гранодиоритов эоценового возраста не отображаются в геофизических полях и, видимо, не имеют значительного распространения на глубину. По геофизическим данным, выделено несколько нескрытых интрузий кислого (Шахназарская) и мафит-ультрамафитового (Садахло-Ламбадинская) составов.

Южная граница зоны, по геофизическим данным, фиксируется в виде гравитационной ступени, обусловленной уступом в рельефе фундамента и серией линейных положительных магнитных аномалий. Интересной особенностью Сомхето-Карабахской зоны является кулисообразное ее строение, фиксированное чередованием антиклинальных и синклинальных структур, а также даек и разломов антикавказского простирания при общекавказском простирании зоны в целом.

В строении Севано-Акеринской синклинальной зоны принимают участие вулканогенные и частично осадочные породы верхней юры, мела и вулканогенные толщи эоцена суммарной мощностью более 7,5 км, из коих на эоцен приходится около 3,5 км. Для зоны характерны четко выраженные линейные структуры и сложные часто изоклиналильные складки. Отдельные структуры в целом составляют два синклинория, разделенные в центральной части зоны цепочкой антиклинальных структур, вдоль которых развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения и интрузивные тела. Характер рельефа фундамента в двух этих синклинориях различен. Наиболее глубоко прогнутым является северо-восточный синклинорий, под которым поверхность фундамента рисуется в виде узкого (10-15 км), линейно-вытянутого трога (или желоба) с отметками поверхности фундамента 3 и даже 4 км ниже ур. м., прослеживающегося в северо-западном направлении через всю территорию Армении и уходящего в обе стороны за ее пределы. В юго-западном синклинории меловые и палеогеновые образования, как и в северном прогибе, собраны в систему линейно-вытянутых складок, а поверхность фундамента образует "террасу", положение воздымающаяся от отметок 1000 м до +2500 м в направлении к Апаран-Арзаканскому массиву.

Центральная антиклинорная часть Севано-Акеринской зоны представляет собой шовную структуру. По поверхности фундамента в ее юго-восточной и северо-западной частях установлены узкие горстообразные поднятия, соответствующие в структурах среднего этажа Шахдагскому антиклинорию и Базумскому горст-антиклинорию. В средней части шовной структуры фундамент образует ступень с перепадами поверхности от 0 до -4 км (Кироваканская ступень). С указанными различиями в строении фундамента согласуются и различия в характере магматизма шовной структуры: к поднятиям фундамента приурочены интрузии офиолитовой формации, тогда как в пределах ступени фундамента развиты интрузии умеренно кислого состава.

К юго-востоку от оз. Севан установлено Масрикское погребенное поднятие, которое по комплексу геофизических признаков может рассматриваться как аналог Шахдагского поднятия, но является, вероятно, поднятием метаморфического фундамента, на что указывают сильно сокращенные мощности эоцена в районе с. Зод.

Юго-западная граница Севано-Акеринской зоны почти на всем своем протяжении проходит, возможно, по глубинному разлому. Вдоль этой границы фиксируется ряд интенсивных магнитных аномалий, вероятно, отображающих крупнее нескрытые интрузивы среднего-основного состава, внедрившиеся по глубинному разлому в тело фундамента.

В юго-юго-западной бортовой части рассматриваемой зоны, в полосе Калинин - Степанаван - Колагран - Дилижан - Красносельск широко проявлен субвулканический субщелочной магматизм (К-Аг возраст 30-35 млн. лет), выраженный субщелочными дацитами, трахидацитами и лапарито-дацитами. Возможно с этим комплексом парагенетически связаны низкотемпературные руды Арманинского месторождения и его аналоги (золото-свинцево-цинковые руды и свинцово-цинковые руды Привольненского месторождения, руды Круглой Шизки и др.)

Кафанская зона по формационному и возрастному признакам сходна с Сомхето-Карабахской. Обе эти зоны, помимо общности развитых в них отложений, магматизма, металлогении и характера локальных геофизических полей располагаются в одной полосе регионального градиента силы тяжести, который проходит вдоль Кафанской зоны, а затем в районе гор. Гориса круто поворачивает на северо-восток, огибает Карабахское нагорье и далее, после второго поворота, следует вдоль Сомхето-Карабахской зоны. Резкие повороты полосы регионального градиента свидетельствуют о наличии крупной поперечной тектонической структуры, расположенной между этими зонами. В этой зоне известны выходы габброидов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, альбитофиров, кварцевых плагипорфиров, размещенных в юрских и нижнемеловых отложениях^х. К юго-востоку

х В 1976-1977 гг. А.Т.Асланяном и М.А.Сатяном на границе между Кафанской зоной (плитой) и Зангезурским сегментом Мисхано-Зангезурской зоны был установлен набор пород офиолитовой формации (оливиниты, спилиты, радиоляриты, листвениты, марганценозные пирокластолиты, бьербериты), которая ими увязывается с офиолитами с.Карчахюр на ДВ побережье оз.Севан, с офиолитами ущелья р.Дэзнагет (ассоциация серпентинитов, пироксенитов, габбро, радиоляритов, спилитов, лиственитов) на СЗ оз.Севан и Ширакского хребта к северу от гор.Ленинакана. Эти выходы офиолитов образуют единую шовную зону. Параллель-

от гор. Кафана отчетливо выступает гравитационный максимум СЗ-ЮВ простираения вдоль хр. Сусандаг.

Ц а х к у н к - З а н г е з у р с к а я (М и с х а н о - З а н г е з у р с к а я) тектоническая зона по положению фундамента представляет собой единую антиклинорную структуру с отметками его поверхности +1,5-+2,5 км. Исключением является Ереванский прогиб, где фундамент погружается до 5 км ниже ур. м. На значительной части этой зоны метаморфический фундамент либо обнажается на поверхности, либо находится под покровом неоген-четвертичных лав. В восточной части зоны мел-палеогеновые отложения развиты более широко и в отдельных случаях достигают суммарной мощности 2,5-3,0 км. Они образуют наложенного типа складки общекавказского простираения, не совпадающие с простираениями структур фундамента, имеющими здесь северо-восточное и субширотное направление, отчетливо проявленное в простираениях осей геофизических аномалий.

3572
Интрузивные образования развиты в зоне достаточно широко и разнообразны по возрасту и составу. В пределах Апаран-Арзаканского массива имеются выходы палеозойских серпентинитов, габбро, плагиогранитов и мигматитов. Отдельные интрузивные массивы, вследствие их малых размеров, как правило, не отображаются в геофизических полях самостоятельными аномалиями, однако кислые разности их тяготеют к локальным минимумам силы тяжести, а основные — к максимумам, отвечая, таким образом, областям "гранитизации" и "базификации" фундамента.

Гранитоидные интрузии раннемелового возраста (Спитакская, Агверанская) по вещественному составу, форме и отображению геофизических полей, весьма сходны с аналогичными интрузивами Сомхето-Карабахской зоны.

К эоцен-олигоценному возрасту относятся широко развитые в юго-восточной части зоны многофазные плутоны сложного состава (мондониты, гранодiorиты, граниты, сиениты и даже по ей протягивается описанный выше пояс офиолитов по линии Амасия — Степанаван (южнее города) — Сисимадан — Гинал — Даг — Кельбаджар — Лачин. Возможно, что в прошлом, в юрское и нижнемеловое время, Кафанская зона прослеживалась на СЗ и далее на запад, имея своим продолжением пространство между Гогаранским и Ширакским хребтами (бассейн рр. Чичхан и Чизихлар).

габбро). По занимаемой площади это наиболее крупные интрузии региона. Их гравитационное влияние почти на порядок превышает влияние меловых интрузий и достигает 30-40 мгл. Установлены два вытянутых в северо-западном направлении района интенсивного проявления гранитоидного магматизма — Мегри-Баргушатский и Далидагский. Второй из них выделен в основном по геофизическим данным, так как большая часть площади здесь перекрыта молодыми лавами. Некоторые интрузии габбро и ультрабазитов в Мегри-Сисианском районе отображаются весьма интенсивными положительными гравитационными аномалиями.

С аномалиями Мегри-Сисианского типа весьма сходны по общему облику и интенсивности Ереванская и Ленинаканская гравитационные аномалии. Последние интерпретируются нами как глубокие прогибания фундамента. Природа этих аномалий требует дальнейшего изучения, так как с позиций чисто геофизических они могут быть объяснены также наличием на глубине гранитоидных масс типа Мегринского плутона. В пользу этой гипотезы свидетельствует наличие гранитов в скважине на участке Ленинаканской аномалии.

Небольшие интрузивные тела Вайка, несмотря на сходство петрографического состава с породами Мегри-Баргушатского района (монциты, гранодиориты и др.), имеют совершенно отличную геофизическую характеристику и структурное положение: они предурочены к поднятиям метаморфического фундамента, выраженным отчетливыми локальными максимумами гравитационного поля.

К нижнесенонскому возрасту относятся также мелкие интрузивные тела гипербазитовой формации, образующие южный (Приараксинский) офиолитовый пояс Армении. Вследствие весьма ограниченных размеров эти интрузивы в геофизических полях не отображаются.

Исследования последнего времени внесли существенно новый вклад в понимание характера перехода Иисханово-Зангезурской зоны в Алаверди-Кафанскую юрскую эвгеосинклинальную зону, соотношений между офиолитовыми поясами и смежными структурами, а также эволюции и масштабов киммерийского гранитоидного магматизма.

Работами А.А.Белова, А.А.Габриеляна, Г.П.Симонына было показано, что комплекс известняково-мергельно-глинистых плочисто-листоватых сланцев западного склона Хуступ-Чамянского

хребта (багабердская свита) относится не к палеозою (силур-девон), как это принималось в 1940-1950 гг., а к неокому (по содержанию характерной фауны)^х.

Точно такой же комплекс сланцев (с альбскими аммонитами в верхах) слагает Гогаранский хребет, причем в обоих районах под этими флишодными свитами залегают хлорит-эпидотовые зеленые сланцы, возникшие на основе вулканогенных пород, которые по аналогии с разрезом более мелководного юрско-неокомского бассейна Кафанской плиты могут быть отнесены к верхней юре - нижнему неокому. В обоих районах сланцевые комплексы собраны в изоклинальные складки, причем в Хуступ-Чимянском хребте они сброшены и с востока контактируют с более древними образованиями юры Кафанской моноклинали.

Кроме того, в обоих районах за неокомом следуют вулканогенные отложения турона-нижнего сенона и мергелистые отложения верхнего сенона, причем последние также испытывают значительные пластические деформации и послойное течение. Аналогами последних между Гогараном и Багабердом являются плоччатые мергелистые известняки района с. Фиолетово и медного месторождения "Фролова балка". Большое сходство с указанной неокомской толщей обнаруживает также толща глинисто-карбонатных сланцев Севанского хребта к северо-западу от Зодского рудного поля.

Таким образом, между Мисхано-Зангезурской зоной и юрской Алаверди-Кафанской эвгеосинклинальной зоной выделяется эффектно выраженный пластический шарнир с изоклинальным характером складчатости по дуге Амасия - Степанаван - Сисимадан - Фиолетово - Кясама - Сваранц - Гиратах - Багаберд - Шижкерт.

Далее, в рассматриваемой зоне отмечены секущие неоком ультрамафиты, габбро и диабазы на Карахачском хребте, юго-западнее с. Арманис и в районе с. Пушкино - на севере и отмечены (М.А. Сатианом) фрагменты пород офиолитовой формации (серпентиниты, оливиниты, спилиты, листвениты, радиоляриты, марганцевистые яшмы) на юге в зоне развития меловых отложений в районах сс. Гиратах, Мусаелян, Мазра, Шижкерт, в базальных

^х Вероятно, к этому времени относятся также известняки Сисимадана (с аммонитами).

конгломератах сенона. Вместе с этим недавно в бассейне р. Дзкнагет, вблизи сс. Цовагях и Семеновка был выявлен полный набор пород офиолитовой формации (серпентиниты, перидотиты, пироксени-ты, габбро, листвениты, спилиты, радиолариты), которые вместе с отложениями верхнего сенона резко трансгрессивно и с большим угловым и азимутальным несогласием перекрываются вулканогенными отложениями нуммулитового эоцена и флишоидами дата-палеоце-на. Юго-восточнее, в Мартунинском районе у с. Карчахюр та же офиолитовая формация была вскрыта в буровой скважине под сар-матскими отложениями (данные Д. А. Оганесяна) в интервале глу-бин 400-1200 м. Тектонически эти выходы офиолитовой формации увязываются с таковыми Ширакского хребта, где они размещены в рудистовых отложениях турона-нижнего сенона и имеют гальку в этих же отложениях (синседиментационное внедрение). Эти выхо-ды офиолитов очерчивают внутреннюю границу дуги неокомской зо-ны изоклинальной складчатости.

Далее важно отметить, что в внутренней части рассматри-ваемой дуги тяготеет мощная серия силловых залежей, линейных трещинных инъекций и штоков габбро-диоритовых порфиров эоце-на (К-Аг возраст их порядка 40 млн. лет), пронизывающих верх-немеловой и среднеэоценовый комплекс Ширакского хребта и комп-лекс центрального Зангезура между Капутджухским и Хуступ-Чи-мянским хребтами (в последнем районе их интрузивный характер был показан исследованиями О. П. Гуюмджяна и др.; здесь они мно-гократно прорываются гранитоидами Зангезурского плутона, име-ющими возраст 24 млн. лет).

Кафанская моноклиальная зона, имеющая форму треугольни-ка и характер плиты (по стилю тектоники), в северо-западном направлении вклинивается в главный Севанский офиолитовый пояс Малого Кавказа и расщепляет его на две зоны - Курдистанскую и Центральную-Зангезурскую (по представлениям А. Т. Асланяна и М. А. Сатяна).

В связи с выявлением мощных флишoidных и вулканогенных геосинклинальных отложений неокома в Цахкунк-Зангезурской зо-не более обоснованными представляются данные о широком разви-тии здесь мезозойских гранитоидов (данные А. Т. Асланяна, Г. П. Багдасаряна, Р. А. Хоренян и др.), которые во времени, в круп-ном плане, увязываются с мезозойскими гранитоидами Сомхето-Карабахской зоны (данные А. Т. Асланяна, И. Г. Магакьяна, С. И.

Баласаняна, Р.О. Григоряна, Р.Л. Мелконяна, А.Г. Мидяна, П.М. Бартияна, Г.А. Туманяна и др.). Эти данные в совокупности позволяют ставить вопрос о наличии на Малом Кавказе мощного киммерийского цикла гранитоидного магматизма, сравнимого с одноименным вулканическим циклом. Равным образом появление во многих районах Закавказья и Передней Азии в туроне-коньяке офиолитовой формации позволяет говорить о возможности отнесения начала альпийского (новоальпийского) тектонического цикла (в согласии с идеями Г.Штилле) к концу среднемиловых орогенеза, хотя наличие галек ультрабазитов в базальных конгломератах оксфорда и альба допускает возможность выделения и несколько более древних циклов становления офиолитовых комплексов Малого Кавказа.

А р а к с и н с к и й п о я с в составе Еревано-Орду-бадской и Приараксинской зон сложен мощными (до 4 км) многогеосинклинальными отложениями девона-триаса, собранными в складки и разбитыми многочисленными разрывными нарушениями. Значительная часть пояса перекрыта образованиями мела-палеогена, имеющими, обычно, небольшую мощность; на юго-западе вдоль р. Аракс широко развиты галогенно-терригенные толщи неогена, мощность которых составляет 1-3 км (Арагатская, Нахичеванская впадины). Магматизм здесь имеет весьма ограниченное развитие.

Поверхность фундамента в этой зоне располагается на более низких отметках (-2, -3 км), чем в соседней Цахкунк-Зангезурской. В рельефе метаморфического фундамента здесь проявляются структуры изометрических очертаний.

Отличительной чертой Араксинского пояса является спокойное слабопониженное магнитное поле, что обусловлено преобладанием в его разрезе практически немагнитных карбонатных и терригенных пород.

В тектонике Араксинского пояса исключительную роль играет так называемый Ереванский глубинный разлом, который делит его на две зоны - на север-северо-восточную Еревано-Ордубадскую синклинорную зону, выполненную мощными (до 6 км) палеоген-неогеновыми отложениями, и юго-юго-западную Приараксинскую, где те же отложения имеют мощность до 3 км. Амплитуда смещения южнее гор. Еревана составляет 5,5 км, причем опущено северное крыло разлома, заложившегося, по меньшей мере, перед верхним мелом.

Указанный разлом прослеживается к юго-востоку в Джульфу - Тебриз - Казвин, а на запад - в Эрзерум - Эрзинджан (Ерзнка), где приключается к известной линии Тромпа, прослеживающейся в Мраморное море к югу от гор. Стамбула. Все очаги катастрофических землетрясений Анатолии, Малого Кавказа и Ирана связаны с указанным разломом. Следует отметить, что в Ереван-Ордубадской зоне, имеющей в целом общекавказское простираие, внутренние структуры имеют, как и в Сомхето-Карабахской зоне, антикавказское простираие, а в смежной Приараксинской зоне обычно общекавказское простираие.

Вышеуказанные тектонические зоны Малого Кавказа объединяются в два крупных пояса - северо-восточный эвгеосинклинальный и юго-западный миогеосинклинальный, охватывающий Ереван-Ордубадскую и Приараксинскую зоны.

Рассмотренные особенности геологического строения выделенных структурно-тектонических зон, а также совместный анализ данных геофизики о глубине залегания поверхности метаморфического фундамента и геологических сведений о мощностях покрывающих его отложений позволяет наметить следующую схему геологического развития рассматриваемой территории в послегерцинское время.

В начальный период (ранне-среднеюрское время) геосинклинальный прогиб был заложен в пределах Предмалокавказской и Сомхето-Карабахской и Кафанской зон и был отмечен накоплением маломощных терригенных и мощных вулканогенно-осадочных пород преимущественно андезитового состава. В верхнеюрское-нижнемеловое время происходит частная инверсия с образованием интрагеоантиклиналей первой генерации, сопровождающаяся внедрением умеренно кислых интрузивов типа Кохобского. В позднемеловое и палеогеновое время Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны представляли собой подводные поднятия, в пределах которых породы указанных возрастов в основном отлагались лишь в краевых частях зоны и в поперечных прогибах.

Что касается Предмалокавказской зоны, то она с самого начала возникновения геосинклиналей явилась областью минимальных или частично нулевых мощностей и была вовлечена в процесс интенсивных погружений лишь с начала верхнего мела.

В верхней юре - нижнем мелу начинается интенсивно прогибаться Севано-Акермская зона. Довольно мощные орогенные дви-

жения проявились в юрское время, в конце батского века.

В пределах этой зоны и юго-западнее область максимально-го погружения в это время ограничивалась Степанаван-Красносельской и Шилкерт-Гиратахской полосами. В середине мелового времени весь Малый Кавказ охватывается довольно мощным орогеном, что находит отчетливое выражение как в изменении фаций в конце неокома-начале сеномана (появление копалоносных отложений и осадков, богатых растительными остатками), так и региональных азимутальных несогласий между неокомской и более древними структурами, с одной стороны, и альбско-нижнесенонской - с другой. В нижнесенонское время в центральной части Севано-Акеринской зоны, в крайних северо-западных и юго-восточных частях развитой здесь шовно-глибовой структуры, происходит внедрение первой фазы ультраосновной магмы.

В верхнем сеноне и нижне-среднем эоцене прогибание усиливается и захватывает всю Севано-Акеринскую зону. Особо интенсивное прогибание, с накоплением 4+5 км мощности эоценовых вулканогенных образований, происходит опять же в Степанаван-Красносельской части зоны. Образованный здесь линейный прогиб северо-западного простирания, по географическим данным, уверенно продолжается в Грузию, к югу от Локского поднятия и перекрыт там лавами Ахалкалакского нагорья. Грузинские геологи, в частности П.Д. Гамкреддзе, включают эту территорию в состав единой Артвино-Болнисской глыбы. Вопрос о взаимоотношении указанных структур требует дальнейших исследований.

В верхнем эоцене происходит воздымание Севано-Акеринской зоны, сопровождавшееся складчатостью и внедрением гранитоидных интрузий. Прогибы верхнего эоцена в пределах Тежсар-Дилиханского поперечного прогиба приобретают субширотное не свойственное зоне простирание.

Таким образом, для Предмалокавказской, Сомхето-Карабахской и Севано-Акеринской зон устанавливается единый направленный характер их развития. Поэтому эти зоны следует рассматривать как отдельные части единой более крупной структуры - Малокавказской геосинклинали. Формирование ее происходило по плану, приближающемуся к классической схеме развития геосинклинали.

Следует указать, что многие современные тектонисты юрско-неокомскую историю Средиземноморского пояса связывают

с многочисленными актами рифтинга литосферы и образованием этим путем бассейнов Красноморского типа, ставших местом относительно глубоководного осадконакопления, подводного вулканизма толеитового типа и внедрения ультрамафитов. Подобная концепция локального спрединга, основанная на диапировом механизме подъема глубинных мантийных масс через рифты Красноморского типа, не противоречит фактическим данным, относящимся к офиолитовым поясам Малого Кавказа, которые, как показывают данные, развивались аутохтонно и автономно. В соответствии с этими представлениями новоальпийский период развития Средиземноморского орогена знаменуется действием коллизионного механизма взаимодействия литосферных блоков этого орогена и сдавливанием между ними как офиолитовых комплексов, так и скучиванием обычно интрагеосинклинальных и интрагеоантиклинальных комплексов. Это представление полностью приложимо также к рассматриваемой нами области.

Малокавказская геосинклиналь располагается в пределах зоны регионального градиента силы тяжести, обусловленного особенностями глубинного строения мантии и самой земной коры^х. Приараксинская сложнопостроенная зона является, как уже упоминалось выше, средне-верхнепалеозойской многогеосинклиналью, завершившей свое геосинклинальное развитие в триасе, и в настоящее время в большей своей части представляет собой межгорный прогиб. Так же, как и Малокавказская геосинклиналь, Приараксинская зона располагается в области регионального гравитационного градиента.

Мисхано-Зангезурская зона по комплексу геолого-геофизических признаков представляет собой жесткую геосинклинальную структуру, завершившую свое геосинклинальное развитие, вероятно, в эпибайкальском тектоно-магматическом цикле. Она в течение дальнейшей истории геосинклинального развития облас-

^х Интересно отметить, что гравитационный минимум Малого Кавказа в профиле Ереван-Тбилиси соответствует разуплотнению оливиновых масс верхней мантии до глубины около 700 км на $0,03 \text{ г/см}^3$. В этом же профиле на участке Арарат-Арагац по магнитотеллурическим исследованиям намечается горизонт квазимагматических масс с высокой электропроводностью на глубинах 180-190 км (данные Ц.Г.Акопяна и его сотр., 1977).

ти проявляла геоантиклинальные тенденции развития и ограничивала Приараксинскую (герцинскую) и Малокавказскую (киммерийско-альпийскую) геосинклинальные системы.

В целом Мисхано-Зангезурская антиклинорная зона с мощными корнями из легких масс совпадает с региональным минимумом силы тяжести, вызванным особенностями глубинного строения и напряженного состояния земной коры. Мощность "гранитного" слоя достигает здесь 30-37 км, а базальтового слоя - 15-20 км. Выше уже отмечалось преимущественное развитие в этой зоне кислых, умеренно кислых и субщелочных гранитоидов мелового и палеогенового возраста. Особенно крупные интрузивы внедрились здесь в позднеэоцен-раннемиоценовое время (Мегринский, Баргушатский и др. массивы), когда в соседней Малокавказской геосинклинали начался период общей инверсии и обе эти структуры стали испытывать восходящие движения.

Региональный минимум силы тяжести, характерный для Мисхано-Зангезурской зоны, прослеживается на северо-запад, пересекая в пределах Севано-Акеринской зоны Базумскую горст-антиклиналь, и уходит далее в пределы Грузии.

При анализе геофизических и геологических материалов обнаруживается, что этот район существенно отличается по своим структурным особенностям от других частей Севано-Акеринской зоны. Метаморфический фундамент залегает здесь на небольших глубинах (0 - 1,5 км), а складки и разрывы имеют субширотное простирание. При этом оси эоценовых складок огибают и приспасабливаются к установленному по геофизическим данным поднятию фундамента (Спитакская ступень). Все это свидетельствует о том, что рассматриваемая часть Севано-Акеринской зоны представляет собой погруженную часть Мисхано-Зангезурской зоны с наложенным прогибом мелового-палеогенового возраста.

Таким образом, наблюдается отчетливая связь между характером крупных геологических структур и региональным полем силы тяжести.

Выше, при описании тектонического строения территории, отмечались тектонические структуры северо-восточного, субширотного, антикавказского и других нехарактерных для Малого Кавказа простираний. Такие направления устанавливаются как в простираниях ряда дизъюнктивных нарушений, так и непосредственно в простираниях осей складчатых структур. Антикавказ-

ские направления устанавливаются в структурах метаморфического фундамента Апаран-Арзаканского массива, в поднятиях и прогибах метаморфического фундамента, а также в осях складчатых структур и дизъюнктивных нарушений более молодых отложений. В ряде случаев можно наблюдать, как антикавказские структуры при приближении к границе зоны не затухают, а, наоборот, находят свое продолжение в аналогичных по направлению, но иных по возрасту структурах соседней зоны, образуя в целом более региональные "сквозные" структуры, пересекающие несколько смежных зон.

В целом можно отметить, что большинство поперечных структур, особенно "сквозного" характера, развивались хотя и не одновременно на разных участках, однако в большинстве случаев наследовали общий структурный план. Наиболее контрастно антикавказские структуры проявлялись в периоды интенсивных поднятий той или иной зоны. Видимо, этим обстоятельством определяется появление в неоген-четвертичное время громадных по размерам структур субширотного простирания, пересекающих всю территорию Армении. Ряд антикавказских структур уже отмечался ранее при геологических съемках. Однако только с привлечением данных геофизики была установлена их столь большая распространенность и существенная роль в формировании современного тектонического строения рассматриваемой территории.

Следует отметить, что в интерпретации геофизических данных некоторые авторы приходят к выводу о том, что на территории Кавказа литосфера имеет меридиональную зональность, выраженную в чередовании меридионально ориентированных зон коры относительно большой и малой мощности, причем, по их мнению, очаги землетрясений концентрируются к границам между этими "толстыми" и "тонкими" зонами /84, 278/. Транскавказский линейament, протягивающийся от Арарата к Казбеку, относится к этой категории структур.

Таким образом, современная структура территории сформировалась в результате наложения двух основных генеральных направлений тектонических движений: северо-западного — общекавказского и северо-восточного и субширотного — антикавказского, неоднократно, часто одновременно проявлявшихся в течение истории формирования мегантиклинория Малого Кавказа. Эти данные и соображения указывают на спорность существую-

щего представления о последовательном изменении во времени генеральных направлений структур герцинского, киммерийского и альпийского тектонических циклов.

Как и в смежных областях Тавро-Кавказской геосинклинали общая инверсия Малокавказской геосинклинальной системы и сопряженные с ней дислокационная складчатость и гранитный магматизм конечного типа имели место после накопления майкопской (Кумской, Асмариийской) формации (олигоцен-нижний миоцен) — перед накоплением чокракской (верхней пестроцветной) моласовой формации (нижний?—средний миоцен). Начиная с чокрака, отмеченного в соседних областях трансгрессией моря, Малый Кавказ вступает в молассовый и далее (после нижнего плиоцена) в континентальный этапы развития, отмеченные накоплением эвапоритовых и грубых терригенно-обломочных фаций, проявлением субсеквентного сиалического магматизма, завершаемого финальным андезит-базальтовым вулканизмом, сильным расчленением рельефа, сопровождающимся речными перехватами и образованием озерных бассейнов тектонического и вулканоплотинного типа, формированием небольших рудных месторождений, генетически связанных с субвулканическими и экструзивными телами и др. (Капутанское месторождение апатит-магнетитовых руд с возрастом 6 млн. лет, Аванское проявление колчеданных руд, приуроченное к горячему контакту залежи каменной соли и габбро-долеритов акчагыльского возраста). В это время появляются ориентированные диагонально к предчокракским тектоническим зонам наложенные структуры, среди которых важнейшим является неовулканический пояс, протягивающийся в направлении Карс — Арагац — Армаган — Варденис — Ишхансар, вдоль зоны гравитационного минимума Малого Кавказа.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В настоящее время формационный анализ стал одним из наиболее распространенных методов в практике изучения различных аспектов магматической геологии и металлогении.

Содержание формационного анализа обычно сводится к следующему: 1) исследование состава выбранной ассоциации пород в расчете получить модель ее состава в целом; 2) исследование стратиграфической и латеральной смены пород и слагаемых имител... для выявления закономерностей их чередования в пределах данной ассоциации в целом; 3) оценка особенностей (на фоне тектоно-формационной зональности) геолого-тектонического и стратиграфического положения ассоциации; 4) сопоставление данной ассоциации по составу, строению и положению со смежными или иными ассоциациями, выяснение соотношений и связей с ними; 5) оценка классификационного положения данной формации; 6) выяснение петрогенетических особенностей ассоциации в целом (формационная петрология); 7) оценка металлогенетических и других прикладных особенностей ассоциации" /74/. В зависимости от целевой установки исследования может измениться как содержание формационного анализа, так и выбор формационных единиц, однако в любом случае необходимо учитывать главную особенность формационного анализа - рассмотрение совокупностей пород как целого /74, 181 и др./.

Несмотря на наличие ряда публикаций, касающихся методологии формационного анализа, основные понятия, а также принципы формационного анализа окончательно не устоялись. Это и естественно, поскольку, как справедливо отмечал Ю.А.Кузнецов /181/, учение о магматических формациях находится в начальных стадиях своего становления и нуждается в постоянном совершенствовании. Ныне имеется обширная литература, в которой в том или ином аспекте и с различной детальностью обсуждаются основные понятия и принципы формационного анализа.

2.1. Основные понятия

Понятие о магматической формации впервые вошло в геологическую литературу еще в прошлом столетии после известной работы Ф.Ю. Левинсона-Лессинга /189/, в которой на основании стратиграфической близости и генетической общности всех пород, включая контактные и гидротермальные образования, была выделена олонецкая диабазовая формация. В дальнейшем учение о формациях, благодаря трудам Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова, наиболее плодотворно и интенсивно развивалось в применении к осадочным формациям. Согласно определению Н.С. Шатского, дополненного и расширенного Н.П. Херасковым, "формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространстве, так и во времени" /305/.

В отличие от приведенного определения, ряд исследователей характеризуют геологическую формацию как комплекс (закономерное сочетание) фаций, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла.

По существу, аналогичная ситуация наблюдается и в определении понятия "магматическая формация". Как мы уже отметили, еще Ф.Ю. Левинсон-Лессинг при выделении олонецкой диабазовой формации подчеркивал генетическую связь всех пород этой формации, включая и гидротермально-жильные образования

В развернутом определении интрузивной формации, данном впервые Ю.А. Билибиним, отмечалось, что "под интрузивной формацией мы понимаем совокупность пород, которые: 1) встречающаяся всегда в совместном развитии, представлены одной и той же петрографической ассоциацией, более или менее постоянной даже в очень удаленных друг от друга областях своего развития и в условиях различного геологического возраста; 2) приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени к определенной фазе тектонического цикла... 3) обнаруживают целый ряд геохимических, петрохимических и минералогических особенностей, указывающих на их происхождение из магм сходного состава в результате одного и того же процесса их эволюции; 4) характеризуются одними и теми же чертами металлогении" /78/. В приведенном определении так-

же подчеркивается генетическое родство пород и, что еще более важно, жестко закрепляется за каждой формацией определенное место в тектоническом цикле. Последнее обстоятельство позднее, в работах ряда исследователей, было еще более акцентировано, что привело к такому положению, когда, исходя из наличия тех или иных формаций, стали судить об этапах развития подвижных поясов. В настоящее время имеется целый ряд определений понятия "магматическая формация". Не имея возможности останавливаться на всех определениях, рассмотрим лишь наиболее употребляемые из них, тем более, что многие определения несущественно отличаются друг от друга.

Одно из первых определений понятия "магматическая формация" было дано Г.Д.Афанасьевым, согласно которому это "ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, экструзии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы..., отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага"/42/.

В докладе Е.К.Устиева на IV Всесоюзном петрографическом совещании от имени членов формационной комиссии Петрографического комитета было предложено следующее определение: "Магматическая формация - это закономерно повторяющееся сообщество преимущественно монофациальных магматических пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований, возникшее в общих структурно-геологических условиях при одинаковом тектоническом режиме в связи с единым этапом тектоно-магматической эволюции. Отношения между всеми членами одной магматической формации определяются единством либо магматического источника, либо только структурообразующего и пороодообразующего процессов" /296/.

Близкая формулировка была принята и при составлении карты магматических формаций СССР М 1:2.500.000, согласно которой "магматическая формация - естественная комагматическая ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры" /176/. На V Всесоюзном петрографическом совещании в докладе Д.С.Штейнберга с соавторами было подчеркнуто, что "формации - закономерные ассоциации генетически связанных горных пород, повторяющиеся

во времени и в пространстве с сохранением какого-то минимума общих черт" /322/.

Во всех вышеприведенных определениях в качестве одного из основных признаков магматических формаций принимается генетическая (либо комагматическая) связь отдельных его членов, а в ряде определений постулируется и жесткая приуроченность их к определенным тектоническим структурам или к этапам их развития. Возражая против такого подхода Ю.А.Кузнецов отмечал, что "...включение гипотетических допущений в определение комплекса или формации неизбежно будут создавать впечатление о том, что проблема природы глубинных магматических очагов и происхождения магм уже решена, хотя в действительности о том и другом, по существу... мы... делаем более или менее остроумные догадки или создаем гипотезы, большей частью весьма шаткие" /180/. Подчеркивая отсутствие необходимости включения гипотетических представлений в определение понятия "магматическая формация", Ю.А.Кузнецов принял за основу определение геологической формации, данное Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым, приспособив его к особенностям ассоциаций магматических пород, разграничив при этом понятия, отвечающие конкретным ассоциациям, от обобщенных абстрактных понятий.

Для обозначения конкретных магматических формаций было предложено пользоваться термином "магматический комплекс", под которым понимается "конкретная, т.е. занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация... пород..., тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования..." /180/. Для обозначения типовых ассоциаций был принят предложенный Н.П.Херасковым термин "формационный тип".

В отличие от общепринятой точки зрения, М.А.Фаворская с соавторами / 297 / относит магматические формации не к группе вещественных, а к группе тектонических ассоциаций горных пород, понимая под магматической формацией ассоциацию пород одного фациального типа (интрузивного или вулканического), образовавшуюся в одну фазу вулканической деятельности (период магматической активности 5-10 млн. лет) в пределах блока площадью $\sim 10^3-10^4$ км² (блок IY порядка).

Развитие метода формационного анализа выявило необходимость уточнения определений основных понятий, с целью воз-

можно полного удовлетворения различным аспектам формационного анализа. В результате работ, проведенных в этом направлении / 74-76, 181 /, предложено новое, наиболее общее определение, согласно которому "геологические формации - это совокупности (парагенезисы) первично-ассоциированных горных пород и слагаемых ими тел регионального или более крупного масштаба, обладающие некоторой степенью внутренней геологической связности, варьирующей в разных случаях, выделяемые в природных границах для целей формационного анализа" / 74 /. Одновременно было уточнено, что "магматические комплексы - это региональные формации малого ранга, удобные в качестве опорных единиц для регионального картирования магматических ассоциаций. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательна тесная связанность - территориальная (в пределах единой тектоно-формационной зоны), стратиграфическая (возрастная близость, чередование, переслаивание) и петрогенетическая (принадлежность к единому процессу породообразования), не обязательно в смысле образования из одного очага, т.е. в смысле прямой ко-магматичности" / 74 /. Это определение и принято нами за основу при выделении магматических формаций.

Вышеприведенное универсальное определение геологической формации характеризуется отсутствием каких-либо жестких требований, будь-то генетического либо тектонического порядка и может в полной мере применяться как общее определение магматических формаций. Следует подчеркнуть, что отрицательное отношение к использованию генетических признаков при определении понятия "магматическая формация" отнюдь не означает игнорирования генетических построений при формационном анализе. Вопрос заключается в том, что в одном случае генетический признак кладется в основу выделения формаций, в другом же - генетические построения основываются на результатах формационного анализа, проведенного на эмпирическом уровне.

2.2. Основные принципы и методы выделения магматических формаций

Большинство выше рассмотренных формулировок определения формаций предопределило главные признаки, которые, по мнению многих исследователей / 74, 78, 122, 176, 180, 239, 305, 322 и др. /, должны служить основой при выделении магматичес-

ких комплексов и формаций: 1) петрографический, точнее – вещественный состав; 2) геологическая обстановка образования, отражающаяся в фациальном облике; 3) возрастная близость всей парагенетической ассоциации; 4) геоструктурный – связь с определенными геотектоническими элементами земной коры; 5) историко-геологический (закономерное проявление той или иной ассоциации на определенной стадии развития геотектонических элементов).

На основании вышеотмеченных признаков, Ю.А.Кузнецовым / 180 / была предложена классификация магматических формаций, в основу которой положен тектонический принцип систематизации. Согласно этой классификации были выделены: 1) формации собственно-геосинклинальных этапов развития подвижных зон; 2) орогенные, главным образом геоантиклинальные, формации подвижных зон; 3) формации устойчивых областей; 4) некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ.

Среди отмеченных формаций выделены ряды эффузивных и интрузивных формаций, название которым было дано по наименованию наиболее характерных для него типов пород^х.

Близкие по составу магматические формации в классификации Ю.А.Кузнецова объединялись в ряды или группы формаций. Е.К.Устиев /296/ предлагал кроме рядов и групп формаций объединять магматические формации и их группы в серии, характеризующие один тектоно-магматический цикл формирования геосинклинально-складчатой области, платформы или ее чехла. Одновременно указанным автором было введено понятие о системе формаций как совокупности всех магматических формаций, характеризующих всю геологическую историю какой-либо складчатой области или платформы.

Тектонический принцип систематизации положен также в основу классификации магматических формаций, разработанной во ВСЕГЕИ / 176, 239 /, согласно которой выделяются, в частности, формации геосинклинальной, инверсионной и консолидационной стаций.

х В последнее время появились призывы к осторожности при выделении типа формации в зависимости от количественных соотношений пород, поскольку наблюдаемые на современном эрозионном срезе соотношения площадей могут не соответствовать истинному соотношению объемов даже на глубинах 1-2 км / 322 /.

Схемы классификации геологических (в том числе и магматических) формаций исходили, по существу, из детерминистского представления о связи между составом магматических формаций и их тектоническим положением / II7 /. Однако Д.А.Кузнецов уже при разработке вышеотмеченной классификации / I80 / неоднократно подчеркивал, что предложенная им группировка является в достаточной степени условной, поскольку однотипные магматические формации нередко фиксируются в пределах различных геотектонических элементов. Иначе говоря, связь между составом и тектоническим положением является не однозначной, а случайно-вероятностной (стохастической).

С целью преодоления этого противоречия В.Е.Хайн / 298 / предложил все формации разделить на две группы - стено тектонические, характеризующиеся строгой тектонической приуроченностью, и эвритектонические, менее чувствительные к изменениям тектонического режима. Однако, если тектоническое положение не определяет однозначно состав магматических формаций, то, следовательно, и классификация, имеющая неопределенное количество исключений, оказывается неправомерной. Разумеется, "...можно систематизировать типы тектонических структур и этапы их развития с учетом особенностей магматизма и набора характерных магматических формаций, но это уже иная задача, чисто тектоническая" / I8I /.

Учитывая вышеизложенное, а также ряд других недостатков существующих схем классификаций, Д.А.Кузнецовым с сотрудниками /I82/ предложен принципиально новый подход к систематике магматических формаций. В основу предлагаемой классификации положен вещественный состав магматических формаций, анализируемый с позиций нескольких ступеней систематики - общепетрографической (геолого-петрографической), петрохимической и минералого-петрографической. Каждая из перечисленных ступеней может в свою очередь быть детализирована. На первой ступени систематики в качестве наиболее крупных подразделений пород приняты породные группы: базитовая, кислая, щелочно-салическая, перидотитовая (ультрамафическая), пироксенитовая, анортзитовая, карбонатитовая. Вся дальнейшая систематика основывается на строгих (формальных) оценках и границах по петрохимическим и минералогическим признакам, которые позволяют построить систематику составов магматических формаций любой

детальности. При этом основная трудность состоит в выборе классификационных границ, поскольку они, по возможности, не должны проходить внутри природных ассоциаций.

Весьма важным в формационном анализе является вопрос о пространственных и стратиграфических границах магматических формаций. Вышерассмотренные определения формации по существу немасштабны, поскольку не содержат четких требований к определению объема формации. В то же время, как справедливо отмечает А.Ф.Белоусов, допускается, что существует определенный ранг ассоциаций пород, являющийся особым носителем свойств формации, для которой предлагается искать меру для определения узкого объема геологической и магматической формаций. "При такой постановке неизбежно всплывает вопрос: что является и что не является формацией в ряду ассоциаций горных пород? В связи с этой же постановкой возникают... недоумения насчет того, допустима ли разная степень и множественность способов расчленения геологических образований одного и того же района на формации" / 74 /. Как подчеркивает А.Ф.Белоусов, в настоящее время состояние формационного анализа позволяет снять постановку вопроса об узкофиксированном и навсегда заданном масштабе формации как схоластическую. Включение же формации в таксономический ряд формационных единиц ведет к неувязкам и противоречиям, поскольку понимание ее объема у разных исследователей сильно варьирует.

Необходимость подхода к геологическим формациям как к многомасштабным образованиям удовлетворяет требованиям как формальной логики, так и практики приложения формационного анализа. В этом аспекте трудно согласиться с фиксированным площадным размером ($п \cdot 10^3 \cdot 10^4 \text{ км}^2$) и временной длительностью ($10 \pm 2 \text{ млн. лет}$) магматической формации / 297 /. Ю.А.Кузнецов / 180 / и А.Ф.Белоусов / 74 / подчеркивают, что вопрос о границе между породными ассоциациями должен решаться в соответствии с региональной геологической обстановкой. В частности, территориальные рамки наименьших формационных единиц определяются границами тектоно-формационных зон регионального масштаба (первичные прогибы и поднятия, резко тектонически разделенные блоки и т. д.), которые существовали одновременно с процессами формирования соответствующих ассоциаций. Естественно, что в связи с различными их размерами в различных регио-

нах, площадные размеры этих комплексов будут значительно варьировать. Однако в любом случае они должны реально прослеживаться как литостратиграфические единицы в пределах соответствующей элементарной тектоно-формационной зоны. Естественно, что стратиграфические объемы магматических комплексов также значительно будут варьировать. При этом формации малого или более крупного масштаба могут быть сгруппированы в формации более высоких рангов по различным признакам (пространственной, тектонической и стратиграфической связности, составу, металлогеническим особенностям и т. д.).

В основу отделения региональных магматических формаций друг от друга обычно кладутся следующие признаки: а) существенные различия вещественного состава; б) разобщенность ареалов распространения или наличие достаточно четких разделяющих тектонических и тектоно-формационных границ; в) существенный перерыв магматической деятельности во времени. Использование этих признаков при расчленении магматических формаций обеспечивает картируемость магматических комплексов. Эти признаки, а также фациальный облик пород, с учетом тектоно-формационной зональности региона, как правило, положены в основу выделения магматических формаций на территории Армянской ССР.

Вещественный состав преобладающих типов пород принят за основу при наименовании магматических формаций. При этом последние характеризуются в одних случаях однородным (квазиоднородным), в других — неоднородным (неоднородным) распределением составов пород.

По фациальному облику выделены эффузивные и интрузивные формации. В состав интрузивных формаций включены также некоторые дайковые породы (отщепленные интрузивы или дайки I этапа). Сложнее обстоит дело с более поздними магматическими образованиями, выделяемыми обычно как малые интрузивы, дайки II этапа и т. д. Отсутствие в отдельных случаях достаточно четких критериев для однозначной оценки их связей с собственно интрузивными формациями обуславливает различное решение вопроса в конкретных случаях.

В состав эффузивных формаций включены лавы, пирокластиты, породы жерловой и субвулканической фаций. Эффузивные формации, сравнительно с интрузивными, изучены менее детально, поэтому объемные соотношения различных типов пород, а так-

же лавового и пирокластического материалов не во всех случаях определяются однозначно.

Возрастная близость пород, объединяемых в ту или иную формацию, устанавливается в целом достаточно уверенно. Выделенные эффузивные формации являются обычно реальными литостратиграфическими единицами. Некоторые трудности возникают при установлении возрастных границ интрузивных комплексов, учитывая, с одной стороны, их, как правило, многофазное строение, а с другой — нередкое присутствие в пределах единиц и тех же долгоживущих тектонических структур нескольких интрузивных комплексов. Однако эти трудности были в целом успешно преодолены, благодаря относительно высокой степени петрографо-минералогической, геохимической и радиогеохронологической изученности интрузивных комплексов, позволивший довольно уверенно провести их расчленение.

При выделении региональных магматических формаций важное значение имеет их увязка с конкретными структурами с целью анализа характера связи между вещественным составом магматической формации и его тектоническим положением. В этом аспекте выделенные формации рассмотрены в связи с известной схемой (см. гл. I) геолого-структурного районирования территории Армянской ССР. При этом формационный анализ магматизма проведен по отдельным крупным этапам^х — байкальскому, киммерийскому (раннеальпийскому), альпийскому (позднеальпийскому).

Внутри этапов группировка формаций проведена по отдельным возрастным подразделениям в объеме известных структурных этажей, ярусов и подъярусов / 36, 85, 89 и др. /. Такой подход позволяет объективно учитывать закономерности проявления магматизма при периодизации истории тектоно-магматического развития и при тектоническом районировании территории Армянской ССР. Причем, как нам представляется, при решении этих вопросов приоритет должен быть сохранен скорее за геолого-тектоническими признаками, нежели — магматическими.

^х Достоверных сведений о наличии существенных проявлений магматизма в каледонском этапе в настоящее время не имеется.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Байкальский тектоно-магматический этап

Наши представления о байкальском тектоно-магматическом этапе весьма ограничены, ввиду фрагментарности выходов и интенсивной метаморфизованности пород, относимых к верхнепротерозойскому-нижнепалеозойскому возрасту.

Выходы пород этого возраста приурочены к ядрам антиклинальных структур (Цахуяцкий, Шамшадинский, Сюникский) или к зонам глубинных разломов. Отсутствие прямых палеонтологических данных не позволяет однозначно решить вопрос об их возрастной принадлежности, поэтому датировка производится на основании их стратиграфического положения и параллелизации с относительно близкими по степени метаморфизма образованиями Дзиркульского, Храмского и Локского массивов. Все эти образования составляют древний кристаллический фундамент Малого Кавказа.

3.1. Ряд верхнепротерозой-нижнепалеозойских формаций

Формации этого возрастного ряда представлены, с одной стороны, метаморфическими образованиями, сложенными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, порфиритоидами, порфироидами и т. д. и, с другой, - интрузивными образованиями, представленными мафит-ультрамафитами, плагвогранитами, гранит-мигматитами.

3.1.1. Метаморфические формации

Древние метаморфические породы на территории Армянской ССР составляют изолированные массивы, в пределах которых широко развиты интрузивные тела от ультраосновного до кислого составов. Общая площадь развития метаморфических пород с учетом перекрытых маломощным чехлом участков составляет более 1000 км².

Метаморфические породы Армении в том или ином аспекте были изучены многими исследователями / 7-9, 26, 27, 30, 36, 44, 173, 242, 257 /.

Основная часть метаморфических пород на территории Армянской ССР обнажается в Цахкуняцком хребте, где слагает Арзаканский и Апаран-Анкаванский массивы, разобщенные маломощным узким плащом неоген-четвертичных лав, составляя единый Цахкуняцкий массив (горст-антиклинорий по А.А.Габриеляну). Площадь обнажения метаморфических сланцев Цахкуняцкого массива составляет около 600 км². Остальные массивы метаморфических пород выступают в следующих пунктах Армянской ССР: Ахумский массив (7 км²) в верховьях р.Ахум; метаморфические массивы Севано-Амасийского офиолитового пояса, с запада на восток; Амасийский массив (3 км²) в 3 км к ССЗ от гор.Амасия; Дзорагетский массив (10 км²) в верховьях р.Дзорагет в районе кочевки с.Одзун (Узунлар); ряд мелких массивов на водораздельной части Севанского хребта (Памбакский, Зодский и др.).

Довольно крупный выступ (около 200 км²) метаморфического фундамента установлен геофизическими методами и подсечен скважинами в Араратской котловине к западу от гор.Еревана в следующих пунктах: 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 Гарни у г.Еранос обнажаются метаморфические породы Ераносского массива (1 км²). В южной части Армянской ССР, в Зангезуре, метаморфические породы обнажаются у с.Сваранц (2 км²) и слагают обширное поле вдоль р.Аракс в районе сс.Алдара, Швандзор, Нювады на площади около 100 км². Небольшие выходы метаморфических сланцев имеются к северу от р.Аракс в районе сс.Шилкерт, В.Гиратах и Лернадзор.

В сопредельных с Армянской ССР территориях метаморфические сланцы развиты на Локском и Храмском массивах Грузинской ССР и в верховье р.Асрик-чай в Азерб.ССР. На территории Ирана, в прилегающих к Армянской ССР с юго-востока районах, метаморфические сланцы широко развиты на Курдистанском и Карадагском хребтах, а на территории северо-восточной Турции они широко развиты к востоку и северо-востоку от оз.Ван, слагая значительную часть хребта Армянский Тавр.

Разрез древних метаморфических сланцев относительно бо-

лее полно представлен на Цахкуняцком массиве в районе сс. 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 (байкальского) возраста. Указанные возрастные границы, ввиду отсутствия ископаемой фауны и надежных стратиграфических данных, определяются условно путем тектонических и литологических сопоставлений. По представлениям отдельных исследователей и данным радиогеохронологии возраст метаморфизма описываемых толщ датируется в диапазоне времени от верхов палеозоя до нижнего 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 / 7 /.

Верхняя серия представляет собой аповулканогенно-карбонатную зеленосланцевую формацию, которая претерпела байкальский (?) прогрессивный метаморфизм в фации зеленых сланцев / 8 /.

Восстановление исходного состава сланцев нижней серии после "снятия" метаморфизма / 9 / показывает, что нижняя серия первоначально была сложена псаммито-пелитовыми отложениями с пачками доломитовых и кальцитовых известняков. Восходящий разрез исходных пород сланцевой толщи начинается глинистыми песчаниками (свита пятнистых кварц-слюдяных сланцев), затем следуют бороносные глинистые песчаники и песчаники (свита турмалиновых кварц-мусковитовых сланцев) и венчается черными битуминозными глинами (свита графитоносных андалузит-гранатовых кварц-слюдяных сланцев). Известняки и доломиты (кальцитовые и доломитовые мраморы) образуют горизонты и пачки в кровле и внутри каждой из свит.

Разрез верхней серии начинается метаркозовыми филлитами по исходным аркозовым песчаникам и грауваккам, затем сменяется порфиритоидами по толеитовым базальтам, порфироидами по плагиоклапиритовым лавам и субвулканическим телам и венчается мелкозернистыми мраморами по рифогенным известнякам с метапсаммитовыми прослоями.

На Апаранском массиве значительную часть нижней серии составляют рутитоносные черные амфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой. Детальное картирование и петрографические исследования показывают, что они являются апогабровыми интрузиями с реликтами бластогабровой 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 составляют мигматитовые ядра в центральных частях брахискладок нижней серии и представлены микроклин-двуслюдянными гранитогнейсами, образовавшимися как мигматиты венитового типа за счет частичной мобилизации исходных крупнозернистых микроклинных гранитов.

По взаимоотношению с неметаморфизованными породами обрамления массивы метаморфических пород можно разделить на автохтонные и аллохтонные. К автохтонным мы относим массивы, имеющие стратиграфические контакты с неметаморфизованными отложениями. Аллохтонные массивы ограничены от неметаморфизованных отложений тектоническими контактами.

К автохтонным мы относим Ахумский, Цахкуняцкий и Ераносский массивы метаморфических пород. На Ахумском массиве метаморфические сланцы, по нашим представлениям, 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.

На Цахкуняцком массиве в районе сс. Сараландж и Курубугаз метаморфические сланцы несогласно, стратиграфически перекрываются неметаморфизованной терригенной толщей черных — темно-серых аспидных сланцев-аргиллитов и алевролитов с пачками аркозовых песчаников и гравелитов с обломками пород и манералов метаморфических сланцев. Выше по разрезу терригенная толща Сараланджа сменяется основными вулканитами — спилитами, вариолитами и диабазовыми порфиритами. Указанный разрез аналогичен разрезу отложений нижней-средней юры Шамшадинского антиклинория, перекрывающих метаморфические сланцы Ахумского массива. На других участках Цахкуняцкого массива метаморфические сланцы перекрываются терригенно-карбонатными отложениями верхнего мела (коньяк-сантон) с мощными базальными конгломератами коньяка, изобилующими обломками сланцев и

прорывающих их интрузивов, в том числе посттектонических по отношению к метаморфизму гранитоидных интрузий агверанского типа.

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

К аллохтонным мы относим небольшие массивы и блоки кристаллических сланцев, размещенных в пределах Севано-Амасийского офиолитового пояса. С запада на восток по этому поясу обнажаются Амасийский, Дзорагетский массивы с тектоническими контактами, с интенсивно перемятыми породами офиолитового комплекса — красно-бурыми яшмами — радиоляритами, 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 местами образуют крутопадающие дайкообразные тела мощностью 1-10 м, секущие кристаллические сланцы и представляющие собой типичные брекчии выжимания.

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 Севано-Амасийского офиолитового пояса, где многочисленные мелкие блоки кристаллических сланцев находятся в толще офиолитов. Они огибаются, тектонически протыкаются и обволакиваются развальцованными серпентинитами в смеси с бластомионитами и катаклазитами по радиоляритам, мандельштейнам и известнякам.

Аллохтонное положение кристаллических сланцев в пределах офиолитового пояса можно трактовать как результат тектонического подъема блоков фундамента вместе с ультрабазитами в верхние структурные этажи. Метаморфические породы разных блоков в пределах этого пояса коррелируются с различными горизонтами разреза Цахкуняцкого кристаллического массива: на Амасийском массиве и на р. Тертер (урочища Аджарис) обнажаются гранатовые амфиболиты основания разреза кристаллического

фундамента, по р. Дзорагет — породы средней части разреза.

В южном Зангезуре метаморфические породы при прослеживании к северу от р. Аракс, через с. Нювады — коч. Эрнадзор — коч. Гюмаранц постепенно переходят в неметаморфизованные алевролиты и аргиллиты палеозоя (?). Степень метаморфизма этих пород увеличивается от 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 Нювады), объясняется тем, что на юг от р. Аракс, в пределах Ирана, Мегринский плутон образует коленообразный изгиб на восток и проходит близко от правого берега реки. Воздействием плутона на этом контакте и объясняется, на наш взгляд, повышение степени метаморфизма пород южнее и юго-восточнее с Нювады. Если совместить геологические карты южного Зангезура и Иранского Карадага, то заметно, что, породы, слагающие хребет Севкар, протягивающийся в широтном направлении от с. Аладара (Малев) на восток параллельно с Аракс, образуют провес кровли над Мегринским плутоном.

3.1.1.1. 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 пелитовые, кварц-полевошпатовые, карбонатные, основные и магмезиальные ассоциации.

Ниже приводятся наиболее характерные парагенезисы минералов по отдельным массивам метаморфических пород Армянской ССР.

Арзаканский кристаллический массив

А. Нижняя серия

Альмандит-андалузит-биотит-мусковит-(кварц, графит); альмандин-андалузит-ставролит-мусковит-кварц (биотит, рутил, графит); мусковит-кварц-турмалин (рутил); доломит-мусковит-кварц; кальцит-тремолит-кварц; доломит-кальцит-роговая обманка-эпидот (мусковит); плагиоклаз-кальцит-мусковит-биотит-

кварц (альмандин); плагиоклаз-кальцит-мусковит-кварц; роговая обманка (сине-зеленая) - плагиоклаз - рутил; роговая обманка (сине-зеленая)-плагиоклаз-кварц (рутил).

Б. Верхняя серия

Антинолит-эпидот-альбит (сфен); антинолит-хлорит-эпидот-альбит (сфен); эпидот-альбит-хлорит-сфен; альбит-хлорит-сфен (эпидот); мусковит-эпидот-кварц-альбит; мусковит-хлорит-эпидот-кварц-альбит (эпидот); кальцит-мусковит-хлорит; тремолит-хлорит-хлорит; тремолит-антигорит-тааль; тремолит-тааль; антигорит-тааль-карбонат; тааль-карбонат-кремень; карбонат-кремень.

Ахумский массив

Мусковит-эпидот-кварц-альбит; мусковит-кварц-альбит; тремолит.

Амасийский массив

Альмандин-роговая обманка (сине-зеленая) - плагиоклаз-рутил; альмандин-роговая обманка (сине-зеленая)-плагиоклаз-кварц (рутил); роговая обманка-альмандин-плагиоклаз-кварц (рутил).

Дзорагетский массив

Альмандин-ставролит-мусковит-кварц; альмандин-мусковит-кварц; сине-зеленая роговая обманка-кварц-кальцит; кварц-мусковит-кальцит.

Как видно из приведенных парагенезисов, в Цахкуняшском массиве присутствуют породы альмандин-амфиболитовой 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 - к фации альмандиновых амфиболитов и фации зеленых сланцев.

В Зангезуре, в районе сс.Шванидзор - Нивады, метаморфические породы имеют контактово-метаморфическое происхождение под тепловым воздействием 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 скарины 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 Цахкунянского массива, а в скважине Зейва вскрыты зеленые сланцы верхней серии.

3.1.1.2. Формации метаморфических пород

Формационное расчленение метаморфических пород предполагает выделение таких сообществ, которые образуют естественные ассоциации, отдельные составляющие которых парагенетически связаны друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении.

Специальное формационное расчленение метаморфических пород Армении на основе парагенетического анализа ранее не проводилось. Впервые метаморфические породы Армении по формационному признаку были вкратце охарактеризованы А.Т. Асланяном / 36 /, с отнесением их к фациям мезозоны и катазоны.

Общепринятого определения метаморфической формации до сих пор не выработано. В зависимости от конкретных целей и задач, метаморфические породы группируют в формации то по валовому химическому составу (фемическая, салическая и т.д.), то по слагающим петрографическим типам пород (например, амфиболитско-кварц-роговообманково-слюдяно-сланцевая формация); предлагается также "снять" метаморфизм и дать наименование соответствующей исходной формации.

Следует отметить, что подобные подходы к выделению метаморфических формаций не могут иметь универсального значения. Они могут с успехом служить конкретным, частным целям выявления состава фундамента для прогнозирования полезных ископаемых и понимания коровых процессов магмообразования, для геологических корреляций или для палеогеографических реконструкций. Однако для целей освещения картины распределения термических и барических эндогенных полей глубоких зон земной коры в прошлые эпохи, чему, по нашему мнению, должно служить понятие "метаморфическая формация", химизм и исходный литологический состав слагающих пород непричастны. Региональный

метаморфизм происходит под воздействием возрастания давления и подъема геоизотерм в изохимических условиях и характеризуется лишь определенными парагенетическими ассоциациями минеральных новообразований, отражающими новые термодинамические условия установившегося равновесия вне зависимости от химического или литологического состава исходных пород.

Различные валовые химические составы и исходные литологические типы при метаморфизме определяют только видовой состав минералов-новообразований и скорость установления равновесия, тогда как фация метаморфизма обусловлена только значениями P , T и μ_{H_2O} . Поэтому в определении метаморфической формации главная роль принадлежит фациям метаморфизма пород, слагающим данную формацию, независимо от исходного химического состава и литологии первичных пород. Это необходимо для корреляции изофизических зон земной коры с целью реконструкции термальной и барической истории преобразования земной коры в прошлом. Отсюда очевидно, что метаморфическая формация должна представлять собой совокупность метаморфических пород одной фациальной серии, объединенных по парагенетическому принципу, т.е. сообществом метаморфических пород, образованных в сходных условиях в течение определенного дискретного промежутка времени.

Метаморфические формации Армянской ССР выводятся нами из совокупности вышеприведенных фаций метаморфизма. Нами было показано, что кристаллические сланцы Арзаканского массива претерпели два разновозрастных эпизода регионального метаморфизма — в фации альмандиновых амфиболитов и в фации зеленых сланцев. Последующее изучение остальных массивов метаморфических пород Армянской ССР позволило нам распространить это деление и на них и коррелировать их с Арзаканским массивом. От разреза Арзаканского массива по степени метаморфизма несколько отличаются гранатовые амфиболиты Амасийского массива, которые представлены более высокими субфациями амфиболитовой фации, представляя более глубокие зоны, чем арзаканские. Особняком стоят глаукофановые сланцы Степанаванского массива, которые мы выделяем в самостоятельную формацию.

Таким образом в пределах древнего кристаллического фундамента на территории Армянской ССР можно выделить следующие формации регионально-метаморфических пород:

1. Полиметаморфическая формация рифейского (?) возраста.

Таблица 3.1.1.2.1

Характеристика древних метаморфических формаций

Формации	Свиты	Тектонические положения	Мощность	Исходный состав	Петрографический разнообразие пород
Зеленосланцевая	Карбонатно-вулканогенно-осадочная	Цахкуняцкий массив	600м	Известняки, туфобрекчии, глинисто-известковые аргиллиты	Мраморы мелкозернистые, мраморизованные известняки, хлорит-актинолитовые, известково-хлоритовые сланцы
	Вулканогенная	Цахкуняцкий массив	800м	Плагииолипаритовые лавы, субвулканические тела Порфириты диабазовые, андезитово-базальтовые, туфы, габбро-диабазы	Порфириоиды: кварц-полевошпатово-серицитовые, хлоритовые и хлоритоидные Порфиритоиды: альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-хлоритовые, хлорит-эпидотовые, альбит-актинолитовые
	Филлитовая	Цахкуняцкий, Ахумский, Ераносский	400 м	Граувакки, аркозовые песчаники, иногда с известковым цементом	Филлиты метааркозовые, серицит-биотитовые, хлорит-серицитовые
Полиметаморфическая	Графитовых сланцев	Цахкуняцкий, Ахумский массивы	150м	Битуминозные глины, известняки, доломиты	Филлиты, известковые сланцы Гранат-кварц-двусланяные графитовые кристаллы, сланцы, мраморы, доломиты
	Мусковит-кварцевых сланцев	Цахкуняцкий, Ахумский массивы	550м	Песчаники кварцевые, глинистые и бороносные, известняки, доломиты	Турмалиновые мусковит-кварцевые кристаллы, сланцы, слюдяные мраморы ("чипполино"), мраморы, доломиты, железистые слюдяные кварциты
	Пятнистых сланцев	Цахкуняцкий, Ахумский, Амасийский массивы	700м	Песчанистые глины, граувакки, известняки, доломиты, габбро-диабазы	Кварц-мусковит-биотитовые гнейсы; кварц-хлорит-двусланяные кристаллы, сланцы с хлорит-серицитовыми пятнами; мраморы, доломиты, амфиболиты

Таблица 3.1.1.2.2

Химические составы метаморфических пород

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	B ₂ O ₃	С общ.	H ₂ O -	ппп	Сумма
1	58,34	0,89	17,38	3,17	4,39	0,02	4,32	1,36	2,50	3,20	0,18	0,07	0,02	0,15	4,13	100,12
2	59,39	0,72	20,16	3,61	7,91	не опр	3,08	0,43	2,46	3,52	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	2,89	100,56
3	54,53	0,99	21,67	3,61	4,39	0,05	4,04	0,85	0,80	4,50	0,18	0,07	не обн.	0,34	4,39	100,41
4	73,75	0,21	12,72	2,56	0,44	0,02	3,50	1,07	0,47	2,30	0,08	0,65	не обн.	не обн.	2,66	100,43
5	77,08	сл.	13,24	1,70	0,36	не опр	2,26	0,93	0,26	1,81	не опр.	не опр.	0,14	не опр.	1,87	99,65
6	61,19	0,91	16,36	4,09	3,95	0,08	1,86	1,00	1,70	3,50	0,17	0,12	0,05	0,27	4,76	100,01
7	62,27	0,90	16,44	2,02	4,91	0,06	2,47	1,07	1,34	3,32	не опр.	не опр.	0,23	0,56	5,55 ^x	101,31
8	45,48	2,67	12,95	10,41	5,71	0,20	7,17	7,79	1,80	0,40	0,23	не опр.	0,05	1,30	4,36	100,52
9	69,14	0,56	13,83	3,43	0,44	0,03	0,32	0,79	6,25	1,80	0,07	не опр.	не опр.	0,34	1,08	100,18

х В том числе С_{общ.} = 1,06% и CO₂ = 0,77%.

Опись анализов. 1. Кварц-двуслюдяной крист.сланец, пр.6, с.Бжни, колл. В.А.Агамалаяна; 2. Двуслюдяной кварцитовый сланец, обр.2, с.Арзакан, колл. Г.П.Багдасаряна; 3. Кварц-двуслюдяной кристаллический сланец, пр.11, вост.окр. с.Бжни, колл. В.А. Агамалаяна; 4. Турмалиновый мусковит-кварцитовый сланец, пр.3, в 2 км СВ с.Арзакан, колл.В.А.Агамалаяна; 5. Турмалиновый мусковит-кварцитовый сланец, обр.39,окр. с.Арзакан, колл. В.А.Агамалаяна; 6. Графитоносный гранат - двуслюдяной кристаллический сланец, пр.10, с.Бжни, колл. В.А.Агамалаяна; 7. Графитовый сланец, обр.109, с.Мелик-кенд, колл. В.Погосяна; 8. Порфири-тоид, пр.4, в 3 км к СВ от с.Арзакан, колл. В.А.Агамалаяна; 9. Порфириод, пр.27, в 2,5 км к ЗСЗ от с. Арзакан, колл. В.А.Агамалаяна

2. Зеленосланцевая формация нижнепалеозойского возраста.

Краткая характеристика древних метаморфических формаций приведена в табл. 3.1.1.2.1; химические составы главных типов метаморфических пород приведены в табл. 3.1.1.2.2.

3.1.1.3. Полиметаморфическая формация

К полиметаморфической формации мы относим гнейсы, амфиболиты, мраморы, доломиты и кварц-слюдяные сланцы, составляющие нижнюю серию Арзаканского кристаллического массива. Они составляют свиту пятнистых, свиту мусковит-кварцитовых и свиту графитовых сланцев / 9 /. В стратиграфическом объеме они соответствуют выделенным ранее арзаканской и части бжнуляльской свит по Р.А. Аракеляну / 26 /.

В пределах Апаран-Анкаванского массива полиметаморфическая формация включает ортоамфиболиты и кварц-слюдяные кристаллические сланцы, развитие в районе сс. Ттуджур, Лусагюх, Курубугаз и на Дамликском перевале. К этой формации относится также большинство мелких выходов по обоим бортам р.Мармарик. В эту формацию входят также гранатовые амфиболиты Амасийского массива и часть сланцев верховьев р.Дзорагет, а также гранат-слюдяные сланцы Тазагюхской скважины и Ераносского массива. Этой формации соответствуют также часть мелких выходов Севанского хребта, а также ортоамфиболиты и гранат-двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы р.Тертер.

Отличительной чертой пород полиметаморфической формации является проявление диафтореза – с замещением высокотемпературных минералов (гранат, андалузит, плагиоклаз) тонкочешуйчатыми агрегатами низкотемпературных минералов (серицит, хлорит, эпидот, альбит), характерных уже для перекрывающей зеленосланцевой формации.

3.1.1.4. Зеленосланцевая формация.

К зеленосланцевой формации относятся филлиты, порфироиды и порфиroidы, а также карбонатные породы, составляющие верхнюю зеленосланцевую серию Арзаканского кристаллического массива / 9 /, сложенную свитами метааркозовых филлитов, вулканогенной и карбонатно-вулканогенно-осадочной, по стратиграфическому объему соответствующей части арзаканской, верхней части бжнуляльской, дзораглюхской и агверанской свит / 26 / в

пределах Арзаканского кристаллического массива. В эту формацию мы относим порфироиды и актинолитовые сланцы с пачками мраморов и порфироидов, развитые к северу от с. Анкаван между ущельями Оджадара и Атам-дараси, порфироиды верхних частей отрогов Цахкуняцкого хребта, спускающихся к сс. Дзораглух, Туджур, Кабахлу, а также актинолитовые сланцы г. Судаган. К этой формации относятся порфироиды ЮЗ склона г. Маймех и восточная часть склонов верховья р. Алавар у с. Молла-Кышлак, часть разреза сланцев верховья р. Дзорагет и часть сланцев (филлиты) Ахумского массива и сланцы по р. Асрия-чай у с. Чатах, перекрывающиеся базальными конгломератами нижней юры.

Отличительной чертой пород этой формации является сохранность реликтовых текстур и структур исходных пород и отсутствие минералов высоких фаций — альмандина, андалузита и бютитита.

3.1.2. Магматические формации

3.1.2.1. Ультрамафитовая формация

Ультраосновные породы имеют широкое распространение в пределах обнаженных выступов древнего кристаллического фундамента.

Несмотря на это, до настоящего времени в литературе имелись лишь краткие сведения о двух пунктах выходов ультраосновных пород — Дамликском и Агверанском / 44, 173 /.

В ходе проведения специальных геолого-петрологических исследований древнего кристаллического фундамента нами обнаружен и закартирован 21 выход древних ультраосновных пород, из коих 20 расположены в пределах Цахкуняцкого кристаллического массива и 1 — в пределах сланцев Ахумского массива (Шамшадинский район).

Массивы ультраосновных пород представлены небольшими линзовидными телами, длиной от нескольких сотен метров до одного километра при ширине в первые сотни метров. Они образуют как изолированные тела, так и скопления нескольких тел, нередко вытянутых в четкообразные полосы. Наиболее крупное скопление таких тел обнажается на Дамликском перевале Цахкуняцкого хребта. Здесь, на площади 3 км², нами закартировано три сравнительно крупных и четыре мелких выходов серпентинитов, общая площадь которых составляет 0,7 км². Отдельные мас-

сивы имеют от 50 м до 1 км в длину при ширине от 15 до 300 м. Вмещающие породы представлены черными амфиболитами с резко подчиненными пачками диафторизованных кварц-двусланяных кристаллических сланцев, кварцитов и линзами среднезернистых мраморов, смятых в стрельчатые изоклинальные складки. Ультраосновные породы представлены серпентинитами и приурочены к метасадочным пачкам слюдяных сланцев и мраморов, относящихся к нижней серии кристаллического фундамента. Взаимоотношения серпентинитов с вмещающими кристаллическими породами протерозоя указывают на тектоническое протыкание их серпентинитами, хорошо наблюдаемое на дамлякском мраморном карьере. По степени рассланцованности и метаморфизма серпентиниты резко уступают вмещающим породам, метаморфизованным в фации альмандиновых амфиболитов. Однако периферические части массивов ультраосновных пород интенсивно милонитизированы, брекчированы и претерпели метаморфизм в фации зеленых сланцев с переходом в тальк-тремолитовые сланцы.

Серпентиниты, в свою очередь, прорываются жилами и дайками белых сахаровидных плагиогранитов палеозойского возраста. На экзоконтакте плагиогранитов за счет серпентинитов образуются красновато-желтые тремолит-тальковые стеатиты. Второй по величине массив ультраосновных пород расположен в истоках р. Агверан на ЮВ склоне г. Шахель. Он имеет неправильную линзовидную форму, вытянутую в широтном направлении с размерами 1х0,5 км. Массив тектонически прорывает порфиритоиды и мраморы зеленосланцевой формации, а с запада перекрыт конгломератами и туфопесчаниками миоцена. В его сложении участвуют массивные, но заметно трещиноватые темно-серые серпентиниты хризотил и хризотил-антигоритового состава. К периферии массива они сменяются более светлоокрашенными зелеными и серо-зелеными, существенно антигоритовыми серпентинитами, содержащими тальк и карбонат. На стыке с вмещающими породами резко увеличивается милонитизация и рассланцованность пород с переходом серпентинитов в тремолитовые, тальк-тремолитовые и тальковые сланцы и, далее в лиственисты.

Небольшие тела серпентинитов и в различной мере преобразованных серпентин-тальковых, тальк-тремолитовых и тремолитовых пород, обычно зонального строения со сменой указанных разновидностей от центра к периферии массивов, обнажаются во многих пунктах Цахкуняцкого массива: в 2 км к северу

от с. Мравян, в 2 км к востоку от р. Касах на водоразделе отрога, разделяющего сс. Туджур и Мравян, на западной окраине с. Анкаван, группа массивов Сарникая на левобережье ущелья р. Мармарик в 1,5-2 км к востоку от с. Анкаван. Небольшой выход мономинеральных тальковых сланцев обнажается на северном склоне Памбакского хребта у с. Молла-кишлак. Кроме вышеуказанных, ряд более мелких тел ультраосновных пород находится среди толщ сланцев Цахкуняцкого массива. На Ахумском массиве, в 0,5 км к ЮВ от вост. Ханум-юрт, на левом борту ущелья р. Ахум обнажается небольшая линза желтовато-серых мономинеральных тремолитовых пород, идентичных таковым из Цахкуняцкого массива.

Таким образом, ультраосновные породы имеют повсеместное распространение в пределах обнаженных выступов древнего кристаллического фундамента. Они образуют небольшие линзовидные тела в тектонических взаимоотношениях с кристаллическими сланцами нижней серии (протерозой), от которых они отличаются меньшей степенью метаморфизма. Тектонические контакты они имеют и с зеленосланцевой толщей, однако по степени метаморфизма ультраосновные породы идентичны с ними. Верхний возрастной предел ультраосновных пород фундамента определяется на основании их пересечения лейкократовыми плагиогранитами с отчетливым экзоконтактовым преобразованием серпентинитов в тремолито-тальковую породу. Возраст лейкократовых плагиогранитов Цахкуняцкого массива, по данным радиологических определений, устанавливается как среднепалеозойский / 55 /. Учитывая то обстоятельство, что ультраосновные породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм вместе с породами верхней серии, то возраст их внедрения приходится на интервал кембрий - средний палеозой. На Большом Кавказе ультраосновные породы находятся в идентичной геологической позиции: они тектонически прорывают древние кристаллосланцевые и зеленосланцевые толщи. По данным Г. Д. Афанасьева, возраст ультрабазитов Большого Кавказа определяется на основании радиологического датирования ассоциирующих с ними плагиогранито-гнейсов, возраст которых датируется как ордовикский (450 ± 25 млн. лет), что является также верхней границей интрузии или протрузии гипербазитов / 263, 264 /. Ввиду идентичности составов, геологического положения и морфологических особенностей ультраосновных пород Большого Кавказа и фундамента Армении, и

принимая во внимание вышеизложенное, мы считаем возраст рассматриваемых ультраосновных пород Армянской ССР близким к таковому ультраосновных пород Большого Кавказа.

Среди ультраосновных пород по петрографическому составу можно выделить следующие типы - серпентиниты, серпентин-тальковне, серпентин-тремолитовне породы, тремолитовне сланцы, антофилитовне сланцы, стеатиты и лиственины. Преобладают серпентиниты, слагающие около 80% объема ультраосновных пород, в подчиненном развитии находятся тремолитовне породы (1%), стеатиты (3%) и лиственины (2%). Эти породы связаны друг с другом постепенными переходами через промежуточные разновидности.

В минеральном составе рассматриваемых ультраосновных пород присутствуют хризотил, антигорит, lizardит, бастит, а также тальк, тремолит, антофиллит, хлорит, магнезит, хромшпинелид, магнетит, апатит. В виде реликтов установлены в одном случае оливин, энстатит. По количественному соотношению минералов и текстурно-структурным признакам среди ультраосновных пород нами выделяются:

1. Серпентиниты хризотилловне, антигориловне, откалькованные, тремолитовне.
2. Стеатиты - тальковне, серпентин-тальковне, тремолит-тальковне. *
3. Тремолититы - тремолитовне сланцы, крупнозернистые тремолитовне породы.
4. Антофиллититы.
5. Лиственины - кремнистые и карбонат-кремнистые, карбонатные и кремнисто-карбонатные.

Химические составы различных типов ультраосновных пород (табл. 3.1.2.1.1.) пересчитаны по нормативному методу А. Ритмана для расчета возможных минеральных ассоциаций ультраосновных пород в "сухих" плутонических фациях / 267 /. Метод А. Ритмана, основанный на реальных статистических соотношениях окислов в породообразующих минералах, применительно к конкретным типам горных пород позволяет непосредственно отображать минеральный состав породы в объемных процентах на соответствующей классификационной диаграмме / 164 /. При этом выявляется, что хризотилловне серпентиниты (№ 1,2,3) по химическому составу соответствуют гарпургитам, т.е. они являются апогарцбургитовыми серпентинитами. Стеатит (№ 4) соответствует орто-

Таблица 3.1.2.1.1

Химический состав пород ультрамафитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Совщ.	Cr ₂ O ₃	H ₂ O ⁻	пп	Сумма
1	38,56	не обн.	0,58	6,99	2,04	0,23	39,58	0,28	0,11	0,05	0,07	сл.	не опр	0,24	11,37	100,10
2	38,23	0,13	1,35	5,37	2,28	0,22	39,50	0,20	0,09	0,09	0,15	сл.	не опр.	не обн	12,12	99,72
3	39,24	0,20	3,41	7,20	1,65	0,39	35,20	0,48	сл.	сл.	0,12	не опр	0,04	1,39	11,38	100,52
4	51,44	0,07	1,81	3,53	3,52	0,05	32,17	0,62	не обн.	не обн.	не обн.	0,01	0,23	0,14	7,35	100,94
5	52,01	0,09	3,83	1,74	3,84	0,12	24,52	10,75	не обн.	не обн.	0,01	0,01	0,17	0,06	3,42	100,57
6	28,01	не обн.	2,63	0,89	3,52	0,01	15,58	12,19	не обн.	не обн.	0,05	0,01	не опр.	0,01	18,54	100,27

Нормативные минеральные составы по А.Ритману (объем %)

№ пп	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Шпинель	Хромит	Магнетит	Ильменит	Апатит	Ортоклаз	Кварц
1	74,1	21,5	1,9	0,9	—	0,9	—	0,2	0,5	—
2	70,8	23,6	1,1	2,2	—	0,8	0,2	0,4	1,0	—
3	47,7	43,8	1,4	5,5	0,1	0,9	0,2	0,4	—	—
4	2,3	91,2	3,1	2,4	0,3	0,6	0,1	—	—	—
5	—	47,4	51,0	—	0,2	0,5	0,1	—	—	—
6	—	17,5	71,7	—	—	0,5	—	0,2	—	10,1

Опись анализов^х. 1. Серпентинит хризотилловый, обр.3208, Дамликий массив; 2. Серпентинит хризотилловый, обр.2233, Дамликий массив; 3. Серпентинит бастит-хризотилловый, обр.1104, Шахелский массив; 4. Стеатит серпентин-тальковый, обр.2099, Касахский массив; 5. Тремолитит серпентиновый, обр.2102, Касахский массив; 6. Тальк-карбонат-тремолитовая порода, обр.2801, Ахумский массив.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции В.А.Агамаляна.

пироксениту, а тремолититы (№ 5,6) – вебстеритам, при этом ультраосновная порода из Ахумского массива (№ 6) приходится на границу раздела полей вебстерита и клинопироксенита. Если исходный апогарицбургитовый состав серпентинитов не вызывает возражений, то апопироксенитовый состав последних трех проб может быть истолкован также и как результат аллохимических преобразований в процессе метаморфизма.

В целом ультраосновные породы, размещенные в кристаллическом фундаменте, по своей геолого-тектонической позиции и особенностям химизма близки к альпийнотипным гипербазитам.

3.1.2.2. Габбровая формация

В состав габбровой формации включены интрузивные породы основного состава, локализованные в кристаллическом массиве Цахкуняцкого антиклинория и представленные габбро-диабазами, диабазами, амфиболовыми габбро, габбро, габбро-диоритами.

Небольшие выходы интрузивов рассматриваемой формации описаны также в Зангезуре в районах сс. Нивади, Алдара, Шванидзор / 13, 306 и др. /.

Интрузивы основного состава Цахкуняцкого антиклинория пользуются широким, неравномерным распространением в толще древних кристаллических сланцев. Они слагают небольшие (~ 1 км²) штокообразные, дайкообразные и пластовые тела. Сравнительно крупные интрузивные тела отмечены и описаны в среднем течении р. Далар, в районе с. Дзораглух / 257 /, в районе с. Лусагх / 63, 309 /; много мелких тел отмечено также в бассейне рр. Касах, Мармарик / 9, 26, 173 и др. /

Интрузивы габбровой формации имеют секущий по отношению к вмещающей сланцевой толще характер даже в тех случаях, когда подвержены частичному рассланцеванию, при этом в зоне контакта нередко наблюдается слабое ороговикование вмещающих пород, а в отдельных случаях появляются скарны (у перевала Бжнуа и др.).

Вопрос о времени формирования габбровых интрузивов является дискуссионным. В.Н. Котляр / 173 /, отмечая рассланцевание местами этих интрузивов с постепенными переходами во вмещающие сланцы, склоняется к представлению о допалеозойском времени их внедрения; К.Н. Паффенгольц, ранее разделяя

ший эту точку зрения, позднее / 258 / отметил секущий характер интрузивов основного состава, дающих местами пирогенные контакты с вмещающими сланцами, и связывает их внедрение с новокаледонской орогенической фазой.

По нашему мнению, нет достаточных оснований рассматривать все интрузивы габброидного ряда как разновозрастные. В частности, некоторые дайкообразные тела диабазов, габбро-диабазов, локализованные в сланцевой толще, имеют более свежий облик с ясно выраженной диабазовой структурой, между тем подобные породы прорывают также вышележащие отложения верхнего мела северо-восточнее с. Бжи и, по радиологическим данным, отвечают кампану-маастрихту и среднему эоцену / 63 /.

Датировка интрузивов основного состава из-за незначительного содержания калия в породах затруднительна и единичные определения по калий-аргоновому методу, дающие 140-145 млн. лет / 63 /, не могут служить основанием для отнесения этого комплекса к поздневерхнеюрскому возрасту. По крайней мере для ряда габброидных тел установлен более древний, чем для плагиогранитных интрузивов, возраст / 27, 173 /.

Исходя из вышеизложенного, формирование интрузивов основного состава следовало бы связать с разновозрастными тектоническими событиями преимущественно дизъюнктивного характера, имевшими место на Цахкуняцком антиклинории предположительно между верхним палеозоем и поздней верхней юрой. Однако с точки зрения формационной принадлежности интрузивы основного состава в данной стадии их изученности объединены в один - габброидный комплекс без подразделения.

Интрузивы габбровой формации, локализованные в Цахкуняцком антиклинории, в зоне его сочленения с Анкаван-Сюникским глубинным разломом, представлены однофазными массивами, сложенными в центральных частях крупно- и среднезернистыми разностями, переходящими в эндоконтактных зонах в мелкозернистые. В сравнительно крупных штокообразных телах наблюдаются постепенные переходы габбро в габбро-диориты, реже в габбро-пироксениты.

Породы Даларского и Бжуняльского интрузивов, имеющие определенное сходство и представленные крупнозернистыми роговообманковыми габбро, сложены плагиоклазом (андезин-лабрадор), роговой обманкой, моноклинным пироксеном и реже био-

Таблица 3.1.2.2.1

Химический состав пород габбровой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	S общ.	ппп	Сумма
1	49,97	1,54	15,04	3,95	6,55	0,16	6,58	10,47	3,53	0,49	не опр.	не обн.	не опр.	1,70	99,98
2	49,57	1,66	14,70	1,56	7,81	0,05	9,56	10,00	3,62	0,73	не опр.	0,05	не опр.	1,21	100,52
3	49,05	1,58	13,65	4,98	8,90	0,28	7,11	9,24	3,70	0,30	0,20	0,10	не опр.	1,65	100,74
4	44,86	1,18	16,95	3,85	8,75	не обн.	8,53	9,45	1,33	1,17	0,14	не обн.	0,04	3,89	100,14
5	48,93	0,95	21,51	3,85	7,29	0,15	0,13	11,73	2,91	1,09	0,12	не обн.	0,31	1,30	100,27
6	51,15	1,84	15,30	2,10	7,28	0,42	6,00	10,06	3,20	0,80	0,30	0,10	не опр.	2,10	100,65

Опись анализов: 1. Габбро роговообманковое, даларский интрузив, колл. К.Н.Паффенгольца; 2. Габбро пироксен-роговообманковое, Лусагяхский интрузив, колл. З.О.Чибухчяна; 3. Габбро пироксен-роговообманковое, Лусагяхский интрузив, колл. З.О.Чибухчяна; 4. Габбро роговообманковое, р-н г.Дамрик, колл. З.О.Чибухчяна; 5. Габбро, р-н с. Сараландж, колл. З.О.Чибухчяна; 6. Габбро кварцевое, ущ. Адамадзор, колл. З.О.Чибухчяна.

титом, с небольшой примесью акцессориев - офеа, апатита и рудного минерала.

Габбро района с. Лусагих сложены плагиоклазом (27-50%), обыкновенной и уралитовой роговой обманкой (28-67%), моноклинным пироксеном (до 9,5%), редко биотитом. Акцессории представлены офеом, лейкоксеном, апатитом, пиритом и хромитом, количество которых в отдельных случаях бывает значительным (до 16,5%). Вторичные минералы - хлорит, эпидот, серицит, карбонат. Плагиоклаз часто зонален (ядро - K 70-80, краевая зона - олигоклаз-андезин) и полностью упорядочен (степень упорядоченности 0,9÷1,0). Моноклинный пироксен, нередко зональный, представлен кальциево-магнелиевой разностью с небольшим содержанием железистой составляющей.

Мелкие выходы габбро-диабазов, диабазов, амфиболовых габбро, габбро и габбро-диоритов пользуются значительным распространением в виде небольших штокообразных тел, даек и пластообразных силлов в различных участках мощной толщи кристаллических сланцев, особенно на бортах ущелья р. Дала и по левым притокам верхнего течения р. Касах. Это средние и мелкозернистые, часто порфирового облика породы, в минеральном сложении которых принимают участие плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен, реже кварц и биотит, которые в подавляющем большинстве случаев частично, а иногда и нацело замещены вторичными новообразованиями. Акцессории в большинстве случаев представлены рудным минералом, офеом, апатитом, реже цирконом.

В табл. 3.1.2.2.1 приведены химические составы пород габбровой формации. В петрохимическом отношении рассматриваемые породы проявляют определенное сходство и характеризуются повышенной щелочностью (при натриевом характере) и железистостью. В отдельных случаях отмечается и повышенная кремнекислотность, что обусловлено появлением в составе пород небольшого количества кварца.

3.1.2.3. Плагиогранитная формация

Интрузивы рассматриваемой формации пользуются весьма широким распространением в пределах Цахунашского горст-антиклинария, выступая в толще кристаллических сланцев (и амфиболитов) в виде ряда относительно крупных тел площадью от 5

до 12 км² и нескольких десятков более мелких выходов с прихотливой конфигурацией и многочисленными отходящими от них апофизами, часто мигматизирующими вмещающие сланцы. Подавляющее большинство интрузивных тел плагиогранитов обнажаются в водораздельной части бассейнов рр. Мармарик и Касах.

Геологическое положение интрузивов, их петрографическая и радиогеохронологическая характеристика с различной степенью детальности рассмотрены в работах ряда исследователей / 27, 63, 69, 173, 258 и др. /.

Вопрос возрастной датировки плагиогранитных интрузивов, как и гипербазитов и габброидов, ввиду отсутствия прямых геологических данных, является дискуссионным. В.Н. Котляр / 173 / относит плагиогранитные интрузивы предположительно к палеозою, К.Н. Паффенгольц связывает их внедрение с судетской фазой тектогенеза. Следует отметить, что почти все исследователи рассматривают плагиограниты как разновозрастные, палеозойские образования.

Во взаимоотношениях между интрузивами различного состава в пределах Цахкуняцкого антиклинория наблюдается прорывание плагиогранитами габброидов и ультрамафитов / 27, 63, 173 и др. /. По данным А.Г. Казаряна, мелкие шилоподобные тела лейкократовых плагиогранитов прорывают и Анкаванский неокосмский гранитоидный массив, однако они в возрастном отношении разорваны от рассматриваемых плагиогранитных интрузивов и в настоящем разделе не описываются.

Существенно новые представления о возрасте плагиогранитных интрузивов вносят результаты их радиогеохронологического исследования. Несмотря на то, что кали-аргоновое датирование плагиогранитов затруднено вследствие незначительного содержания в них калия, тем не менее имеющиеся данные позволяют наметить в первом приближении возрастную характеристику рассматриваемых интрузивов.

Как видно из табл. 3.1.2.3.1, по радиологическим данным выделяются плагиограниты четырех возрастных групп, что обусловлено различной степенью их аргонового омоложения, т.е. в зависимости от пространственного расположения по отношению к Анкаванскому гранитоидному массиву и к зоне Мармарикского глубинного разлома.

В группу I выделяются аргоново наименее омоложенные интрузивы с средними возрастными значениями в 261 ± 14 и

Таблица 3.1.2.3.1

Результаты абсолютного датирования плагиогранитов Цахкуняцкого
горст-антиклинория

Местонахождение интрузивов	Количество		Пределы колебания возрастных значений (в млн. лет)	Среднее значение возраста (в млн. лет)
	исследованных образцов	серий опре- делений		
Группа I. Интрузивы:				
а) района с. Лусагюх, в 2 км к ВЮВ (гребень отрога)	1	3	283 ± 246	261 ± 14
б) перевала дороги сс. Анкаван-Туджур	2	4	231 ± 215	220 ± 10
Группа II. Интрузивы				
ущелья Адамадзор, района сс. Анкаван, Сараландж, Чкнах, Дзораглух и др.	29	51	169 ± 140	151 ± 7
Группа III. Интрузивы:				
• зап. части Ходжадзорского ущелья	7	11	120 ± 113	117 ± 4
Группа IV. Интрузивы:				
зоны Мармарикского разлома в верховье р. Мармарик и восточной части Ходжадзорского ущелья	21	42	59 ± 56	57 ± 2

220±15 млн. лет, при максимальном значении отдельных, сравнительно более близких к истинному геологическому возрасту измерений, достигающих 283 млн. лет.

Так, крупный "Водораздельный интрузив", расположенный в значительной отдаленности от зоны долгоживущего Мармарикского разлома, а также трассирующего этот разлом Анкаванского неомского гранитоидного массива, по-видимому, сравнительно "стерилен" по отношению к вторичным наложенным процессам. Несмотря на полученные относительно высокие абсолютные значения, все же нельзя исключить из рассмотрения некоторое аргоновое омоложение (потеря радиогенного аргона) пород этого интрузива, которое может доходить примерно до 30% и более / 268 /. С учетом подобной ориентировочной поправки формирование плагиогранитов этой группы предположительно можно отнести к предверхнекарбонovому времени (судетская фаза тектогенеза).

Интрузивы плагиогранитов, выделяющиеся во вторую возрастную группу со средним значением возраста в 151±7 млн. лет, обнаружены в относительно менее отдаленных от Анкаванского массива и Мармарикского разлома участках. Наибольшее количество возрастных датировок приходится на эту группу со значениями, варьирующими в пределах 169-140 млн. лет. Можно было бы допустить средне-верхнеюрский возраст формирования этой группы, как это отмечалось ранее / 48, 55, 63, 309 /, основанный на анализе сравнительно недостаточного фактического материала. Однако геологическая интерпретация пород этой и последующих двух групп возрастных значений затруднена не только из-за отсутствия прямых геологических данных, но и слабой геолого-петрографической и петрохимической их изученностью. Кроме того далеко недостаточно изучены явления позднего метасоматоза, наложившиеся на плагиограниты, наблюдающиеся, к примеру, на отдельных участках водораздельной части рр. Мармарик - Касах. Аргоновое омоложение могло быть вызвано также термальным воздействием на плагиограниты изредка встречающихся мелких тел мезокайнозойских гранитоидов.

Таким образом, в данной стадии изученности плагиогранитов представление об аргоновом омоложении, относительно слабом для I группы и значительно возрастающем от II к IV группам, является более убедительным.

В свете последних радиолого-геохронологических данных

нуждается в дополнительной аргументации ранее высказанное предположение о возможной причинной связи между К-Аг возрастом плагиогранитных интрузивов и вмещающих их пород сланцевой толщи. Об этом свидетельствуют:

1. Значительные расхождения, полученные за последнее время между калий-аргоновыми возрастными данными плагиогранитных интрузивов и метаморфических сланцев вообще.

2. Отсутствие фактов, указывающих на близость калий-аргоновых значений возраста данного интрузива и непосредственно вмещающих его пород сланцевой толщи.

Следует также отметить, что полученные нами максимальные возрастные значения метаморфизма сланцев дают некоторое основание проводить возрастную корреляцию их с возрастом термально-динамометаморфических процессов, охвативших геосинклинальные отложения Цахкуняцкой области. Так, среди последних серий определений по отдельным образцам сланца мы получили 275-300 млн. лет, указывающих на верхний возрастной предел метаморфизма, отвечающий рубежу карбона и перми. С другой стороны ряд возрастных датировок рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами на породах из других выходов древних сланцев территории Армении не превосходит 300 млн. лет, соответствующий предверхнекарбонному времени. Все эти данные радиогеохронологии позволяют предполагать предверхнекарбонный или среднекарбонный возраст метаморфизма первичных отложений сланцевой толщи Цахкуняцкого антиклинория. Внедрение же плагиогранитных интрузивов, судя по полученным данным абсолютного возраста и с учетом их неизбежной аргоновой омоложенности, в ряде случаев достигает карбона-перми. Таким образом, кажется правдоподобным отнесение возраста метаморфизма отложений и части прорывающих их домеловых габброидов и плагиогранитов к герцинскому орогеническому циклу. Однако однозначное решение вопросов геохронологии интрузивов плагиогранитной формации требует проведения детальных геолого-петрографических и минералого-геохимических исследований в совокупности с абсолютным датированием представительных образцов рубидий-стронциевым изохронным методом.

В структурно-тектоническом отношении большинство плагиогранитных интрузивов приурочено к зоне (или сопредельной с ней полосе) сочленения Цахкуняцкого блока с Севано-Ширак-

ским синклиналием, имеющим близкостроенное запад-северо-западное простирание. Интрузивы плагиогранитов залегают преимущественно согласно, реже дискордантно к вмещающей толще. Внедрение их сопровождалось часто процессами гранитизации и мигматизации вмещающих пород. Характерно наличие большого количества ксенолитов.

В отличие от нижнемеловых гранитоидных массивов (Анкаванский, Такарлинский, Агверанский и др.) Паххуняцкого антиклиналя интрузивы лейкократовых плагиогранитов не дифференцированы.

Плагиограниты представлены беловато-серыми, крупно-, средне- и мелкозернистыми, изредка порфировидными разностями. Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфировидная с аллотриоморфнозернистой основной массой. В минеральном сложении пород принимают участие плагиоклаз, обычно серицитизированный, кварц, иногда мусковит или биотит, часто хлорит и эпидот. Порфировидные выделения представлены преимущественно слабо зональным плагиоклазом (ядро № 25-35, края № 10-15); в мелкозернистой основной массе породы плагиоклаз - олигоклаз-альбитового ряда. В эндоконтакте плагиогранитов с амфиболовыми сланцами и амфиболитами появляется роговая обманка, а со слюдистыми сланцами - биотит и мусковит. Аксессуары представлены в большинстве случаев апатитом, нередко ортитом, реже рудным минералом, цирконом, турмалином. Значительные содержания турмалина отмечаются в небольших телах плагиогранитов в районе с. Курибогаз и к востоку от с. Меградзор.

В плагиогранитных массивах, особенно в эндоконтактных частях, выделяются кварцевые олигоклазиты, представляющие собой существенно полевошпатовые породы с небольшой примесью кварца и изредка цветного минерала.

К гибридным образованиям относятся мелкозернистые лейкократовые кварцевые диориты, изредка встречающиеся в эндоконтакте плагиогранитов с амфиболовыми сланцами; развитие их ограничено и количество цветного минерала, представленного игольчатым амфиболом, быстро уменьшается с удалением от контакта.

Для собственно плагиогранитов характерна почти стабильность количественно-минерального состава / 63, 69 / - 70-75% плагиоклаза и 22-25% кварца с небольшими отклонениями в обе стороны; количество цветных минералов достигает %, редко более.

Таблица 3.1.2.3.2

Химические составы пород плагиогранитной формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
I	73,00	0,13	14,30	2,29	1,56	0,01	0,44	2,90	4,40	0,70	не обн.	не опр.	1,40	100,83
2	65,05	0,23	21,24	0,42	0,84	сл.	1,54	3,40	6,10	0,50	не обн.	не опр.	0,70	100,02
3	61,30	0,16	20,75	1,15	2,01	0,02	1,53	4,31	6,00	1,10	0,16	0,16	1,38	100,03
4	68,54	не обн.	15,66	2,99	1,72	сл.	1,34	2,34	5,60	1,50	0,09	0,01	0,91	100,70
5	63,23	не обн.	21,05	0,98	2,01	0,02	1,77	2,38	6,70	1,20	0,06	0,06	1,34	100,80
6	71,87	0,16	15,26	0,15	1,43	0,04	0,96	2,10	6,20	0,80	0,04	не опр.	0,99	100,00
7	69,75	0,23	17,94	0,76	0,71	0,01	0,55	3,50	4,70	1,00	0,18	не опр.	0,32	99,65
8	75,88	0,06	15,34	0,55	0,13	0,05	0,80	0,98	4,80	1,20	не обн.	не опр.	0,60	100,39
9	69,99	0,23	18,58	0,25	0,84	0,04	0,80	3,15	5,60	0,60	не обн.	не опр.	0,84	100,92
10	58,92	0,16	22,85	1,60	0,84	0,07	2,30	7,40	4,40	0,80	не обн.	не опр.	0,44	99,78
II	74,30	0,19	15,08	1,07	0,56	сл.	0,54	1,70	5,10	2,10	не обн.	не опр.	0,20	100,84

Опись анализов^х: I. Плагиогранит, Лусагяхский интрузив; 2. Кварцевый олигоклазит, Лусагяхский интрузив; 3. Кварцевый олигоклазит, Ходжадзорский интрузив; 4. Плагиогранит, Адамадзорский интрузив; 5. Кварцевый олигоклазит, Адамадзорский интрузив; 6. Плагиогранит, к ЮЗ от с. Анкаван; 7. Плагиогранит, Чкнахский интрузив; 8. Плагиогранит мусковитовый, небольшое тело в 1,5 км от с. Туджур; 9. Плагиогранит, небольшой интрузив в 1,5 км к С от с. Туджур; 10. Лейкократовый кварцевый диорит, небольшое тело в гребневой части водораздела рр. Мармарик и Касах; II. Пегматит, в 1,5 км к С от с. Туджур.

^х Анализы выполнены на образцах из коллекции З.О. Чибухчяна

В целом для рассматриваемых интрузивов отмечается бедность дайковыми породами, что вообще характерно для плагиогранитных комплексов / 180 /; представлены они аплитами и пегматитами, отличающимися от вмещающих плагиогранитов структурными особенностями и отсутствием или незначительным содержанием цветного минерала (как правило, мусковит). В некоторых участках, особенно в зоне разлома, наряду с катаклазированием плагиограниты несут следы щелочно-полевошпатового метасоматоза.

По особенностям своего химизма (табл. 3.1.2.3.2) плагиограниты характеризуются пересыщенностью кремнекислотой и глиноземом, несколько пониженной, но резко выраженной натриевой щелочностью.

Для плагиогранитов отмечается близость содержаний литофильных и металлогенных элементов с кларками для основных пород / 69, 213 /.

Петро-геохимические особенности плагиогранитов, тесная сопряженность с габброидами щелочноземельного ряда позволяют рассматривать их как дифференциаты базальтоидной магмы с широким проявлением процессов палингенеза, анатексиса и мигматизации.

Представляет интерес сопоставление петрохимических особенностей указанных плагиогранитов с аналогичными породами Сомхето-Карабахского антиклинория. При сравнительной близости основных петрохимических характеристик рассматриваемые плагиограниты отличаются от среднеюрских плагиогранитов повышенной глиноземистостью, пониженной железистостью и магнетизальностью / 63 /.

3.1.2.4. Мигматит-гранитовая формация

На Цахкуняцком антиклинории указанная формация представлена крупным Арзакан-Бжнийским массивом и более мелкими выходами, будучи локализована исключительно в пределах древней метаморфической толщи.

Верхний возрастной предел пород этой формации определяется трансгрессивным налеганием отложений коньяка-сантова на размытой поверхности сланцевой толщи и прорывающих ее древних и нижнемеловых интрузивов.

К. Н. Паффенгольд / 256 /, параллелизуя Арзаканский мас-

сиз с древними гранитами Лок-Джандарского и Дзирульского массивов, относит его к кембрию-докембрию. В работе последних лет / 258 / этот массив он считает наиболее древним в Армении (древнекаледонским). Древний возраст приписывается им также В.А.Агамаяном / 8, 9 / и С.И.Баласаняном / 68, 69 /, который условно считает, что сначала формировались плагиограниты, а затем гранито-гнейсы.

Большинство исследователей / 9, 69, 258 и др. / отмечает, что в основном мигматит-граниты (гранито-гнейсы) от вмещающей метаморфической толщи четко не отграничиваются, давая с ними постепенные переходы при широком развитии процессов гранитизации и мигматизации. Реже наблюдаются обособления гранитов анатектического типа в виде небольших секущих или согласных автохтонных тел в кварц-слюдистых сланцах и гнейсах.

Сходные взаимоотношения отмечены З.О.Чибухчяном и для выходов гнейсо-гранитов в районе сс. Лусагях, Сараландж и Варденис.

Г.П.Багдасарян называет породы Арзакан-Бжнийского массива мигматит-гранитами, считая, что они образовались путем тонкой инъекции по плоскостям сланцеватости слюдистых сланцев аплитовидного лейкократового гранитного расплава, придавая, таким образом, им совершенно другой генетический смысл.

Данные калий-аргонового датирования пород Арзаканского массива дают довольно близкие значения (табл. 3.1.2.4.1) и, согласно Г.П.Багдасаряну, указывают на возраст мигматизации сланцев, отражая время внедрения в древнюю метаморфическую толщу лейкократовой гранитной магмы. С учетом соответствующей поправки на аргонное омоложение, достигающее в подобных породах до 20-30%, Г.П.Багдасарян предполагает нижнемеловое время мигматизации сланцев в пределах Арзакан-Бжнийского массива.

В минеральном сложении пород участвуют кислый плагиоклаз, кварц, решетчатый микроклин, биотит, мусковит; акцессории - апатит, циркон, рудный минерал.

Эти гнейсовидные средне- и крупнозернистые породы в зависимости от соотношений плагиоклаза и каликатрового полевого шпата по составу отвечают либо плагиогранитам, либо гранитам. Для пород рассматриваемой формации характерна сильная катаклазированность - резко волнистое угасание кварца, изо-

Таблица 3.1.2.4.1

Результаты абсолютного датирования пород Арзакан-Винийского массива

Наименование пород; место взятия	Количество		Пределы колебаний (млн.лет)	Среднее значение возраста(млн.лет)
	исслед.	серий от-образов		
Гранит-аплиты; ЮВ часть массива	1	2	101 ± 97	99 ± 2
	1	1	94	94
Петматиты; ЮВ эндоконт.зона массива	2	3	108 ± 101	103 ± 3
	1	2		

Таблица 3.1.2.4.2

Химический состав пород мигматит-гранитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O +	H ₂ O -	ПП	Сумма
1	72,48	0,36	13,76	1,63	1,06	0,02	0,97	1,60	3,73	2,63	не опр.	1,28	не опр.	0,23
2	73,38	0,33	13,24	1,34	1,99	0,02	1,03	1,66	3,82	1,60	не опр.	0,92	не опр.	0,18
3	73,50	0,23	13,04	сг.	2,42	0,05	1,94	2,30	1,93	3,19	не опр.	1,40	не опр.	0,23
4	75,60	0,23	12,55	1,94	1,30	0,02	0,56	0,84	3,00	3,80	0,04	не опр.	не опр.	0,72
5	78,00	0,10	10,20	1,00	1,40	не опр.	0,18	3,00	2,50	4,20	не опр.	не опр.	не опр.	0,10
6	70,30	0,50	13,90	3,50	1,12	0,21	0,90	1,20	4,00	2,80	0,18	не опр.	не опр.	1,50

Опись анализов: 1-3. Гнейсовидный гранит, Арзаканский интрузив, сев. с. Арзакан, колм. К.Н. Пф-Фенгольца; 4. Лейкоокрадовый гранит, сев. с. Варденис, колм. З.О. Чибухчяна; 5. Лейкоокрадовый гранит, р-н с. Сараланж, колм. З.О. Чибухчяна; 6. Лейкоокрадовый гранит, р-н с. Дусатх, колм. З.О. Чибухчяна.

гнутость двойниковых полос (вплоть до разрывов) в кристаллах плагиоклаза и т.д.

Породы жильной фации представлены аплитами, пегматитами, а также аляскитами, имеющими, как правило, небольшие размеры.

Химический состав пород формации (табл. 3.1.2.4.2) свидетельствует об их, как правило, повышенной кремнекислотности и пересыщенности глиноземом. Если для пород Арзакан-Бжнийского массива в целом намечается несколько пониженная общая щелочность при натровом ее характере, то для гнейсогранитов Апаранских выходов общее содержание щелочей выше, при их более равном распределении. Кроме того, последние относятся как к пересыщенным глиноземам, так и к нормальному петрохимическому ряду пород.

Геохимическая природа мигматит-гранитов Арзакан-Бжнийского массива / 213 / отражает геохимические особенности субстрата, характеризующегося повышенной концентрацией Ti, Pb, Cu, Sn, Be, Nb, Y, B при одновременно пониженных содержаниях типичных "гранитных" элементов.

Петро- и геохимические особенности вмещающих сланцев, гнейсов и гранитов позволяют прийти к выводу / 9,213 /, что вмещающие толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма превращаются в кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, затем в более высокотемпературных условиях - в гнейсы, мигматиты и гнейсограниты, а при дальнейшей метаморфической дифференциации в условиях собирательной перекристаллизации и метасоматоза - в анатектические граниты.

Киммерийский тектоно-магматический этап

В истории геологического развития Малого Кавказа киммерийский этап развития в качестве самостоятельного, как правило, не выделялся. Лишь в последние годы была подчеркнута важная роль киммерийского тектогенеза для Малого Кавказа (А.Т. Асланян, А.А.Габриелян) и для всего Средиземноморского пояса в целом (В.И.Славин, В.Е.Хаин).

Вещественные проявления киммерийского тектоно-магматического этапа в наиболее полном объеме представлены в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской зон. К настоящему времени установлено (А.Т.Асланян, Г.П.Багдасарян и др.) широкое развитие киммерийского магматизма, главным образом интрузивного, и в пределах Мисхано-Зангезурской зоны.

Начало киммерийского тектоно-магматического этапа характеризовалось раскалыванием древнего кристаллического фундамента, возникновением глубинных разломов и заложением Сомхето-Кафанского юрского прогиба. При этом, как нами отмечалось (Мелконян, 1970), в отличие от типичных эвгеосинклиналей Сомхето-Кафанский прогиб характеризовался редуцированностью своего развития – кратковременным начальным прогибанием (нижний байос), отсутствием характерного для эвгеосинклиналей набора магматических формаций – спилит-диабазовой и гипербазитовой, с одной стороны, и орогенных формаций, в частности молассовой и гранитной – с другой.

В киммерийском тектоно-магматическом этапе можно выделить две стадии – ниже-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую, каждая из которых начинается прогибанием и завершается геоантиклинальным воздыманием, соответственно – верхнебайос-батским и верхнеюрско-нижнемеловым.

3.2. Ряд среднеюрских формаций

3.2.1. Андезитовая формация

Породы среднеюрской андезитовой формации на Малом Кавказе развиты в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория и Кафанского антиклинория. Сведения о геологии и вещественном составе рассматриваемых пород, с различной детальностью, приведены в работах многих исследователей / 16, 17, 23, 33, 34, 36, 132, 186, 217, 282 и др./ . Несмотря на наличие специальных работ, посвященных юрскому вулканизму / 185, 186, 199, 200 и др./ , ряд аспектов их геологической, петрографо-минералогической и петро-геохимической характеристики нуждаются в существенных дополнениях.

В пределах отдельных структур, рассматриваемый парагенез пород, объединяемых в андезитовую формацию, особенно в низах разреза, характеризуется, как правило, однотипным сложением. При этом в составе формации при преобладании андезитов и андезито-базальтов участвуют также породы базальтового, андезито-дацитового, реже – дацитового состава. Однако отсутствие петрографически детально охарактеризованных послойных разрезов не позволяет уверенно судить о преобладании тех или иных разновидностей пород в составе отдельных свит, рав-

но как и об объемных соотношениях пород эффузивной и пирокластической фаций.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых пород так называемой "нижней вулканогенной свиты" определяется исходя из трансгрессивного налегания вулканитов на фаунистически охарактеризованные отложения терригенной граувакковой формации лейаса-нижнего аалена на периферии Локского массива (Л.К. Габуния и П.Д. Гамкрелидзе, В.И. Зесашвили, И.Р. Кахадзе и др.) и верхнего тоара-нижнего аалена в Кедабекском районе (Т.А. Гасанов и др.).

Рассматриваемая толща юрских вулканитов имеет максимальную суммарную мощность 1200÷1600 м и в низах разреза представлена потоками андезитовых, андезито-базальтовых, реже базальтовых (диабазовых) и андезито-дацитовых лав. На границе отдельных потоков обычно присутствуют прослои вулканических шлаков, поры которых зачастую выполнены кальцитом, хлоритом, реже кварцем, придающими породам резко миндалекаменный облик. Изредка они бывают разделены также маломощными прослоями туфов и туфобрекчий, конгломератов и вулканомиктовых песчаников, свидетельствующими о временных затишьях или перерывах между периодами вулканической деятельности.

Породы лавовых потоков андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов обычно имеют глыбовую отдельность, сравнительно редко встречаются шарово-подушечная и столбчатая (плохо выраженная). Упомянутые породы имеют зеленовато-серую окраску и по петрографическому составу представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, андезитовыми порфиритами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

Плагиоклазовые андезитовые порфириты имеют порфирное сложение; вкрапленники плагиоклаза (андезин), нередко альбитизированного, карбонитизированного, серицитизированного, составляют 10-14% всего объема. Основная масса сохраняет отчетливые реликты микролитовой, иногда гиалопилитовой структур. Пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты отличаются от вышеупомянутых присутствием вкрапленников клинопироксена, довольно интенсивно замещенного хлоритом. Для плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых разностей довольно характерна миндалекаменная текстура; поры обычно заполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, эпидотом, реже пиритом.

Выше по разрезу, в частности в пределах Алавердского

антиклинария, постепенно увеличивается роль вулканогенно-обломочных пород, иногда и конгломератов. Эта часть разреза среднеюрского комплекса с преобладающим значением эксплозивного материала андезито-дацитового и дацитового составов многими исследователями района выделяется под названием кошабердской свиты. Конгломераты при сравнительно больших мощностях (15-20 м, реже до 40 м) отличаются малой выдержанностью по простиранию. По своему характеру они являются выполнением бухт прибрежных участков архипелага островов, существовавших в этом районе в юрское время, или же лахар, стекавших по склонам вулканических построек. Мощность кошабердской свиты непостоянная и варьирует от 100 до 400 и более метров, что обусловлено не только условиями накопления, но и последующей неравномерной глубиной их размыва.

Породы свиты отличаются чрезвычайно разнообразным составом, среди которых преобладающими являются пирокластолииты, представленные лапиллиевыми туфами, туфобрекчиями и агломератами андезитовых порфиритов, пирокластическими туфами с подчиненным количеством лав андезитового и дацитового состава, вулканомиктовыми песчаниками, эксплозивными брекчиями мандельштейновых андезитовых порфиритов. Для пород всей свиты характерна буроватая, фиолетово-красная окраска, характерная для вулканитов, формировавшихся в континентальных условиях.

В отличие от Алавердского и Кафанского районов, в Шамшадинском районе, согласно Г.А. Чубаряну (1973), на северном склоне Миапорского хребта основание нижнебайосской толщи сложено туфами с прослоями туффиитов, с максимальной мощностью 250 м. В восточном направлении мощность туфов уменьшается и они постепенно замещаются андезитами. Выше по разрезу залегают плагиоклаз-пироксеновые андезиты мощностью 400 м, которые затем сменяются базальтами.

Характерной особенностью пород среднеюрской андезитовой формации, согласно А.П. Лебедеву и другим исследователям / 185 /, является их зеленокаменное изменение (для пород основного и реже - среднего составов) и пропилитизация (для пород среднего и кислого составов). Зеленокаменное изменение сопровождается замещением цветных минералов - хлоритом, эпидотом, кальцитом, а плагиоклаза - альбитом, цоизитом, прениитом и др. При этом зеленокаменный тип изменения с известной условностью расчленяется на две субфации: актинолит-эпидото-

Таблица 3.2.1.1

Химический состав пород андезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	50,40	0,50	14,28	4,27	7,17	сл.	8,32	10,50	3,50	0,87	0,09	0,73	100,63
2	53,96	0,67	14,42	4,92	7,87	сл.	6,38	1,12	3,98	0,44	0,46	5,23	99,47
3	58,50	0,60	15,76	3,27	3,98	0,08	2,49	4,78	4,43	0,43	0,74	4,78	99,84
4	56,24	0,60	17,46	3,22	4,25	0,16	4,29	5,22	4,24	0,37	3,78	0,36	100,19
5	56,42	0,60	15,80	4,49	7,77	0,26	2,64	6,65	3,35	1,00	0,06	1,60	100,64
6	50,20	1,00	17,05	3,19	4,46	0,88	5,80	4,50	2,56	0,52	0,12	5,80	100,68
7	55,48	0,70	15,96	7,47	4,99	0,43	4,72	5,30	2,50	0,68	0,18	2,55	100,96

Опись анализов: 1. Базальт, пироксен-плагиоклазовый, обр. 794, лев. берег р. Дебед, к 3 от ущ. Таштадзор, колл. Р. Л. Мелконяна; 2. Андезито-базальт, обр. 70, Ахтальское м-ние, басс. р. Учкилиса, колл. О. С. Степаняна; 3. Андезит, вост. с. Ахпат, колл. Э. Г. Малхасяна; 4. Андезит, обр. Э. Г. - I, ущ. р. Агдан, в 8 км к ю от с. Агдан, колл. Э. Г. Малхасяна; 5. Андезит, обр. К. М. - III - 208, верховья рр. Хндзорут-Тавуш, колл. К. М. Мурадяна; 6. Базальт, обр. 562, в 1 км к 3 от г. Кафана, колл. Э. Г. Малхасяна; 7. Андезит, Кафанское м-ние, рудн. I-II, скв. 1051, гор. - 845, колл. Э. Г. Малхасяна.

вую, более высокотемпературную, и хлорит-эпидотовую, более низкотемпературную.

Нижние горизонты вулканогенной толщи пересечены многочисленными субвулканическими телами, дайками и некками. По вещественному составу они аналогичны породам собственно-вулканической фации и представлены базальтами, плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми андезитами, реже - дацитами.

По особенностям своего химизма (табл. 3.2.1.1) породы рассматриваемой формации относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются несколько пониженной, отчетливо выраженной натриевой щелочностью, как правило, пересыщенностью глиноземом, высоким содержанием железо-магnezияльных компонентов, преобладанием, в большинстве случаев, закисного железа над окисным / 186, 200 /.

3.2.2. Плагиолипаритовая формация

Породы, объединяемые в состав среднеюрской плагиолипаритовой формации, распространены в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория и Кафанского антиклинория. Возраст ее, благодаря работам А.Т.Асланяна / 34, 36 /, а позже и других исследователей, в настоящее время довольно однозначно определяется как верхнебайосский. Вопросы петрографо-минералогической и петрохимической характеристики плагиолипаритов специально рассмотрены в работах А.П.Лебедева / 185, 186 / и К.М.Мурадяна / 241 / по Шамшадинскому антиклинорию, Э.Г.Малхасяна / 185, 186, 200 /, Г.А.Казаряна / 132 / и др. по Алавердскому антиклинорию, Э.Г.Малхасяна / 185, 186, 200 / по Кафанскому антиклинорию.

Максимальным площадным развитием породы, объединяемые в состав плагиолипаритовой формации, пользуются в Шамшадинском антиклинории. Они обнажаются в бассейнах рр. Хндзурут, Тавуш, Ахум и др., откуда протягиваются до среднего течения р.Агстев, где перекрываются верхнеюрскими отложениями Иджеванского синклинория и вновь обнажаются в районе Армутлинского месторождения. Мощность толщи варьирует в широких пределах - от первого десятка до сотен метров. Максимальная мощность плагиолипаритов ("кварцевые плагиопорфиры") - 900 м отмечается в бассейне р.Хндзурут / 36 /.

Среди пород плагиолипаритовой формации А.П.Лебедевым

выделены / 185, 186 / разности эффузивно-лавовой, пирокластической, вулканогенно-осадочной, экструзивной (субвулканической) фаций. В последние годы специальное изучение рассматриваемых пород / 241 / позволило выделить в Шамшадинском районе также породы жерловой и криптовулканической фаций.

Породы эффузивно-лавовой фации представлены плагиолипаритами порфирового сложения. Согласно А.П.Лебедеву / 185, 186 /, в соответствии с характером вкрапленников выделяются кварц-плагиоклазовые, кварц-ортоклаз-плагиоклазовые, кварц-плагиоклаз-амфиболовые разности. При этом резко преобладающая часть плагиолипаритов представлена кварц-плагиоклазовыми разностями. Кварц, как правило, интенсивно корродирован. Плагиоклаз олигоклаз-андезиновое ряда обычно замещен вторичным альбитом. Порфировые выделения ортоклаза нами не наблюдались. Основная масса сложена из кварц-полевошпатового раскристаллизованного материала. Структура основной массы фельзитовая, сферолитовая, микроплитовая, флюидальная, гранофировая.

Среди пород пирокластической фации выделены лавобрекчии (в средней части разреза по р.Хндзорут), агломератовые туфы и туфобрекчии. Последние слагают относительно выдержанные прослои в составе вулканогенной толщи. В отдельных случаях встречены лапиллиевые туфы, а также спекшиеся разности туфов, напоминающие игнибриты / 185, 186 /.

Породы различных фаций, в целом, идентичны по своему минеральному и химическому составам и отличаются, в основном, по своим текстурно-структурным признакам. В частности, породы субвулканической фации представлены дайками, лакколитообразными, штокообразными, куполообразными телами и характеризуются большей раскристаллизованностью основной массы и разнообразием структур.

В пределах Алавердского антиклинория к среднеюрской плагиолипаритовой формации относятся секущие тела, так называемых кварцевых плагиопорфиров, в частности в пределах Ахтальского барит-полиметаллического месторождения, а также толща кислых эффузивов, пирокластолитов и пород субвулканической и жерловой фаций, известных под названием "кератофиры". Породы этой толщи трансгрессивно залегают на различных горизонтах нижнебайосской вулканогенной толщи (андезитовая формация) и в стратиграфическом разрезе занимают аналогичное с плагиолипаритами Шамшадинского антиклинория положение. Мож-

ность этой толщи в Алавердском районе крайне непостоянная и согласно П.Ф.Сопко изменяется от 400-450 м до 100 м. Она представлена чередующимися потоками лав и пирокластолитов при резком преобладании последних. Обычно эти породы, являющиеся основными рудовмещающими породами Шамлугского медноколчеданного месторождения подвергнуты интенсивным метасоматическим преобразованиям и сравнительно редкие свежие их разности представлены плагиолипарито-дацитовыми и плагиолипаритовыми порфирами, агломератами, эксплозивными брекчиями и туфами.

В Кафанском антиклинории в состав плагиолипаритовой формации включаются породы собственно-эффузивной и субвулканической фаций, выделенные обычно под названием кварцевых порфиритов и кварцевых порфиров или плагиопорфиров. Следует отметить, что вопрос фациальной принадлежности этих образований решается неоднозначно. В частности, в настоящее время довольно убедительно доказывается / 124 / субвулканический характер кварцевых андезито-дацитов (так называемых "барабатурских кварцевых порфиритов"), что подтверждает высказанное ранее аналогичное мнение / 36, 100 /. С другой стороны, наряду с представлениями об их среднеюрском (верхнебайосском) возрасте / 36, 185, 186, 200 и др. / имеются также наблюдения о прорывании "кварцевыми порфирами" вулканогенно-обломочной свиты лузитана-кимериджа / 23 /, что подчеркивает необходимость доказательства наличия разновозрастных однотипных образований. Следует отметить, что вопрос о формационной принадлежности рассматриваемых пород эффузивной фации в пределах Кафанского антиклинория нуждается в дополнительном обосновании, поскольку не исключено, что они являются завершающими образованиями среднеюрской андезитовой формации.

Такое решение вопроса представляется возможным, если учесть их отличия в минеральном сложении (наличие роговой обманки среди вкрапленников) и в химическом составе (кварцевые андезито-дациты) от так называемых кварцевых плагиопорфиров субвулканической фации / 186, 200 /.

По своему минеральному сложению породы плагиолипаритовой формации в пределах Алавердского и Кафанского антиклинориев, в целом, аналогичны таковым Шамтадинского антиклинория.

Во всех районах плагиолипариты подвергнуты интенсивным

Таблица 3.2.2.1

Химический состав пород плагиолипаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
1	75,34	0,05	11,09	1,23	1,47	0,03	0,65	2,75	2,21	0,84	0,68	3,90	100,24
2	77,34	0,16	11,23	1,04	0,62	сл.	0,80	1,28	2,88	1,16	0,48	2,72	99,71
3	72,22	0,27	13,28	1,81	2,22	0,04	0,91	2,27	3,41	0,73	не обн.	2,90	100,06
4	73,90	0,54	11,51	2,50	2,47	0,09	1,52	1,13	3,06	1,35	0,20	2,46	100,73
5	72,13	0,18	15,49	0,93	1,76	0,55	1,48	1,62	4,50	0,67	0,10	1,58	100,99
6	72,22	0,33	13,60	1,49	3,20	0,23	1,35	1,65	1,70	1,12	0,18	2,56	99,64
7	74,13	0,30	12,74	3,39	0,13	0,06	1,18	1,33	4,10	0,90	0,51	1,38	100,15
8	69,42	0,39	14,84	0,85	2,66	0,07	2,45	1,47	3,22	0,91	0,43	2,95	99,66
9	71,18	0,48	11,64	1,38	1,94	0,12	1,34	4,86	2,22	1,70	0,28	3,10	100,24

Опись анализов. 1. Кератофир, обр.21, Шамлугское м-ние, некк около 3-го бремсберга, колл. Э.Г.Малхасяна; 2. Кератофир, Шамлугское м-ние, колл. Р.Н.Милосердовой; 3. Кварцевый плагиопорфир, ущ. р.Хндзорут, в 1 км от с.Кирги, колл. Э.Г.Малхасяна; 4. Кварцевый плагиопорфир, ущ. р.Хндзорут, в 2 км от с.Кирги, колл. Э.Г.Малхасяна; 5. Плагиолипарит, обр. К.М.-Ш 550, верхнее течение р.Тавуш, колл. К.М.Мурадяна; 6. Плагиолипарит, обр. К.М.-Ш 448, верхнее течение р.Ахум, колл. К.М.Мурадяна; 7. Плагиолипарит, обр. К.М.-Ш 102, в 1,4 км к ЮВ от с.Верхн.Агдан, колл. К.М.Мурадяна; 8. Кварцевый порфир, обр.125, около с.Норашеник, колл. Э.Г.Малхасяна; 9. Кварцевый порфир, измененный, обр.85, южн. склон г.Саяд-кар, дайка, колл. Э.Г.Малхасяна.

метасоматическим преобразованиям пропилитовой фации, характеризующейся серицитизацией, карбонатизацией, местами гематитизацией (ожелезнение) и окварцеванием / 185, 186 /.

Особенности химизма пород рассматриваемой формации (табл. 3.2.2.1) указывают, в целом, на близость составов пород различных районов. Как и породы других среднеюрских формаций, они относятся к известково-щелочным ассоциациям, характеризуются несколько пониженной, отчетливо выраженной натриевой щелочностью и, как правило, пересыщенностью глиноземом. Несколько повышенные содержания кремнекислоты в отдельных разностях (№ 1, 2), возможно, связаны с наложенными процессами.

3.2.3. Плагиигранитная формация

Интрузивы среднеюрской плагиигранитной формации развиты исключительно в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория. При этом лишь Ахпатский массив ($\sim 6 \text{ км}^2$) находится в Алавердском антиклинории, все остальные массивы - Тавушский и Хндзорутский (общей площадью $\sim 50 \text{ км}^2$), Атабек-Славянский, Гилинбирский^x размещены в Шамшадинском антиклинории. Возможность наличия необнаженного плагиигранитного интрузива предполагается в пределах Кафанского антиклинория, учитывая присутствие большого количества обломков плагиигранитов в инъекционных дайках Кафанского рудного поля и маломощных прожилков плагиигранитного состава / 125 /.

Сведения о геологическом положении рассматриваемых интрузивов с различной детальностью приведены в работах многих исследователей / 36, 65, 67, 130, 134, 216, 219, 258 и др. /. Нижняя возрастная граница их определяется на основании прорывания интрузивами байосских вулканитов. Верхняя возрастная граница Тавуш-Хндзорутского массива, исходя из наличия галек плагиигранитов в базальных конгломератах турона, ранее определялась как дотуронская. А.Т.Асланян / 36 / на основании однотипности составов верхнебайосских эффузивных плагиигранитов и плагиигранитов впервые высказал мнение об их возможной разновозрастности. Позднее предположение о предверхнеюрском возрасте плагиигранитов было подтверждено М.А.Ара-

х Атабек-Славянский и Гилинбирский интрузивы находятся на территории Азербайджанской ССР.

келян, Г.А.Чубарян и С.И.Баласанян в результате обнаружения в бассейне р.Ахум, в базальных конгломератах келловей, галек плагиогранитов. Верхняя возрастная граница Ахпатского массива прямыми геологическими наблюдениями не определяется. На основании анализа истории геолого-тектонического развития региона, а также имеющихся данных, нами была показана большая правомерность отнесения Ахпатского массива к среднеюрскому (предкелловейскому) возрасту / 216 /, нежели к нижнемеловому / 67, 69 /. Абсолютный возраст рассматриваемых интрузивов - 158 ÷ 164 млн. лет / 49, 50, 57 / также свидетельствует об их среднеюрском возрасте.

Характерной особенностью плагиогранитных интрузивов является их тесная пространственно-временная и генетическая связь с вулканитами и субвулканическими образованиями аналогичного состава, с которыми они слагают единую плагиолипарит-плагиогранитную вулкано-плутоническую формацию / II3, 219 /.

Интрузивы плагиогранитной формации представлены штокообразными телами, размещенными в ядрах антиклинальных структур. Наиболее крупные из них - Тавушский и Хндзорутский представлены изолированными в пространстве выходами, обнажающимися вдоль русел одноименных рек и их притоков. Водораздельная часть бассейнов рр.Тавуш и Хндзорут представлена среднеюрскими вулканитами, слагающими надинтрузивную зону. Наличие в последней отдельных мелких выходов плагиогранитов позволяет с достаточной уверенностью предполагать слияние Тавушского и Хндзорутского массивов на глубине в единое тело.

В сложении интрузивов Шамшадинского антиклинория отмечается несколько фаз внедрения. Так, С.И.Баласанян / 67 / выделяет породы интрузивной фазы - плагиограниты, порфировидные плагиограниты, аляскитовые граниты, а также породы дополнительных интрузий - плагиогранит-порфиры. Г.А.Казарян и З.О.Чибухчян / 134 / выделяют породы трех фаз - плагиограниты, плагиогранит-порфиры, розовые граниты. Проведенные нами за последние годы исследования подтвердили наличие двух самостоятельных фаз внедрения плагиогранитов.

Первая фаза представлена плагиогранитами, слагающими резко преобладающую часть Тавушского и Хндзорутского выходов. Они характеризуются обычно мелко-, среднезернистым, реже порфировидным сложением. Отчетливо проявленная

порфировидность отдельных участков создает иногда ложное впечатление наличия самостоятельной фазы порфировидных плагиогранитов. В отдельных частях массива, независимо от их пространственного расположения, отмечаются постепенные переходы плагиогранитов в кварцевые диориты.

Вторая фаза представлена плагиогранит-порфирами, образующими неправильной формы тела, прорывающие плагиограниты I фазы. Они характеризуются резко порфировидным сложением (порфировидные выделения представлены кварцем, реже плагиоклазом), розовато-серым цветом и отсутствием признаков контаминации.

Третья фаза - лейкократовые граниты, слагающие небольшие штокообразные и дайкообразные тела.

В отличие от плагиогранитных интрузивов Шампадинского антиклинория в сложении Ахпатского массива принимают участие породы габброидной и плагиогранитной фаз. При этом, как и в интрузивах Шампадинского антиклинория, резко преобладающая часть массива представлена плагиогранитами. Габбро и габбро-диориты слагают небольшие штокообразные тела общей площадью около $1,5 \text{ км}^2$. Несмотря на близость пространственного размещения габброидов (уч. Кадоцк) и плагиогранитов Ахпатского массива - $0,5 \div 0,7 \text{ км}$, отсутствие непосредственных взаимоотношений между ними затрудняет однозначное решение вопроса последовательности их внедрения.

Жильно-магматические образования в интрузивах плагиогранитной формации, как отмечалось многими исследователями, пользуются весьма ограниченным развитием и представлены единичными маломощными дайками плагиоаплитов (Ахпатский, Тавушский массивы), реже - аплитов, гранит-порфиров (Тавушский массив).

Главнейшей особенностью минерального состава плагиогранитов является их, в основном, биминеральный состав - плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и кварц, которые слагают обычно свыше 90% их объема. В незначительных количествах присутствует роговая обманка. Плагиогранит-порфиры II фазы характеризуются более высоким содержанием кварца, отсутствием роговой обманки, наличием, хотя и крайне редко и в незначительных количествах, биотита и K-Na полевого шпата. В лейкократовых гранитах при аналогичном видовом минеральном составе

резко возрастает количество К-На полевого шпата (высокий ортоклаз-пертит) - до 4% и увеличивается содержание биотита - до 5,5%. Одновременно происходит увеличение альбитового компонента в плагиоклазе (№ 38-8 против № 50-10 в плагиогранитах).

Контактовое воздействие рассматриваемых интрузивов крайне слабое и выражается в образовании в ореоле до 15-20 м кварц-плагиоклаз-роговообманковых роговиков. В зонах тектонических нарушений, в русле левого притока р.Тавуш выше коч.Дурналу, развиты кварц-серицитовые метасоматиты, сменяющиеся иногда монокварцитами. В этих участках нами отмечено присутствие молибденита.

Породы плагиогранитной формации характеризуются "примитивным" акцессорно-минеральным видовым составом: магнетит, гематит, ильменит, апатит, офец, рутил, циркон, цитролит, малакон, лейкоксен, пирит, галенит и др. / 218 /. В лейкократовых гранитах отмечается присутствие цитролита, ксенотима.

Главнейшие особенности минерального состава пород формации отчетливо проявляются в их химизме (табл. 3.2.3.1). В этом аспекте для плагиогранитов необходимо отметить пересыщенность кремнекислотой, пониженное содержание щелочей при резком преобладании Na_2O над K_2O . Плагиограниты Ахпатского массива относятся к породам нормального ряда, в то время как плагиограниты Шамшадинского массива обычно относятся к породам плюмазитового ряда.

В процессе формирования интрузивов плагиогранитной формации - Ахпатского и Шамшадинского массивов от ранних фаз к поздним отмечается: закономерное увеличение кремнекислотности, уменьшение количества полевошпатовой извести, увеличение общей железности, повышение содержаний щелочных алюмосиликатов при резком преобладании Na_2O над K_2O в породах ранних фаз и примерно одинаковом их содержании в лейкократовых гранитах.

Геохимические особенности различных типов пород плагиогранитной формации указывают на резко пониженные содержания (ниже кларка даже основных пород), с одной стороны Li, Rb и Cs, а с другой - элементов группы железа. Отчетливо повышенными концентрациями Y (0,0021 ÷ 0,013%) характеризуются лейкократовые граниты Тавуш-Хндзорутского массива. Из метал-

Химический состав пород плагиогранитной формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
1	47,97	0,68	16,02	7,90	6,40	0,23	5,50	9,94	2,20	0,60	не обн.	2,28	99,72
2	71,70	0,41	12,13	2,64	3,24	0,09	1,65	1,75	5,40	0,75	не обн.	1,09	100,85
3	72,61	0,71	12,27	3,10	2,20	0,03	1,17	2,00	5,50	0,33	0,10	0,78	100,80
4	77,80	0,09	11,83	1,14	2,49	не обн.	0,46	1,05	5,75	0,10	0,10	0,02	100,83
5	70,84	0,39	12,38	4,01	1,98	0,13	1,64	2,63	4,00	0,70	0,17	1,71	100,58
6	71,26	0,99	12,05	2,97	1,44	не обн.	1,27	3,86	5,00	1,00	0,08	0,86	100,78
7	72,58	0,90	12,44	2,89	0,86	не обн.	1,45	2,52	4,85	1,00	0,07	0,99	100,55
8	76,67	0,45	11,67	1,77	0,57	не обн.	0,42	1,54	4,25	3,00	0,09	0,41	100,84
9	77,05	0,48	11,12	1,55	0,86	0,30	0,13	1,16	4,85	2,87	0,04	0,44	100,85

Опись анализов^х. Ахпатский массив: 1. Габбро, п-121, Кацоцский уч.; 2. Плагиогранит, п-126, центр, часть массива; 3. Плагиогранит, п-125, центр. часть массива; 4. Плагиоаплит, обр. 795, Дебедский уч.; Шамшадинский массив: 5. Плагиогранит, обр. 1503, левый берег р. Хндзорут, уч. Колагир; 6. Плагиогранит, п-159, правый берег р. Тавуш, к В от коч. Дурналу; 7. Плагиогранит, п-163, ср. теч. р. Тавуш; 8. Гранит лейкократовый, п-155, бассейн р. Тавуш, коч. Герер; 9. Гранит лейкократовый, п-151, басс. р. Тавуш, в 2 км к СВ от г. Кенацсар.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Р. Л. Мелконяна.

логенных элементов отметим близкларковые содержания Cu и резко пониженные — Pb и Zn .

Формирование плагиогранитных интрузивов в самых различных регионах, как правило, бывает приурочено к раннегеосинклинальной стадии развития. Именно это обстоятельство является одной из причин того, что ряд исследователей связывает образование плагиогранитов с процессами дифференциации магмы основного состава. В то же время Ю.А.Кузнецов / 180 /, подчеркивая тесную ассоциацию плагиогранитов с габброидами, считает более вероятным предположение о самостоятельности плагиогранитной магмы.

В рассматриваемом случае объяснить происхождение плагиолипарит-плагиогранитной ассоциации пород путем дифференциации магмы основного состава весьма затруднительно, поскольку наряду с отсутствием промежуточных дифференциатов между габброидами и плагиогранитами, такой механизм формирования, учитывая объем кислых образований предполагает наличие громадных, большей частью необнаженных габбровых массивов. Такое предположение в рассматриваемом случае не подтверждается ни геологическими, ни геофизическими данными. В то же время одно лишь прямое палингенное или анатектическое их выплавление не в состоянии объяснить ряд их особенностей — "примитивный" вещественный состав, смену во времени плагиогранитов лейкократовыми гранитами, отсутствие "реститов" в необходимых объемах и т.д. С этих позиций возникает необходимость привлечения варианта уменьшения уровней магмообразования в ряду габбро-плагиогранит-лейкократовый гранит, сопровождающегося при этом изменением характера щелочности.

3.3. Ряд верхнеюрско-нижнемеловых формаций

3.3.1. Андезито-базальтовая формация

Данная формация исключительно широко развита в Сомхето-Карабахском мегантиклинории и Кафанском антиклинории; в менее широких масштабах она выделяется и в пределах Мисханозангезурской зоны, точнее в Цахкуняцком горст-антиклинории. Геологическое положение и петрографическая, минералого-геохимическая характеристика ее приводятся в работах ряда исследователей / 23, 200, 202, 232 и др. /.

В ее составе выделяются верхний оксфорд-кимериджский и титон-средневаланжинский вулканогенно-обломочный комплексы, связанные между собой согласными переходами и отвечающие единому верхнеюрскому-нижнеэокомскому этапу тектонического развития Сомхето-Карабахской геосинклинали. Описываемая формация слагает широкую полосу вдоль юго-восточной периклинальной части Алавердского антиклинория, южной, юго-западной части Иджеванского синклинория, северного крыла Шамшадинского антиклинория, а также развита на значительных площадях северо-восточного и юго-западного крыльев Кафанского антиклинория.

Слагающие формацию комплексы несогласно залегают на отложениях среднего байоса (Кафанский и Шамшадинский антиклинории) и согласно перекрываются в пределах Кафанского антиклинория карбонатной свитой, фаунистически датируемой как верхний валанжин - верхний баррем / 23, 24 /. На северо-восточном крыле Шамшадинского антиклинория верхний возрастной предел данной формации несколько неопределенный, поскольку фиксируется лишь резко несогласное соотношение между титон-средневаланжинским вулканогенно-осадочным комплексом и перекрывающими их отложениями сеномана - нижнего турона.

В пределах Алавердского и Шамшадинского антиклинориев андезито-базальтовая формация верхнего оксфорда-валанжина характеризуется значительной изменчивостью мощностей и фаций слагающих ее образований. По данным Р.А.Мандаляна, нижний комплекс (верхний оксфорд-кимеридж) в районе Иджеванского хребта сложен почти исключительно карбонатными породами. В левобережье р.Агстев среди пластов карбонатных пород появляются туфы и вулканогенно-терригенные песчаники и конгломераты. Мощность комплекса на этом участке 250-450 м. В пределах Шамшадинского антиклинория в составе комплекса в направлении с северо-запада на юго-восток резко возрастает роль собственно-вулканического материала и одновременно возрастают мощности накоплений от 650 до 1200 м / 202, 203 /. Титон-средневаланжинский комплекс (артаминская свита) имеет локальное распространение и протягивается полосой по север-северо-восточному крылу Шамшадинского антиклинория, в бассейне среднего течения рр. Ахум и Тавуш. Постепенными согласными переходами этот комплекс связан с верхнеоксфорд-кимериджским; сложен он преимущественно вулканическими и вулканогенно-обломочными образованиями. Общая мощность данного комплекса 430-460 м.

В пределах Кафанского антиклинория описываемая андезитобазальтовая формация трансгрессивно залегает на среднеюрских породах и составляет мощную полосу на обоих крыльях антиклинория. Незначительный перерыв между комплексами верхнего оксфорда-кимериджа и титона-среднего валанжина фиксируется лишь на отдельных участках по появлению линз известняков или вулканических конгломератов и туфопесчаников. Мощности нижнего комплекса в осевой полосе антиклинория составляют 250-300 м, значительно возрастая (до 1000-1200 м) как на северо-восточном, так и на юго-западном крыльях. В том же направлении происходит смена эпикластических вулканогенно-осадочных фаций фациями пирокластических брекчий и лав. Мощность верхнего комплекса максимальная (750-1000 м) в центральных разрезах (сс. Арцваник, Шабалин, Н.Гедаклу) и сокращается в северо-западном и юго-восточном направлениях до 250-500 м. Характерны частые взаимопереходы и непостоянные количественные соотношения пирокластических и лавовых продуктов в различных разрезах и на разных горизонтах одного разреза. Верхние горизонты рассматриваемого комплекса повсеместно сложены эпикластическими образованиями.

Оба комплекса описываемой формации объединяют различные типы пород, относящиеся к пирокластической, собственно-эффузивной и субвулканической фациям. Широко развиты также образования смешанного вулканогенно-осадочного характера — эпикластические брекчии, конгломерато-брекчии, туффиты.

По петрографическому составу верхнеоксфорд-валанжинская формация включает эффузивные породы, варьирующие от базальтов (гиперстеновых, плагиоклаз-пироксеновых) и диабазов через андезитобазальты и андезиты (плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые) до липарито-дацитов (плагиоклаз-роговообманковых). Резко преобладающими являются андезитобазальты и андезиты, состоящие из фенокристаллов плагиоклаза (№ 58-71), клинопироксена авгитового ряда, единичных вкрапленников гиперстена (или разложившегося оливина) и тонкоструктурного базиса гиалопидитового, пилотакситового, реже вариолитового сложения. Широко представлены также мандельштейновые андезиты и андезитобазальты, миндалины в которых выполнены палагонитом, диабантитом, селадонитом, пренитом, кальцитом, халцедоном.

Главными минералами-вкрапленниками в базальтах и андези-

то-базальтах обоих комплексов являются плагиоклаз, из цветных минералов — моноклинный пироксен (и единичные вкрапленники преобразованного оливина) или один гиперстен. Моноклинный пироксен относится к слабоизвестковистому железистому авгиту; гиперстен отвечает по составу железистым членам изоморфного ряда (феррогиперстен). С переходом от базальтов и андезито-базальтов к андезитам в составе цветных минералов-вкрапленников появляется ассоциация железистый авгит + роговая обманка. В липарито-дацитах, в которых увеличивается отношение Fe/Mg и общая щелочность (за счет Na_2O) роговая обманка остается единственным цветным минералом-вкрапленником.

Верхнеоксфорд-кимериджский и титон-средневаланжинский комплексы, будучи тесно обложенными во времени, представляют единую петрохимическую ассоциацию (табл. 3.3.I.I). Она характеризуется слабо насыщенным и насыщенным SiO_2 составом, умеренным содержанием щелочей при резком преобладании Na_2O над K_2O , невысокой общей железистостью и высокими содержаниями TiO_2 .

Анализ фаций и мощностей вулканических накоплений верхнего оксфорда-валанжина свидетельствует о том, что начало вулканической деятельности связано с установлением прибрежно-морского мелководного режима. Вулканические центры в этот период располагались преимущественно на северо-восточном крыле Шамшадинского антиклинория и на обоих крыльях Кафанского. Локализованные вдоль северо-западных разломов многочисленные вулканические центры действовали одновременно, что и определило существенно пирокластически-эффузивный облик вулканических образований верхнего оксфорда-кимериджа. В титон-среднем валанжине устанавливается своеобразный перекомпенсированный режим в связи с дальнейшим ростом вулканических островов. Обилие шлакового материала и красноцветный облик пирокластических накоплений рассматриваются как указания на субаэральные условия формирования титон-средневаланжинского комплекса. На северо-восточных крыльях Шамшадинского и Кафанского антиклинориев вулканические центры несколько смещаются к северу и также контролируются разломами северо-западного простирания. На данных участках вулканическая деятельность имела преимущественно взрывной характер; на юго-восточном крыле Кафанского антиклинория извержения носили характер сравнительно спокойных лавовых излияний.

Таблица 3.3.1.1

Химический состав пород андезитов-базальтовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	53,01	0,75	20,56	4,12	4,57	0,31	5,68	6,79	2,16	0,70	0,55	не опр.	2,45	99,67
2	52,25	1,21	18,75	3,43	5,65	0,17	4,85	7,38	3,81	0,80	0,35	не опр.	2,27	100,92
3	54,48	1,04	16,70	4,02	5,04	0,09	3,71	7,80	3,97	0,33	0,30	не опр.	2,60	100,08
4	60,58	1,07	17,70	1,61	5,40	0,14	1,69	4,42	4,25	0,75	0,18	не опр.	1,70	99,49
5	50,78	0,99	17,82	5,98	3,80	0,11	5,07	10,93	1,10	0,75	1,11	не опр.	1,25	99,69
6	54,16	1,60	18,18	1,14	1,87	0,10	3,45	5,59	5,40	1,30	1,01	не опр.	2,54	100,34
7	56,72	0,65	18,17	5,30	2,58	0,14	1,70	5,10	5,00	1,44	0,92	не опр.	2,42	100,14
8	67,09	0,49	15,32	5,43	0,80	0,06	0,79	1,60	5,40	2,60	0,26	не опр.	1,11	100,95
9	51,80	1,05	18,14	4,56	4,91	0,14	3,74	8,89	4,10	0,84	0,92	0,29	0,88	100,26
10	56,16	1,05	18,34	6,35	1,99	0,02	1,66	5,23	4,81	2,02	1,36	0,53	0,86	100,38

Опись анализов. 1. Базальт (с диабазовой осн. массой), обр. 433, к СЗ от с. Башкент, колл. Ю.А. Лейе; 2. Базальт (с диабазовой осн. массой), обр. 130, к В от с. Барабатур, колл. Э.Г. Малхасяна; 3. Андезит-базальт, обр. 47г, колл. Р.А. Аракеляна, Г.О. Пиджяна; 4. Андезит, обр. 984, р-н с. Верин Вачаган^х; 5. Базальт (стекловатый), обр. 922, тапасар-кармакарская свита, основание разреза г. Таласар; 6. Андезит-базальт, обр. 814, тапасар-кармакарская свита, основание разреза у с. Арцваник; 7. Андезит-базальт, обр. 826, тапасар-кармакарская свита, средние горизонты разреза у с. Арцваник; 8. Липарито-дацит, обр. 841, тапасар-кармакарская свита, верхние горизонты разреза у с. Арцваник; 9. Базальт гиперстеновый, обр. 528, основание разреза между сс. Берд и Навур; 10. Андезит, обр. 504, к С от с. Берд.

х Анализы № 4-10 выполнены на образцах из коллекции А.Х. Мнацаканян.

История развития, особенности геологического строения и химизм андезито-базальтовой формации верхнего оксфорда-среднего валанжина указывают на существенно эвгеоантиклинальную эволюцию Шамшадинской и Кафанской структур на данном этапе их развития. Специфика химического состава, характерные ассоциации вкрапленников и темноцветных в наиболее основных разностях пород данной формации наряду с использованием результатов экспериментальных и петрологических исследований Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда / IOI / позволяют высказать некоторые предположения о глубинах, на которых начинается кристаллизация исходного насыщенного андезито-базальтового расплава. Эти значения соответствуют интервалу глубин примерно от 15 до 35 км, т.е. интрателлурическая кристаллизация начинается в условиях сравнительно небольших давлений, соответствующих коровым магматическим очагам.

Вулканиты андезито-базальтовой формации, как было отмечено выше, развиты и в Мисхано-Зангезурской зоне, точнее в Цахкуняцком горст-антиклинории, где ими сложена апаранская толща. Вопрос о возрасте этой толщи решается неоднозначно. Ряд исследователей относили ее к древнему метаморфическому комплексу и соответственно датировали ее верхним докембрием - нижним палеозоем / 26, 242 и др. /. Впервые К.Н.Паффенгольц высказал мнение о туронском возрасте апаранской толщи / 256 /. В настоящее время большинство исследователей придерживается мнения о ее мезозойском возрасте. Так, О.А.Саркисян / 272 /, на основании сопоставлений с вулканогенно-осадочными образованиями Газумского хребта, относит апаранскую толщу к неокому; А.Р.Арутюнян / 30 / считал ее аналогом юрских образований Бердского района (Шамшадинский антиклинорий); согласно А.А.Белову и С.Д.Соколову / 73 / возраст апаранской серии находится в пределах нижнего-среднего мезозоя. По нашему мнению, вулканиты апаранской толщи датируются верхней юрой - нижним мелом, что согласуется и с результатами их радиологического возраста - 122 ± 5 млн. лет / 308 /. Следует отметить, что однозначная датировка апаранской толщи затруднительна.

Верхняя возрастная граница определяется на основании ее трансгрессивного перекрывания (с угловым несогласием) осадочными отложениями турона-коньяка, в основании которых, в базальных конгломератах, встречаются все фациальные разновидности вулканитов апаранской толщи.

В своем пространственном размещении рассматриваемые вулканы приурочены в основном в зоне Анкаванского глубинного разлома северо-западного простирания и к Спитакскому меридиональному расколу фундамента.

Вулканы андезито-базальтовой формации слагают полосу к северу и югу от с. Сараландж, протягивающуюся в северо-восточном направлении; в западном направлении они прослеживаются до Спитакского перевала. Здесь они обычно слагают ядра антиклинальных структур, в частности, Цилкарской и Ильмитакской. Мощность толщи в различных частях значительно варьирует. В частности, к северу от с. Сараландж апаранская толща, сложенная здесь в основном диабазом, имеет мощность свыше 3 км / 73 /. В разрезе же, в направлении сс. Памб Армянский - Джрабат, ее мощность уменьшается до 850 м.

Нижняя часть обнажающегося разреза вулкаников представлена лавами, реже - лавобрекчиями базальтового, андезито-базальтового состава, сменяющимися вверх по разрезу маломощными потоками андезитов и андезито-дацитов, затем эксплозивными продуктами андезитового, андезито-дацитового, реже дацитового составов.

По условиям формирования выделяются породы эффузивной и субвулканической фации. Согласно известной классификации вулкаников / 169 /, среди пород эффузивной фации выделяется субфация текучих лав и экструзивная субфация, а также эксплозивная субфация (обычные туфы и вулканические брекчии, спекшиеся и сваренные туфы и туфолавы, эпикластические брекчии). Породы субвулканической фации представлены дайками, пластовыми залежами, штоками, телами неправильной формы. Состав их варьирует в широких пределах - от базальтового до липарито-дацитового при преобладании разностей основного и среднего составов.

По петрографическому составу среди пород эффузивной фации выделяются долеритовые базальтовые порфириты, базальтовые порфириты, андезито-базальтовые порфириты, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты / 308 /. Структура пород долеритовая, призматически-зернистая, порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (от № 74-95 в долеритовых разностях до № 38-42 в андезито-дацитах), преобразованным оливином (в долеритовых и базальтовых порфиритах), клинопироксеном-авгитом (в разностях от базальтового до андезитового

Таблица 3.3.1.2

Химический состав пород андезито-базальтовой формации
Цахкуняцкого горст-антиклинария

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Сумма
1	51,35	0,04	19,00	2,88	7,68	0,03	4,35	9,20	1,63	1,00	0,01	не опр.	1,78	99,10
2	51,56	0,64	16,05	4,43	5,80	0,15	6,67	12,77	2,00	0,35	0,09	0,10	0,32	100,96
3	52,78	0,57	15,57	4,22	5,28	0,24	7,84	10,02	2,50	0,36	не опр.	0,22	0,92	100,51
4	54,00	0,30	17,75	2,85	6,08	0,33	5,40	9,49	2,50	1,00	0,05	0,12	0,72	100,59
5	53,86	0,35	17,09	3,37	5,25	0,48	6,25	9,10	2,10	1,20	0,11	0,04	0,10	100,30
6	53,05	0,21	15,20	2,20	15,68	0,12	1,65	5,60	3,70	1,25	не опр.	не опр.	1,80	100,66
7	63,20	0,21	11,30	0,80	11,50	0,10	2,50	5,60	1,70	0,70	0,02	не опр.	2,40	100,03
8	47,95	1,70	14,65	3,24	7,82	0,18	7,56	10,62	2,94	0,50	0,28	0,26	2,05	99,75

Опись анализов^х. 1. Базальтовый порфирит, обр.418, р-он с.Лернаван; 2. Базальтовый порфирит, обр. 101, к В от Памбакского пер.; 3. Базальтовый порфирит, обр.392, сев.склон г.Ильмитах; 4. Андезито-базальтовый порфирит, обр. 394, зап.склон г.Ильмитах; 5. Андезито-базальтовый порфирит, обр.386, зап.склон г.Ильмитах; 6. Андезито-базальтовый туф, обр. 441, к ЮЗ от с.Памб Курдский; 7. Андезито-дацитовый пепловый туф, обр.442, к ЮЗ от с.Памб Курдский; 8. Основные лавы апаранской "серии" среднее из 16 /73/.

х Анализы № 1-7 выполнены на образцах из коллекции Р.А.Хоренян.

составов), роговой обманкой (в андезитовых и андезито-дацитовых порфиритах), кварцем и биотитом (в субвулканических андезито-дацитах). Структура основной массы гиалопелитовая, интерсерпальная, микролитовая и фельзитовая (в андезито-дацитах).

Вулканиды апаранской толщи характеризуются обогащенностью магнетитом, Ti и Ca -содержащими акцессорными минералами, в частности, титаномагнетитом, ильменитом, апатитом.

Вулканиды андезито-базальтовой формации подвержены изменению в пропилитовой фации. Выделяется, в частности, высокотемпературная (альбит, серицит, эпидот, актинолит, уралит) и средне-низкотемпературная пропилитизация (опал, халцедон, кварц, хлорит, эпидот, кальцит).

По особенностям химизма (табл. 3.3.1.2) рассматриваемые породы относятся, в основном, к классу слабо недосыщенных и насыщенных SiO_2 пород, с несколько пониженным содержанием щелочей при отчетливом преобладании Na_2O над K_2O .

Химический состав вулканидов апаранской толщи в пределах собственно Апаранского массива, согласно данным А.А.Белова и С.Д.Соколова, характеризуется резко повышенным содержанием TiO_2 (табл. 3.3.1.2, № 8). Согласно классификации А.Н.Заварицкого и К.Р.Бурри, они принадлежат к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа, характерным для островных дуг.

Особенности химизма рассматриваемых пород, ассоциация и состав минералов-вкрапленников, характер корреляционных связей между элементами-примесями и ряд других признаков позволяют высказать предположение о базальтоидном составе исходного расплава и определенной роли процессов ассимиляции кислого материала субстрата при формировании андезито-базальтовой формации Нахкуняцкого горст-антиклинория. По мнению А.А.Белова и С.Д.Соколова / 73 /, образование апаранской серии пород можно трактовать как свидетельство существования прогибов с океаническим типом земной коры.

3.3.2. Андезит-липаритовая формация

Названная формация имеет ограниченное развитие и совпадает по объему с вулканическим комплексом верхнего апта, известным лишь в Кафанском антиклинории. Впервые под названием окузаратской свиты этот комплекс был выделен В.Т.Акопяном

/ 23 / в пределах северо-западной периферии Кафанского антиклинория – на хр. Окузарат, слагающем водораздел рр. Воротан и Кашуни. В северо-западном направлении вулканические породы комплекса прослеживаются до с. Татев. Возрастные аналоги этого комплекса развиты на восточной и юго-восточной периферии антиклинория и представлены, по В.Т.Акопяну, нормально-осадочными и смешанными вулканогенно-осадочными образованиями сравнительно небольшой мощности. Характерны перерыв и угловое несогласие, отделяющие верхнеаптский вулканический комплекс от подстилающих разновозрастных отложений – барремских, титон-средневаланжинских. В свою очередь, комплекс трансгрессивно перекрывается известняками верхнего турона – нижнего коньяка.

Общая мощность верхнеаптского комплекса в разрезе сс.Малдаш-Агвани составляет 425 м. Комплекс отчетливо распадается на две части, резко отличающиеся по составу слагающих вулканических продуктов. Нижняя часть представляет чередование потоков андезитов с пирокластическими брекчиями и туфами того же состава. Верхняя часть сложена кислыми вулканическими продуктами, среди которых преобладают лавобрекчии кварцевых липаритов, содержащие пласты пепловых туфов липаритового состава и инъецированные дайками и куполообразными телами дацитов. Кварцевые липариты образуют также потоки, залегающие на самых верхних горизонтах.

Петрографический состав эффузивных и обломочных образований верхнеаптской серии варьирует от андезитов (андезитобазальтов) до кварцевых липаритов. Андезиты состоят из порфировых выделений плагиоклаза (№ 45-35), моноклинного пироксена авгитового ряда и гиперстена, полностью преобразованного; основная масса имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру.

Липариты сложены основной массой с микроаплитовой, аллотриоморфнозернистой или сферолитовой структурой и фенокристаллами плагиоклаза (№ 34-40), кварца и редкими псевдоморфозами по цветному минералу. Лавобрекчии липаритов представляют плотносцементированные породы с крупными угловатыми обломками пород; последние состоят из андезитов и кварцевых липаритов с различной микроструктурой.

Отличительной чертой химического состава верхнеаптского вулканического комплекса (табл. 3.3.2.1) является повы-

Таблица 3.3.2.1

Химический состав пород андезит-липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
1	58,60	0,02	15,82	7,04	1,29	0,12	2,25	7,75	4,40	0,24	0,25	3,16	100,94
2	61,74	0,04	13,59	4,65	3,60	0,07	3,94	4,42	3,80	1,60	0,08	1,70	99,23
3	72,06	0,33	13,34	1,40	2,22	0,07	1,52	2,02	4,20	0,96	0,82	1,28	100,22

Опись анализов^х. 1. Андезит, обр.905, нижние горизонты окузаратской свиты, у с.Малдаш; 2. Андезит, обр.902а, нижние горизонты окузаратской свиты, у с.Малдаш. 3. Липарит кварцевый, обр.683а, верхние горизонты окузаратской свиты, р-н пер. Окузарат.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции А.Х.Мнацаканян.

шенное содержание анортитовой извести, сравнительно высокая железистость и пониженное количество щелочных алюмосиликатов при постоянном преобладании Na_2O над K_2O . Лавы этого комплекса относятся к типу слабопересыщенных и пересыщенных SiO_2 пород.

Важно подчеркнуть, что в данном комплексе переход от андезитов к липаритам происходит без заметного увеличения щелочности.

Своеобразные черты химизма андезитов и, в частности, повышенная известковистость и железистость отражены в минералогических особенностях — высокой основности плагиоклаза во вкрапленниках и в ассоциации темноцветных минералов — гиперстена + богатого кальцием авгита. С переходом к липаритам закономерно появляется другая ассоциация вкрапленников — кварц-плагиоклаз высокой основности. Распределение микроэлементов и их характерная ассоциация указывают на геохимическую индивидуализированность этого комплекса. Значительно повышены во всех типах пород содержания Cr , Ni , Co , Sc , Zn . Вкрапленники магнетита отличаются повышенными концентрациями титана и ванадия.

Верхнеаптский комплекс андезитов и кварцевых липаритов, их пирокластов и туфов образовался после основного этапа складчатости Кафанского региона, в условиях возросшей жесткости субстрата. В этот период резко сокращаются площади проявления вулканизма. Начальная фаза верхнеаптского вулканизма, протекавшая в наземно-островной обстановке, сменилась субаэральными извержениями кварцевых липаритов и выбросами небольшого количества пеплового материала. Тип извержений — центральный; реликты вулканического центра сохранились в перерывальной части хребта Окузарат.

Геологические соотношения и особенности химизма позволяют объединять андезиты и кварцевые липариты этого комплекса в единый генетический ряд, отличающийся несколько необычным типом дифференциации. Дифференциация исходной андезитовой магмы начиналась, судя по ассоциации вкрапленников, также в условиях корового очага, но по сравнению с верхнеоксфорд-валанжинским комплексом, на больших глубинах. Последнее находится в согласии с теми геологическими данными, что вулканизм в верхнем апте протекал на стадии возросшей консолидированности региона и был, следовательно, связан с более глубокими разломами.

3.3.3. Липаритовая формация

Породы липаритовой формации развиты в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория и Кафанского антиклинория, причем наибольшим распространением они пользуются в Алавердском антиклинории, в частности, в пределах Шамлугского медноколчеданного месторождения. Формация сложена липаритами (так называемые кварцевые альбитофиры), реже кварцевыми липарито-дацитами, исключительно субвулканической фации. Сведения о геологическом положении, петрографо-минералогических и геохимических особенностях рассматриваемых пород с различной детальностью приведены в работах многих исследователей / 16, 23, 36, 132, 186, 220, 226, 282 и др. /.

Вопрос возрастного положения липаритов решается неоднозначно. В Алавердском антиклинории прямыми геологическими наблюдениями устанавливается их послекелловейский возраст. Гальки липаритов находятся в среднезоновых конгломератах, с другой стороны, пересечение и контактовое изменение липаритов нижнемеловым Кохобским интрузивом / 16, 132 / позволяет датировать их возраст как послекелловейский - донижнемеловой. В согласии с геологическими данными находятся и результаты их радиологического датирования - 136-149 млн. лет / 49 /.

В Кафанском антиклинории липариты и кварцевые липарито-дациты прорывают отложения верхнего оксфорда-кимериджа и титона-среднего валанжина / 23 /. Верхняя возрастная граница их прямыми геологическими наблюдениями не определяется. Данные радиологического датирования некоторых разностей отмеченных пород - 78-100 млн. лет / 54 / указывают на возможность присутствия и более молодых тел аналогичного состава. Это предположение выглядит довольно правдоподобным, если учесть, что и в Алавердском рудном районе, в результате радиологического датирования, установлено, что наиболее крупные выходы субвулканических липаритов в ур. Жанг и около с. Джилиза являются зоновыми / 47, 228 и др. /.

В целом становление липаритовой формации приурочено к началу антиклинального воздымания и инверсии юрского Сомхето-Кафанского прогиба.

В структурном отношении выходы липаритов приурочены, как правило, к зонам тектонических нарушений и к ядрам антиклинальных структур; в частности, в Алавердском рудном райо-

не они трассируют зону долгоживущего Лалвар-Шамлуг-Чочканского разлома близширотного (ВСВ) простирания,

Липаритовая формация характеризуется квазиоднородным составом. Она представлена альбитизированными липаритами, реже - кварцевыми липарито-дацитами субвулканической фации в виде силл, лакколитов, куполов, даек. При этом морфология тел находится в тесной взаимосвязи с составом вмещающих пород: в туфосадочной толще келловей развиты, как правило, силлы и лакколиты, а в верхнебайосских вулканитах - дайки. Мощности даек и силлов достигают 15-20 м, лакколиты и купола занимают площадь до первых км².

Липариты обычно характеризуются серовато-розовым, кирпично-розовым цветом, порфировым, реже - афировым сложением. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, в меньшей степени - кварцем. Эти же минералы входят в состав аллотриоморфнозернистой, микрогранитовой, фельзитовой, сферолитовой, основной массы; в составе основной массы, а в кварцевых липарито-дацитах и среди вкрапленников иногда присутствуют редкие выделения хлоритизированного цветного минерала, а также - К-На полевой шпат (выявленный лишь при окрашивании шлифов). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, цитролитом, ортитом, рутилом и др. Специальное изучение акцессорно-минерального состава липаритов позволило установить в них наличие ряда редких минералов, в частности, иоцита, муассanita и др. / 226, 227 /.

Рассматриваемые породы альбитизированы, серицитизированы, реже карбонатизированы. В пределах Шамлугского медноколчеданного месторождения, где липариты нередко служили экраном для локализации оруденения, в них процессы карбонатизации и огипсования проявлены довольно интенсивно.

Контактовое воздействие липаритов на вмещающие породы крайне незначительно и выражается лишь в уплотнении туфопесчаников и в крайне редких случаях - в едва заметной перекристаллизации вмещающих пород.

Из геохимических особенностей липаритов отметим резко пониженные содержания в них Li, Rb и Cs а также низкие концентрации Cu, Pb и Zn / 218, 220 /.

По особенностям химизма породы липаритовой формации, в частности, Алавердского антиклинория (табл. 3.3.3.1) относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются

Таблица 3.3.3.1

Химический состав пород липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
1	71,48	0,15	14,20	2,28	0,82	0,05	0,47	1,46	4,53	2,15	0,76	1,18	99,53
2	72,14	0,25	13,47	3,10	0,85	0,06	0,45	0,86	5,43	2,05	0,43	0,95	100,04
3	72,66	0,20	12,95	2,67	0,74	0,08	0,53	1,20	4,96	2,30	0,36	1,25	99,90
4	73,20	0,17	14,65	1,98	0,63	0,04	0,36	0,97	4,26	2,46	0,68	0,75	100,15
5	74,15	0,18	13,23	2,84	1,05	0,04	0,38	0,87	3,95	1,82	0,45	1,10	100,06
6	71,67	0,30	14,95	2,13	1,13	0,05	0,59	0,21	5,46	1,89	0,16	1,05	99,59
7	70,96	0,30	14,31	2,77	0,56	0,06	0,50	3,66	4,22	1,70	1,06	не обн	100,10
8	74,53	0,10	12,94	0,52	1,15	0,05	0,68	2,03	4,62	1,11	0,12	2,61	100,46

Опись анализов. 1. Липарит, обр. 399, в 0,5 км к СЗ от с. Чочкан, ущ. рч. Наатаки-дзор, колл. Р.Л.Мелконяна; 2. Липарит, обр. 263, в 0,9 км к ЮЗ от с. Бардадзор, колл. Р.Л.Мелконяна; 3. Липарит, обр. 309, ущ. р. Уч-Килиса, колл. Р.Л.Мелконяна; 4. Липарит, обр. 357а, Шамлугское м-ние, г. Бугакар, колл. Р.Л.Мелконяна; 5. Липарит, обр. 415, к ЮЗ от с. Чочкайн, колл. Р.Л.Мелконяна; 6. Липарит, обр. 343, вершина г. Шах-тахт, колл. Г.А.Казаряна; 7. Липарит, пр. 586, пос. Шамлуг, колл. Г.Г.Мирзояна; 8. Липарит, пр. 42, пос. Шамлуг, колл. Г.Г.Мирзояна.

пересыщенностью кремнекислотой и, как правило, глиноземом, умеренной щелочностью при постоянном преобладании Na_2O над K_2O .

Одни исследователи считают их крайними дифференциатами пород среднеюрской вулканической серии / 186, 200 и др. /, другие – производными гранитной магмы / 67, 132 и др. /.

Ряд исследователей / 186, 192, 193, 200 и др. / с субвулканическими липаритами ("кварцевые альбитофиры"), а также плагиолипаритами ("кварцевые плагиопорфиры") среднеюрского возраста связывают генетически (в смысле общности глубинного очага) медноколчеданные и полиметаллические месторождения Алавердского и Кафанского рудных районов.

3.3.4. Тоналитовая формация

Интрузивы тоналитовой формации приурочены как к Сомхето-Кафанской, так и к Мисхано-Зангезурской тектоническим зонам. В пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория размещены Кохобский ($\sim 90\text{км}^2$)^х и Цахкшатский ($\sim 4\text{км}^2$) интрузивы, а также Дашкесанский, Мехманинский, Кедабекский, Кабахтапинский и др. на территории Азербайджанской ССР. В Кафанском антиклинории к тоналитовой формации относятся "I фаза" Цавского ($\sim 30\text{км}^2$) и Вачаганский ($\sim 0,3\text{км}^2$) интрузивы. Широкое развитие интрузивов тоналитовой формации установлено за последние годы и в Мисхано-Зангезурской зоне, точнее в зоне сочленения Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого горст-антиклинория. Здесь они представлены Гехаротским ($\sim 25\text{км}^2$), Анкаванским ($\sim 10\text{км}^2$), Такарминским ($\sim 30\text{км}^2$), Агверанским ($\sim 25\text{км}^2$), Миранским интрузивами.

Геологическое положение интрузивов Сомхето-Карабахской и Кафанской тектонических зон с различной детальностью рассмотрено в работах многочисленных исследователей (В.Г. Грушевой, А.Л. Додии, К.Н. Паффенгольц, А.Н. Соловкин, А.Т. Аслаян, И.Г. Магакьян, О.С. Степанян, С.С. Мкртчян, Ш.А. Азизбеков, Р.Н. Абдуллаев, Г.И. Керимов, П.Ф. Сопко, Э.А. Хачатурян, Г.О. Пиджян, С.И. Баласанян, Н.Р. Азарян, В.Т. Акопян, Г.А. Казарян, Р.Л. Мелконян, Г.А. Туманян и др.). Данные по их абсолютной датировке приведены в работах Г.П. Багдасаряна / 47, 49 и др. /. Имеются детальные сведения по их петрографической, петрохимической и минералого-геохимической характеристике / 2,

^х Кохобский и Цахкшатский интрузивы, по всей вероятности, являются отдельными выходами единого массива.

Вопрос датировки возраста отдельных массивов до настоящего времени является предметом дискуссий. К.Н.Паффенгольц /252/, считая, что Кохобский интрузив прорывает сеноманские отложения, и идентифицируя его с заведомо третичными интрузивами, датирует его как послезоценовый - олигоценовый. Позже мнение о третичном возрасте массива было принято и другими исследователями (В.Г.Грушевой, Б.С.Вартапетян, С.С.Мкртчян и др.).

Впервые исследованиями А.Т.Асланяна /33/ И.Г.Магакьяна /192/, а позже и других исследователей, возраст Кохобского интрузива был определен как нижнемеловой (неокомский). Основным доводом для передатировки массива послужило нахождение галек интрузивных и дайковых пород Кохобского интрузива в верхнеконьякских /295/^X конгломератах у гор.Ноемберяна. Принадлежность этих галек к Кохобскому массиву была показана С.И.Баласаняном /65, 67/. Кроме того исследованиями П.М.Бартияна /71/ была выявлена идентичность комплекса типоморфных акцессориев кварцевых диоритов Кохобского массива и верхнеконьякских известняков, указывающая на то, что уже в верхнеконьякское время интрузив был частично обнажен и подвергался эрозии. Результатами около 50 радиологических определений возраст пород различных фаз и фаций Кохобского интрузива укладывается в интервале 120-141 млн. лет, что также свидетельствует об их нижнемеловом возрасте /47/.

В последние годы появилось мнение о посленижнеконьякском - доверхнеконьякском возрасте массива /295/. Принятие такого узкого временного интервала, в течение которого происходило формирование, а затем и размыв интрузива, весьма затруднительно, тем более что между ниже- и верхнеконьякскими отложениями, согласно А.А.Атабекяну и В.Т.Акопяну, азимутальное или угловое несогласие не фиксируется. Позднее возрастной интервал становления массива Г.А.Туманяном был несколько изменен - посленижнемеловой-доверхнеконьякский.

Вопрос датировки Цавского массива также не решается однозначно. По мнению К.Н.Паффенгольца /258/, интрузив несет позднеэоценовую складчатость, что и предопределяет его возраст. С другой стороны, присутствие галек пород Цавского массива в сеноманских отложениях левобережья р.Вохчи /280/ по-

х Ранее отмеченные конгломераты датировались как сеноманские.

служило основой для датирования и отнесения его к нижнеловому возрасту / 36, 67, 131, 197 и др. /. Согласно радиологическим данным Г.П.Багдасаряна / 56 /, в Цавском массиве присутствуют породы двух резко различных возрастных групп - нижнемеловой, соответствующей ранее известной I фазе, с абсолютным возрастом $120,5 \pm 3$ млн. лет и эоценовой, соответствующей ранее выделяемой II фазе - 39 ± 8 млн. лет.

Интрузивы тоналитовой формации в Сомхето-Карабахском мегантиклинории представлены обычно полифазными, полифациальными массивами, внедренными, как правило, в крылья или ядра антиклинальных структур. В сложении наиболее крупного в Алавердском антиклинории - Кохобского интрузива выделяются породы трех фаз внедрения.

Первая фаза, слагающая свыше 90% площади массива, представлена в основном биотит-роговообманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами. В эндоконтактных частях массива присутствуют, с одной стороны, более основные разновидности пород - пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, диориты, габродиориты, а с другой - более кислые, биотит-роговообманковые гранодиориты и даже граниты. Характерной особенностью I фазы Кохобского интрузива является весьма широкое развитие ксенолитов в различных частях массива.

Вторая фаза представлена мелкими штокообразными телами лейкократовых гранитов, пространственно приуроченных к эндоконтактным частям массива. Лейкократовые граниты лишены следов контаминации.

Третья фаза сложена трондjemитами и плагиоклазитами, внедрившимися вдоль разломов после завершения кристаллизации пород I и II фаз и в возрастном отношении сравнительно оторванными от последних.

Жильи о-магматические образования представлены аплитами, пегматитами, плагиолипаритами, гранитами, гранодиоритами.

Контактное воздействие Кохобского интрузива в зависимости от состава вмещающих пород сказалось на образовании различных минеральных типов роговиков, известковых скарнов и андалузитсодержащих метасоматитов, являющихся, по мнению И.П.Ратман (1967), связующим звеном между грейзенами и вторичными кварцитами.

В отличие от интрузивов Сомхето-Карабахского мегантикли-

нория интрузивы тоналитовой формации Кафанского антиклинория - Цавский, Вачаганский и ряд более мелких выходов диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов характеризуются однофазным строением.

Ранее в составе Цавского интрузива выделяли породы двух фаз, первая из которых, в основном, кварцево-диоритового состава и вторая - гранитного. Однако, как было отмечено выше, радиологические исследования Цавского интрузива позволили установить резкий возрастной разрыв между породами "I и II фаз", относящимися соответственно к нижнемеловому и верхнеэоценовому возрасту / 56 /. По-видимому, следует согласиться с указанным мнением, если к тому же учесть, что становление пород как "I", так и "II фазы" Цавского интрузива контролировалось долгоживущим близширотным Анд-Шилкертским разломом.

Характерной особенностью нижнемелового комплекса Цавского массива является широкое развитие, с одной стороны, процессов габброизации и диоритизации вмещающих вулканитов, а с другой - процессов контаминации и калиевого метасоматоза, обуславливающих широкую вариацию составов - от габбро до гранодиоритов, кварцевых сиенитов и сиенитов.

Кроме отмеченных выше разностей жильно-магматических пород, широким развитием пользуется ассоциация пород субвулканической фации основного, реже среднего составов, представленная дайками, силами, телами неправильной формы. В Алавердском рудном районе в этой ассоциации преобладают диабазы, менее развиты андезиты, диориты. Размещение их контролируется в основном системой близширотных (ВСВ) разрывных структур с крутыми углами падения. Мощность даек обычно 1-3 м, реже 6-7 м. Большая часть их приурочена к осевой части Дебедской антиклинали и размещена в среднеюрских, реже верхнеюрских вулканитах.

Учитывая приуроченность даек диабазов, андезитов и диоритов к структурам, сопряженным с мощной зоной системы близширотных нарушений, отсутствие пространственной связи с интрузивами, определенный временной разрыв между их формированием и четкие различия в вещественном составе, отмеченные образования субвулканической фации, по нашему мнению, можно выделить как диабаз-диоритовую формацию самостоятельных малых интрузий (в понимании Ф.К.Шипулина).

В минеральном сложении пород Кохобского массива, в частности его ранней фазы, принимают участие в основном плагиоклаз (№ 5I-26), кварц, обыкновенная роговая обманка ($f = 25-36\%$), биотит, ($f = 44-50\%$), реже K-Na полевой шпат (высокий ортоклаз - пертит). В породах эндоконтактовой фации присутствует и авгит. Отмеченные минералы слагают отдельные структурно-парагенетические ассоциации минералов, характеризующие различные стадии становления пород / 219 /.

В Цавском интрузиве, в отличие от Кохобского, однотипные породы характеризуются меньшим содержанием кварца, более высоким полевого шпата и неравновесными минеральными парагенезисами. Последний в результате интенсивного развития процессов калиевого метасоматоза к тому же присутствует и в более основных разностях пород - диоритах, габбро-диоритах, габбро.

По особенностям химизма интрузивы тоналитовой формации, в целом, относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются несколько пониженным содержанием щелочей при отчетливом преобладании Na_2O над K_2O (табл. 3.3.4.I). Следует отметить широкие вариации содержаний главных породообразующих окислов в тоналитах и кварцевых диоритах, слагающих основной объем пород формации.

В процессе формирования Кохобского массива от ранних фаз к поздним и далее к жильно-магматическим образованиям отмечается увеличение кремнекислотности пород, повышение концентрации щелочных алюмосиликатов и возрастание относительного количества калия в сумме щелочей, уменьшение количества полевошпатовой извести, значительное увеличение общей железности ($f = 4\text{I}, 2+60, 0+9\text{I}, 0$). Указанные закономерности не выдерживаются в трондjemитах и плагиоклазитах.

Однотипные породы Цавского массива по сравнению с Кохобским отличаются повышенным содержанием щелочей и, в частности, окиси калия (табл. 3.3.4.I).

Акцессорно-минеральный состав интрузивов тоналитовой формации характеризуется широким развитием магнетита, апатита, циркона, сфена. В лейкократовых гранитах, пегматитах и жильных гранитах Кохобского интрузива присутствуют также редкометалльные, редкоземельные и радиоактивные минералы, в частности, шеелит, касситерит, молибденит, бастнезит, ксенотим, горит, торинит / 218 /.

Таблица 3.3.4.1

Химический состав пород тоналитовой формации
(Кохбский и Цавский интрузивы)

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Сумма
I	48,64	0,60	15,75	7,78	3,37	0,13	8,69	8,93	3,50	0,55	0,07	0,30	1,76	100,07
2	61,82	0,70	15,54	4,86	3,43	0,09	2,29	5,33	3,90	1,80	0,11	0,02	0,76	100,64
3	62,90	0,60	17,31	4,59	1,44	0,07	2,36	4,89	3,80	1,60	0,11	0,08	0,17	99,92
4	62,77	0,45	16,73	3,11	2,89	0,06	3,02	4,74	4,50	1,10	0,11	0,11	0,31	99,90
5	63,84	0,57	17,38	2,07	3,11	0,06	1,20	2,25	4,80	2,50	не опр.	не обн.	2,85	100,63
6	76,07	0,18	11,79	1,87	1,61	0,04	не обн.	0,80	3,15	4,54	не опр.	не обн.	0,48	100,53
7	76,32	0,11	13,41	0,45	0,72	сл.	0,26	0,61	4,10	4,70	не опр.	не обн.	0,26	100,94
8	59,18	0,68	25,26	0,70	0,44	сл.	0,16	7,43	5,60	0,40	не опр.	не обн.	0,86	100,71
9	53,50	1,42	15,44	3,88	8,15	0,19	3,95	6,46	4,06	1,43	0,19	0,20	1,34	100,21
10	63,71	0,30	18,95	4,48	0,38	0,13	1,44	4,20	2,31	1,79	0,36	0,64	0,77	99,46
II	64,26	1,00	15,15	2,06	4,52	0,11	1,21	2,69	5,87	2,35	0,27	0,10	-	99,59

Опись анализов. Кохбский интрузив: 1. Габбро-диорит, к Ю от с.Техут, колл. Г.А.Казаряна; 2. Тоналит, обр.371, вост.эндоконтакт, колл. Р.Л.Мелконяна; 3. Кварцевый диорит, на дороге сс.Арчис-Айрум, колл.Г.А.Казаряна; 4. Кварцевый диорит, западный эндоконтакт, колл.Г.А.Казаряна; 5.Гранодиорит, обр.650-г, около с.Чочкан, колл.Г.А.Казаряна; 6. Гранит (П фаза), к ЮЗ от с.Чочкан, колл.Г.А.Казаряна; 7. Гранит (П фаза), обр.413, к ЮЗ от с.Чочкан; колл.Р.Л.Мелконяна; 8. Плагиоклазит (Ш фаза), обр.441, к ЮВ от с.Техут, колл. Р.Л.Мелконяна; Цавский интрузив: 9. Габбро-диорит, в 0,5 км к СЗ от с.Цав, колл.Г.А.Казаряна; 10. Кварцевый диорит, в 1,0 км к СВ от с.Цав, колл.Э.Г.Малхасяна; 11. Гранодиорит, в 3,0 км к ЮВ от с.Шискерт, колл.Г.А.Казаряна.

Геохимические особенности отдельных массивов формации отличаются друг от друга. Кохобский интрузив характеризуется, в целом, близкларковыми содержаниями элементов группы железа, резко проявленной негативной специализацией на Li, Rb, Tl отсутствием металлогенической специализации на Cu, Pb, Zn и Mo металлогенической специализацией на Sn и W эндоконтактных гранитов и на Sn лейкократовых гранитов / 219 /.

Интрузивы тоналитовой формации, как было выше отмечено, относительно широко развиты и в зоне сочленения Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого горст-антиклинория и представлены Гехаротским, Анкаванским, Такарлинским, Миракским и др. массивами. Они представляют собой штокообразные пластообразные, дайкообразные тела, внедренные либо в ядра антиклинальных структур, либо в зону Анкаванского разлома.

Существуют различные представления о возрасте отмеченных интрузивов. К.Н.Паффенгольц считает их третичными, в частности, он отмечает прорывание и скарнирование Гехаротским (Вортнавским) интрузивом сенонских известняков / 258 /^х. В дальнейшем А.Т.Асланян, а затем Г.П.Багдасарян, А.Р.Арутюнян и др., на основании наличия галек Гехаротского интрузива в базальных конгломератах турона-коньяка, отсутствия контактового воздействия интрузива на верхнемеловые образования, передатировали его нижним мелом. Мнение о нижнемеловом возрасте как Гехаротского, так и других отмеченных интрузивов подтверждается также результатами их радиогеохронологического исследования / 47 / и в настоящее время принимается подавляющим большинством исследователей. Гехаротский интрузив прорывает вулканы апаранской толщ ($J_3 - K_1$?) и вместе с последней перекрывается (р-н сс. Памб Армянский, Памб Курдский, Лернаван) верхнемеловыми (сенон) образованиями.

Гехаротский интрузив приурочен к зоне сочленения Анкаванского разлома северо-западного простирания и Спитакского субмеридионального раскола фундамента.

Нашими исследованиями установлено многофазное строение интрузива / 307 /.

Первая фаза представлена биотит-роговообманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами, слагающими преобла-

х Осмотр указанного К.Н.Паффенгольцем обнажения выявил отсутствие факта прорывания интрузивом сенонских известняков / 50 /.

дающую часть интрузива. Эндоконтактовая фация представлена пироксен-роговообманковыми кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами. Весьма характерно широкое присутствие ксенолитов, представленных в различной степени переработанности, породами вмещающей вулканогенной толщи.

Вторая фаза представлена лейкократовыми тоналаитами и кварцевыми диоритами, слагающими небольшие (до 100 м²) штокообразные тела и дайки.

Жильно-магматические породы представлены аплитами, пегматитами, гранитами.

Контактовое воздействие интрузива выражается в зависимости от состава вмещающих пород в образовании роговиков и известковых скарнов, а также в их перекристаллизации и окварцевании.

В минеральном сложении пород I фазы Гехаротского массива участвуют плагиоклаз (№ 50-35), кварц, роговая обманка, биотит, K-Na полевой шпат (промежуточный ортоклаз).

Акцессорно-минеральный их состав характеризуется повышенными содержаниями магнетита, ильменита, апатита, сфена, циркона, обедненностью минералами редких элементов.

По особенностям химизма породы Гехаротского интрузива относятся к известково-щелочной серии пород, характеризуясь несколько пониженной щелочностью, при постоянном преобладании Na₂O над K₂O (табл. 3.3.4.2).

Четкие отличия в химизме пород ранних и поздних фаз указывают на прерывистость процесса магматической дифференциации в условиях накопления щелочных алюмосиликатов, на раннем этапе - натриевых, на позднем - калиевых.

Изменения петрохимических особенностей пород Гехаротского массива (от ранних фаз к поздним) свидетельствуют о нормальном ходе дифференциации кристаллизующегося расплава: увеличении содержаний щелочных алюмосиликатов, количества свободной кремнекислоты, общей железистости и соответственно - уменьшение полевошпатовой извести и железо-магнезиальных компонентов.

В интрузивах тоналитовой формации и вмещающих их вулканитах северо-западной части Мисхано-Зангезурской зоны также широким развитием пользуются породы гипабиссального облика, представленные диабазами, габбро, диоритами, реже - гранодиоритами. Предыдущими исследователями отмеченные образования,

Таблица 3.3.4.2

Химический состав пород тоналитовой формации
(Гехаротский интрузив)

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Сумма
1	56,30	1,32	17,27	3,34	4,34	0,15	4,76	6,78	4,00	1,50	0,12	0,98	100,86
2	60,53	0,75	16,41	3,05	3,52	0,08	3,14	6,14	3,88	2,00	не обн.	0,71	100,21
3	62,12	0,72	14,77	4,99	2,86	0,08	2,88	5,25	4,10	2,10	0,08	0,75	100,70
4	63,09	0,77	17,45	2,72	2,31	0,07	2,46	4,25	3,75	2,38	0,08	0,72	100,05
5	63,47	0,21	20,79	1,79	0,55	не обн.	0,41	5,88	5,75	1,35	0,04	0,25	100,49
6	64,58	0,22	20,69	1,53	0,57	0,01	0,49	5,00	5,00	2,00	0,10	0,60	100,79
7	70,86	0,30	14,88	1,52	1,44	0,03	0,58	3,30	3,75	3,00	не обн.	0,98	100,64
8	71,87	0,24	14,04	0,19	2,64	0,03	0,99	2,20	4,00	4,00	не обн.	0,48	100,68

Опись анализов^х. 1. Диорит, пр.4, СЗ эндоконтакт; 2. Тоналит, обр.20, СВ эндоконтакт; 3. Тоналит, обр.12, вершина г.Цилкар; 4. Тоналит, пр.13, сев.эндоконтакт; 5. Кварцевый диорит (П фаза), обр.434, р-он с.Цилкар; 6. Тоналит (П фаза), обр. 18, р-он с.Памб Курдский; 7. Аплит, обр. 418, ЮЗ эндоконтакт; 8. Гранит-порфир, обр. 411, р-он с.Гехарот.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Р.А.Хоренян.

в частности в пределах Гехаротского интрузива, рассматривались как дайки второго этапа интрузива. Представлены они небольшими (до 300 м^2) штокообразными телами и дайками протяженностью до 2+3 км. Они секут породы всех фаз Гехаротского интрузива, имея резкие контакты с последними. В экзоконтакте даек наблюдается раздробленность, перемятость пород I фазы, развитие карбонатных прожилков, смещение гранит-аплитовых даек, постоянное наличие зоны закалки. Указанные факты свидетельствуют об их внедрении в уже кристаллизовавшийся массив, т.е. об определенном временном отрыве от формирования пород ранних фаз. Об этом же свидетельствуют результаты определения их абсолютного возраста (84 ± 5 млн. лет для диоритовых даек и 70 ± 7 млн. лет для габбровых даек), четко отличающиеся от абсолютного возраста пород Гехаротского интрузива - 127 ± 5 млн. лет.

Учитывая временной отрыв, специфику занимаемой геотектонической позиции и особенности вещественного состава, дайки, штокообразные тела основного-среднего состава выделяются нами в габбро-диабаз-диоритовую формацию самостоятельных малых интрузий.

Вопросы происхождения интрузивов тоналитовой формации специально рассмотрены С.И.Баласаняном / 67, 68 /, Г.А.Казаряном / 132 /, Р.Л.Мелконяном / 219 /. Не останавливаясь на анализе представлений отдельных авторов, ранее проведенном нами / 219 /, отметим лишь, что имеющиеся в настоящее время данные по геологии, особенностям глубинного строения, вещественному составу пород и породообразующих минералов интрузивов тоналитовой формации позволяют считать более обоснованным представление об исходном базальтовом, а не гранитном составе исходной магмы. Изменение состава расплава поздних фаз в сторону его подкисления и повышения щелочности обусловлено вовлечением в процесс магмообразования более высоких горизонтов земной коры, в частности, массообменом с породами кристаллического субстрата.

Металлогеническая роль тоналитовой формации по сравнению с третичными интрузивными формациями не столь значительна. С Кохбским интрузивом связаны контактово-метасоматические скарновые (Цакери-дош, Мисхана, Карцах), кварц-гематитовые (Бовери-гаш, Шнох) рудопроявления. Определенное практическое значение имеет медно-молибденовое (Техут, Цахкшат)

оруденение. В настоящее время можно говорить о наличии на Малом Кавказе, помимо широко известной "монцонит-гранодиоритовой" модели меднопорфировых месторождений также "тоналитовой" модели, близкой с "диоритовой" моделью К.Гудвина (1975).

В пределах Алавердского антиклинория находятся Алавердское и Шамлугское медноколчеданные и Ахталское барит-полиметаллическое месторождения; в Кафанском антиклинории - Кафанское медноколчеданное и Шаумянское полиметаллическое месторождения. Вопрос о возрасте и генезисе указанных месторождений является предметом острых дискуссий. Не останавливаясь здесь на существующих представлениях, анализ которых был нами ранее проведен / 219 /, отметим, что существующие геологические данные указывают на послеверхнеюрский возраст этих месторождений. Оруденение следовало после становления диабаз-диоритовой формации малых интрузий, будучи во времена наиболее приближенным с последней, при этом источник оруденения имел глубинную природу / 219 /.

Альпийский тектоно-магматический этап

Альпийский (новоальпийский, собственно-альпийский) тектоно-магматический этап знаменует собой коренное изменение тектонического режима Малого Кавказа. В отличие от киммерийского, альпийский этап характеризуется заверненным циклом развития и наличием более полного набора магматических, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций, соответствующих различным стадиям его развития.

3.4. Ряд ниже-верхнемеловых формаций

В эту группу включены формации офиолитовых поясов, приуроченные к двум узким дугообразным поясам северо-западного простирания - Севанскому и Вединскому (Араксинскому)^х.

Анализ геолого-структурных; петрографических, петрохимических, минералогических, геохимических и металогеогенических особенностей пород Севанского и Вединского (Араксинского) офиолитовых поясов позволяет рассматривать их как ассоциацию вулканогенно-осадочных и мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов.

х В настоящее время А.Т.Асланяном и М.А.Сатианом выделяется также Зангезурский офиолитовый пояс / 40 /.

Севанский офиолитовый пояс расположен в северо-восточной части Армянской ССР и в виде узкой полосы прослеживается в северо-западном направлении вдоль Базумского, Ширакского и, главным образом, Севанского хребтов на расстоянии 200 км при ширине от 2 до 15 км. В юго-восточном направлении он продолжается в Азербайджанскую ССР в бассейны рр. Тертер и Акера, в связи с чем в масштабах Малого Кавказа пояс известен под названием Севано-Акеринского.

Севанский офиолитовый пояс расположен в Присеванской мегантиклинальной зоне и находится в междвиговой полосе, ограничиваясь с севера от Сомхето-Карабахской зоны Главным надвигом (Муровдагским). Вдоль последнего интенсивно дислоцированные меловые и эоценовые отложения Севанского пояса подвинуты под слабо дислоцированные юрские отложения Сомхето-Карабахской зоны.

Вединский офиолитовый пояс расположен в юго-западной части Армянской ССР, прослеживается параллельно Севанскому в направлении сс. Арташат - Веди - гор. Нахичеван, достигая наибольшего развития в бассейне верхнего течения р. Веди и отличается значительно меньшими размерами. Протяженность этого пояса около 50 км при ширине от 2 до 7 км. Вединский офиолитовый пояс приурочен к южной части Ереванской мегасинклинальной зоны к полосе, контролируемой Ереванским разломом, вдоль которого палеозойские отложения Приараксинской мегантиклинальной зоны надвинуты на палеогеновые отложения Вединского пояса.

Анализ данных по офиолитам Тавро-Кавказской геосинклинали (Турция, Кавказ, Иран), входящей в обширную Средиземноморскую геосинклинальную область, показывает, что Севанский пояс является продолжением Понтического пояса, а Вединский - Таврского.

Указанные нарушения относятся к глубинным разломам, так как ограничивают различные тектонические зоны, вдоль них развиты офиолитовые пояса с интенсивной изоклинальной складчатостью мощных вулканогенно-осадочных толщ и многочисленными мафит-ультрамафитовыми интрузивами.

3.4.1. Спилит-диабазовая формация

Вулканогенно-осадочная формация коньяка-сантона имеет довольно широкое распространение в обоих поясах. В Севанском по-

ясе она развита в бассейне р. Ахурян и на северо-восточном побережье оз. Севан, в том числе и в верховьях р. Масрик, а в Веди́нском поясе – в бассейне р. Веди. В рассматриваемую толщу внедрены многочисленные массивы мафит-ультрамафитовой формации.

Вулканогенно-осадочные породы обычно слагают ядра антиклинальных структур: в бассейне р. Ахурян – Мумухан-Красарской и Мусаелянской, в бассейне оз. Севан – Шоржа-Сатанахачской, Артанышской, Шилкаинской и Инакдагской, а в бассейне р. Веди – Армикской, Азизкендской, Ерасхской и Даргалинской.

Вулканогенно-осадочные образования, вмещающие массивы мафит-ультрамафитовых пород, изучались В.П. Ренгартеном / 265 / В.Т. Акопяном / 24 /, М.А. Сатианом / 274 /, А.Х. Мнацаканяном / 232, 233 /, С.Б. Абовяном, С.Д. Соколовым / 277 / и др.

Вулканогенно-осадочная толща в бассейне р. Веди^х сложена в нижней части фаунистически охарактеризованными нижнеконьякскими песчаниками и мергелями общей мощностью до 100 м, а в верхней – вулканогенной хосровской свитой, представленной андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, чередующимися с туфобрекчиями, туфами и прослоями яшм, радиоляритов с линзами красно-бурых и серых известняков. Мощность хосровской свиты в районе сс. Азизкенд и Гелджикян составляет 500÷600 м, а в ущелье р. Хосров и в нижнем течении р. Црдут (северный приток р. Веди) – 110 м. На хосровской вулканогенной свите трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании залегает верхняя песчано-мергельная свита мощностью до 300 м. Возраст свиты фаунистически датируется как верхний коньяк. Таким образом, возраст хосровской вулканогенной свиты точно определяется как верхняя часть нижнего коньяка.

В бассейне р. Ахурян вулканогенно-осадочная толща в нижней части представлена свитой андезитовых порфиритов, их туфобрекчий и конгломератов, чередующихся с песчаниками и алевролитами с линзами известняков. Возраст свиты определяется как нижний коньяк. Общая мощность около 600÷700 м. Основание свиты вскрыто в районе г. Сип и с. Дашкерпи, где она подстилается карбонатными и туфогенно-осадочными отложениями альба. Выше трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегает свита песчаников, алевролитов и конгломератов с прослоя-

х Разрезы приводятся по данным В.Т. Акопяна / 24 /.

ми мергелей и известняков мощностью до 100 м, относящихся к верхнему коньяку. Выше согласно залегает свита известняков и мергелей сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

На северо-восточном побережье оз. Севан^х разрез начинается вулканогенной свитой нижнего коньяка, нижняя часть которой полностью не обнажается. Представлена она базальтами, андезито-базальтами и андезитами, реже дацитами, диабазами спилитового облика, их туфобрекчиями и туфоконгломератами с линзами красно-бурых и серых известняков и прослоями коричневатобурых радиоляритов с видимой мощностью около 600 м. Выше трансгрессивно на размытой поверхности вулканогенной свиты залегают песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты, известняки мощностью до 470 м. Возраст этой терригенной свиты определяется фаунистически как верхний коньяк. Еще выше залегают конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов (до 250 м) и известняков и песчанистые алевролиты с редкими прослоями известняков и конгломератов (135 м) сантонского возраста. Последние вверх по разрезу согласно сменяются известняками и мергелями кампана и маастрихта общей мощностью до 500 м. Хотя основание вулканогенной свиты бассейна оз. Севан не обнажается, однако по своему стратиграфическому положению и петрографическому составу она является полным аналогом нижнеконьякской хоровской свиты и также перекрывается терригенными отложениями верхнего коньяка.

В верховьях р. Масрик нижняя часть разреза нижнеконьякской вулканогенной свиты также не обнажается. Породы свиты представлены базальтами и андезито-базальтами, их туфобрекчиями и туфоконгломератами с глыбами мраморизованных известняков. Мощность свиты около 150 м. Выше трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегают известняки и известковистые песчаники маастрихтского яруса.

В целом изверженные породы вулканогенно-осадочной толщии представлены разностями базальтового, андезито-базальтового, андезитового, реже — дацитового составов.

По структурным особенностям среди разностей базальтового состава выделяются диабазы, диабазовые, базальтовые и миндалекаменные порфиристы, слагающие обычно самостоятельные

^х Разрезы, составленные В.Т. Акопяном в бассейне оз. Севан, являются сводными, так как по простиранию они не выдерживаются.

потоки. Внутри последних иногда наблюдаются незначительные вариации структур. Диабазы и диабазовые порфириты встречаются в нижней части вулканогенной толщи. Это зеленовато-серые мелкозернистые, иногда плотные породы. Структура — офитовая; в диабазовых порфиритах порфиновые выделения плагиоклаза и реже пироксена наблюдаются на фоне офитовой структуры основной массы. Последняя полнокристаллическая, мелкозернистая; плагиоклаз обладает резким идиоморфизмом по сравнению с моноклиновым пироксеном. Встречаются миндалины, выполненные хлоритом, реже карбонатом. Плагиоклаз (№ 61–90) альбитизирован и хлоритизирован, моноклиновый пироксен хлоритизирован и карбонатизирован. В породе вдоль тонких трещин также развиваются хлорит, эпидот и карбонат. Хлоритизация основной массы, альбитизация плагиоклаза, миндалекаменные текстуры и шаровая отдельность некоторых диабазов позволяют отнести их к спилитовым разновидностям.

Базальтовые и андезитово-базальтовые порфириты — плотные породы от зеленовато-серого до фиолетового цвета. Структура породы порфировая с мелкозернистой, иногда пилотакситовой, реже интерсартальной структурой основной массы. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (10–15%) и моноклиновым пироксеном (5–10%). Плагиоклаз в базальтовых (№ 55–65) и андезитово-базальтовых (№ 35–38) порфиритах хлоритизирован, эпидотизирован, карбонатизирован, реже пелитизирован. Моноклиновый пироксен (авгит) хлоритизирован, реже карбонатизирован. Основная масса, состоящая из плагиоклаза, авгита и стекла с мелкозернистыми выделениями рудного минерала, хлоритизирована, карбонатизирована, альбитизирована, эпидотизирована и пелитизирована. Реже встречаются разности с миндалинами, выполненными хлоритом и карбонатом.

Сравнительно редко встречающиеся разности дацитового состава представляют собой порфировую породу обычно зеленовато-серого цвета. Структура порфировая с мелкозернистой, гялонилитовой и фельзитовой структурами основной массы. Вкрапления представлены плагиоклазом (до 1%), роговой обманкой (до 5%) и кварцем (до 4%). Отмечается пелитизация, карбонатизация и хлоритизация плагиоклаза (№ 32–24), хлоритизация, карбонатизация и опацизация роговой обманки. Основная масса, состоящая из лейст плагиоклаза и рудной пыли, разложена.

Обломочные разности представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфогенными породами. Туфоконгломераты и туфобрекчии (от I до IO-15 см) состоят из различных эффузивных пород, описанных выше, сцементированных туфогенным материалом. Туфогенные породы обладают слоистым сложением, состоят из аморфной основной массы, в которую погружены угловатые обломки зерен плагиоклаза, кварца и кусочков основной массы лав. Структура породы мелкообломочная.

По особенностям химизма породы рассматриваемой формации относятся к толеитовым ассоциациям (табл. 3.4.I.I). Хотя в целом имеют однообразный, преимущественно основной химический состав, однако отмечается смена состава пород в направлении от более ранних потоков, представленных разностями базальтового состава, к более поздним, представленным андезито-базальтами, андезитами, реже - дацитами. Характерной особенностью этих пород является значительное преобладание Na_2O над K_2O при резко пониженных содержаниях K_2O и повышенные содержания TiO_2 . Отмеченные особенности химизма приближают их к спилитовым сериям пород.

Резюмируя вышеизложенное, следует отметить, что стратифицированность описанной коньяк-сантонской вулканогенно-осадочной толщи в целом и установление нижнеконьякского возраста хосровской вулканогенной свиты противоречит существующему в литературе мнению о более древнем возрасте толщи / I65, I66 / и о присутствии "цветного меланжа" и тектонического покрова между нижним и верхним коньяком / I91 /.

Наличие в составе толщи нормально-осадочных пород, шаровая отдельность лав указывают на их излияния в подводных условиях, а более или менее однообразный состав лавовых потоков - на трещинный характер извержений, происходивших на фоне незначительного колебания ложа геосинклинального прогиба. Кроме того частая фациальная изменчивость рассматриваемых образований по простиранию позволяет отнести их к переходной формации вулканических островов.

Химический состав эффузивов, их минералого-геохимические особенности, закономерности развития вулканических процессов и характера поствулканических изменений указывают на то, что исходная магма была базальтового состава, которая подвергалась иногда в небольших масштабах значительной дифференциации (до дацитов).

Таблица 3.4.1.1

Химический состав пород спилит-диабазовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Сумма
1	49,83	2,75	13,87	5,71	7,82	0,29	2,96	7,70	4,75	0,07	не опр.	0,12	3,99	99,86
2	49,60	3,15	14,00	4,60	7,56	0,40	5,90	8,40	3,10	0,30	0,11	0,40	3,00	100,52
3	55,33	1,20	17,31	4,46	5,60	0,10	5,40	3,16	5,30	0,05	0,13	0,56	2,03	100,63
4	54,33	0,55	15,83	4,81	6,04	0,16	5,76	4,69	4,63	0,38	не опр.	0,27	3,08	100,53
5	49,00	2,43	13,40	6,10	6,44	0,48	6,67	7,84	4,30	0,05	0,07	не обн.	3,30	100,08
6	67,40	0,54	13,60	2,18	2,84	0,04	1,30	3,15	4,90	0,06	0,23	0,43	2,61	99,28
7	72,18	0,33	11,17	5,48	2,45	0,04	0,69	0,77	5,50	0,13	не опр.	0,16	0,90	99,80
8	68,74	0,77	14,40	4,33	0,86	0,07	0,33	1,95	6,75	1,63	не опр.	0,01	0,92	100,76

Опись анализов: 1. Диабаз, обр. 1729г, в 1,5 км к В от с.Караиман; 2. Диабаз, обр.1742, в 2-3 км к В от с. Караиман; 3. Спилит, обр. 1748а, наружная зона шарового обособления, р-н Тигранабердского медного проявления; 4. Спилит-диабаз, обр.1748в, ядро шарового обособления, р-н Тигранабердского медного проявления; 5. Диабаз, обр.2542, в 1,5 км к СВ от с.Караиман; 6. Плаггиолипарито-дацит, обр.2505в, дайка, в 1,0 км к В от с.Джанахмед; 7. Плаггиолипарит, обр. 1740а, поток, Тигранабердское медное проявление.; 8. Липарито-дацит ("кератофир") альбитизированный, обр. 1723в, поток, вост.окраина с.Гейсу.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А.Казаряна.

С диабазами и диабазовыми порфиритами рассматриваемой формации связано гидротермальное медное и полиметаллическое оруденение небольших масштабов как в бассейне р. Веди, так и на северо-восточном побережье оз. Севан (Тигранаберд),

3.4.2. Мафит-ультрамафитовая формация

Изучением массивов интрузивных пород офиолитовой группы формаций с различной степенью детальности занимались П.И. Лебедев / 187 /, А.С. Гинзберг / 96, 97 /, С.А. Айвазов, К.Н. Паффенгольц / 254 /, А.Г. Бетехтин / 77 /, Г.М. Арутюнян (1938), Н.П. Батурин (1933), Ю.А. Арапов и Т.А. Аревшатян / 29 /, Т.Ш. Татевосян / 283, 285, 287 /, В.Л. Егоян / 118 /, С.Б. Абовян / 3-6 и др. /, Г.А. Пилоян и Г.М. Геворкян (1961), А.Л. Книппер / 165, 167 /, Г.С. Арутюнян / 31, 32 /, С.А. Паланджян / 249-251 /, Л.С. Меликян / 215 /, В.Ф. Морковкина / 237, 238 /.

Впервые К.Н. Паффенгольц / 254 / в бассейне оз. Севан датировал возраст мафит-ультрамафитовых пород как верхнеэоценовый. Им было также отмечено наличие галек рассматриваемых пород в отложениях сенона, которые, по его мнению, произошли в результате размыва палеозойских (?) массивов. Т.Ш. Татевосян (1948), наряду с верхнеэоценовыми мафитами, установил верхнемеловые ультрамафиты и связанные с ними мафиты. По мнению А.Т. Асланяна и М.А. Сатяна, наиболее перспективным представляется обсуждение имеющихся данных по возрасту пород офиолитовой ассоциации "... в аспекте неоднократного раскрытия линейментов и становления офиолитовых трогов. Первая, начальная стадия охватывает конец поздней юры и ранний неокм и проявляется фрагментарно, тогда как основная стадия формирования офиолитовых депрессий относится к альбу-нижнему сенону" /40/. Учитывая наличие галек ультрамафитов и мафитов в отложениях сеномана (бассейн р. Тертер), в основании нижнего сенона, кампана-маастрихта и эоцена и трансгрессивное перекрытие массивов кампаном-маастрихтом и олигоценом, мы допускаем три этапа магматического внедрения мафитов и ультрамафитов: до-сеноманский (вероятно, палеозойский ?), нижнесенонский-докампанский и послесреднеэоценовый-верхнеэоценовый.

Г. Хисслайтнер, Г. Ван-дер-Кааден, А. Хельке, изучившие ультрамафиты Средиземноморского пояса, пришли к выводу, что необходимо различать возраст магматического происхождения от

времени их тектонического становления. Этим они объясняют отсутствие горячих контактов ультрамафитов с вмещающими толщами, а также наличие галек ультрамафитов в основании прорванных толщ. Следуя этой точке зрения, А.Л.Книппер и Л.Л.Костанян / 167 / возраст магматического образования ультрамафитов в бассейне оз. Севан относят к досенонскому времени, а в туроне, сантоне и эоцене, по их мнению, происходило холодное внедрение серпентинитовых масс — протрузии. Л.С.Меликян и др./215/ определяют возраст ультрамафитов и мафитов как досенонский и считают, что позднее они были тектонически перемещены в сенонские и эоценовые отложения.

Точке зрения тектонического перемещения ультрамафитов противостоят следующие важные факты: наличие постепенных переходов ультрамафитов в мафиты, наличие явлений "скрытой" дифференциации внутри ультрамафитов, состав галек нижнесенонской вулканогенной толщи, прорванной мафитами и ультрамафитами и отсутствие тектонитов вдоль эндоконтактных частей массивов.

Породы мафит-ультрамафитовой интрузивной формации составляют около 86% площади распространения всех интрузивных пород Севанского и Вединского поясов. По форме массивы данной формации образуют узкие линзо-, дайко-, штоко- и пластообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных пород мела и эоцена. Размеры массивов в Севанском поясе колеблются от нескольких сотен м² до 50÷70 км², преобладают массивы крупных размеров; в Вединском поясе — от нескольких десятков м² до 1 км², преобладают массивы небольших размеров. Массивы обычно многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных соотношениях участвуют ультрамафиты и мафиты. Выделяются четыре фазы внедрения, причем каждая фаза сопровождается соответствующими жильными породами. В целом среди пород формации ультрамафиты (70%) преобладают над мафитами (30%)^х.

Породы мафит-ультрамафитовой формации близки к "альпийно-

х Вопрос о формационной принадлежности и происхождении пород мафит-ультрамафитовой ассоциации является дискуссионным. Ряд исследователей / 32, 215, 250 и др. / выделяет две самостоятельные, разновозрастные формации — гипербазитовую и габброидную (габбро-плагiogранитную).

типным" мафит-ультрамафитовым комплексом Е.Д. Джексона и Т.П. Тайера. Однако в некоторых массивах описываемой формации (Мумухан-Красарской, Джил-Сатанахачской) в силу особых геологических условий — близости кристаллического фундамента, служащего жестким основанием, наблюдается грубая дифференциация пород — в нижних частях массивов залегают ультрамафиты, в средних — мафиты, в верхних — породы среднего состава. В этих случаях можно отметить лишь некоторые признаки, характерные для стратиформных комплексов Джексона и Тайера.

У л ь т р а м а ф и т ы являются главными членами мафит-ультрамафитовой формации и представлены перидотитами (90%), реже дунитами (9%) и пироксенитами (1%). Среди перидотитов широко развиты гарцбургиты (56%) и лерцолиты (3%), менее распространены верлиты. В отмеченных выше Мумухан-Красарском, Джил-Сатанахачском и др. массивах гарцбургиты приурочены к нижним, лерцолиты — к средним, верлиты — к верхним частям. В переходных участках к габбро перидотиты представлены полевошпатовыми разновидностями.

В гарцбургитах оливин форстеритового, в лерцолитах и верлитах — форстеритового, реже хризолитового состава. В гарцбургитах пироксен относится к энстатиту, в лерцолитах пироксены представлены примерно в одинаковых количествах, иногда преобладают ромбические пироксены. Последние представлены энстатитом, реже бронзитом; моноклинные, как и в верлитах — диопсидом. Степень идиоморфизма минералов убывает в порядке: оливин, хромшпинелид, ромбический и моноклинный пироксены.

Дуниты — существенно мономинеральные оливиновые породы с незначительной примесью (до 5%) пироксенов. Оливин относится исключительно к форстеритовому ряду и редко обнаруживает слабо выраженные двойниковые полосы, указывающие на деформированность породы.

Пироксениты представлены в основном оливиновыми разновидностями. По составу оливин относится к хризолитовому ряду. Мономинеральные разновидности представлены энстатитами, диопсидитами и авггитами или диаллагитами. В вебстеритах ромбические и моноклинные пироксены встречаются примерно в одинаковых количествах. Среди пироксенитов иногда встречаются небольшие тела неправильной формы, по-видимому, метасоматического происхождения. Наряду с хромшпинелидами в пироксенитах появляется магнетит (первичный). Структура мономинеральных пироксени-

тов панидиомофнозернистая, а оливиновых разновидностей и вебстеритов — гипидиоморфнозернистая.

Вторичные минералы в ультрамафитах представлены серпентином и магнетитом, реже хлоритом и карбонатом, а в полевошпатовых перидотитах — также тремолитом и пелитовым веществом. Структура серпентинизированных разновидностей петельчатая. Степень устойчивости ультрамафитов к процессу серпентинизации возрастает от дунитов к перидотитам и пироксенитам.

Мафиты представлены различными габбро, а в переходных участках к перидотитам — троктолитами и оливиновыми габбро.

В габбро между плагиоклазом и пироксеном наблюдаются примерно одинаковые количественные соотношения, реже несколько преобладает плагиоклаз, а в лейкократовых габбро количество пироксена не превышает 25%. Пироксен по составу относится к авгиту, состав плагиоклаза колеблется от № 50 до № 75, а в лейкократовых габбро — от № 60 до № 85. В габбро-норитах ромбический пироксен относится к гиперстену. Троктолиты характеризуются различными количественными взаимоотношениями плагиоклаза (№ 70-85) и оливина (Fa 13-20). В оливиновых габбро количество оливина (Fa 23-36) достигает 15-20%, моноклинного пироксена (авгита) — 45-50% и плагиоклаза (№ 60-85) — 35-40%. Акцессорные минералы в рассматриваемых породах представлены апатитом, титаномagnetитом, ильменитом, редко кварцем, пиритом, пирротинном, халькопиритом, хромшпинелидом; вторичные минералы — сосюритовым агрегатом, уралитовой роговой обманкой, пренитом, хлоритом, карбонатом.

Породообразующие минералы (оливины, ромбические и моноклинные пироксены) пород мафит-ультрамафитовой формации характеризуются высокой магнезиальностью и низкой железистостью и по ассоциациям пар сосуществующих минералов (оливин-ромбический пироксен, моноклиновый-ромбический пироксен), высокому содержанию Са и Al интенсивно выраженным рентгеновским линиям. 90% оливинов со спайностью относятся к высокотемпературным образованиям, характерным для магматических пород, что противоречит данным некоторых исследователей, указывающим на их метасоматическую природу.

В грубодифференцированных массивах (Мумухан-Красарский, Джил-Сатанахачский) железистость оливинов и ромбических пироксенов возрастает снизу вверх от гарцбургитов к лерцолитам, а оливинов и моноклиновых пироксенов — от лерцолитов к вермитам

и полевошпатовым перидотитам. Наиболее железистые разновидности оливинов отмечаются в оливиновых габбро, слагающих переходные участки ультрамафитов к мафитам. Таким образом, составы породообразующих минералов позволяют установить зональное строение ультрамафитовых массивов и наличие в них явлений "скрытой" дифференциации.

Средние и кислые породы развиты в значительно меньшей степени, чем ультрамафиты и мафиты и представлены габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

Габбро-диориты сложены андезином № 30-45 (50-60%), авгитом (20-25%), роговой обманкой (15-20%); диориты - андезином № 36-40 (60-70%) и роговой обманкой (35-40%); кварцевые диориты - андезином № 30 (45-55%), роговой обманкой (18-35%) и кварцем (10-15%), иногда отмечается более поздний плагиоклаз - альбит. Для плагиогранитов характерен олигоклаз № 25-30 (50-70%), кварц (25-38%), биотит (1-1,5%), роговая обманка (0,5-2%). В указанных породах роговая обманка относится к типу обыкновенных. Акцессорные минералы представлены титано-магнетитом, пиритом, халькопиритом, сфеном, цирконом; вторичные минералы - соосюритовым и пелитовым веществом, хлоритом, карбонатом, реже перитом.

Жильно-магматические породы по петрографическим особенностям и составу мало отличаются от соответствующих интрузивных аналогов. К ним относятся пироксениты, габбро-пегматиты, диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты и анортозиты.

Метаморфические породы представлены серпентинитами, возникшими за счет аутометаморфизма ультрамафитов и амфиболитами и родингитами - за счет основных пород, а также лиственитами - за счет метаморфизма ультрамафитов на контакте с известняками.

Особенности химизма пород мафит-ультрамафитовой формации свидетельствуют о принадлежности их к образованиям нормально-го известково-щелочного ряда (табл. 3.4.2.1). В процессе дифференциации состав пород формации меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разновидностей.

Величина отношения магния к железу в ультрамафитах колеблется от 1,2 до 13,4. Однотипные породы с различными значениями величин M/F (> 7 или < 7) часто встречаются в пределах

Таблица 3.4.2.1

Химический состав пород мафит-ультрамафитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Cr ₂ O ₃	ппп	Сумма
I	37,15	сл.	1,85	3,41	5,74	сл.	43,16	сл.	0,20	0,21	0,29	не опр.	7,44	99,45
2	40,29	сл.	2,20	6,64	3,25	1,90	37,29	0,03	0,11	0,04	0,65	0,25	8,19	100,84
3	47,80	0,34	2,17	3,46	3,87	13,07	25,13	0,21	0,21	0,01	0,41	не опр.	3,17	99,85
4	42,00	сл.	0,86	7,92	2,34	8,23	29,86	0,10	0,065	0,002	0,22	0,32	7,65	99,567
5	48,97	0,13	2,18	2,16	2,73	18,64	21,95	0,08	0,17	0,35	0,13	0,32	2,65	100,46
6	42,15	сл.	18,18	1,52	3,50	10,62	16,61	сл.	1,20	0,17	0,16	не опр.	4,30	99,41
7	43,21	0,22	13,78	1,79	8,33	9,84	19,16	0,15	1,45	0,03	-	не опр.	2,00	99,96
8	55,23	0,98	14,22	2,54	6,17	5,85	4,32	0,28	4,90	0,05	1,46	не опр.	3,88	99,48
9	45,00	0,10	30,55	0,30	0,33	16,83	1,70	сл.	1,19	0,27	сл.	не опр.	3,63	99,90
10	54,05	0,28	19,00	3,36	3,83	8,49	0,79	0,10	3,50	0,25	0,35	не опр.	2,31	100,35
11	63,30	0,29	16,78	2,72	2,40	4,59	2,53	0,05	4,76	0,93	0,20	0,11 ^x	0,72	99,38
12	71,10	0,22	15,21	1,64	1,22	3,89	0,17	0,03	4,88	0,55	0,20	0,05 ^x	1,22	100,38

Опись анализов. I. Дунит, сильно серпентинизированный, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 2. Гарцбургит, сильно серпентинизированный, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 3. Лерцолит, серпентинизированный, Кармакарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 4. Верлит, сильно серпентинизированный, Кясаманский массив, колл. С.А. Паланджяна; 5. Диаллагит оливиновый, серпентинизированный, Кясаманский массив, колл. С.А. Паланджяна; 6. Троктолит, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 7. Габбро оливиновое, Мумухан-Красарский массив, колл. А.Ш. Матевосяна; 8. Габбро лейкократовое, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 9. Анортозит, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 10. Диорит, Мумухан-Красарский массив, колл. С.Б. Абовяна; 11. Кварцевый диорит, Кясаманский массив, колл. С.Б. Абовяна; 12. Плагиогранит, Кясаманский массив, колл. С.Б. Абовяна.

x Дано содержание P₂O₅

одного и того же массива. Величина эта характеризует лишь различную степень дифференциации пород и не может однозначно указывать на принадлежность их к продуктам дифференциации исходной перидотитовой или габбровой магмы. Диагностическим признаком, по-видимому, может служить повышенное количество окиси кальция.

Ультрамафиты характеризуются, главным образом, элементами группы железа. Поведение их указывает на явления дифференциации в ультрамафитовой ветви исходной магмы от дунитов к гарцбургитам, лерцолитам, верлитам и пироксенитам. Мафиты отличаются более широким набором элементов-примесей, причем часть из них является унаследованной от ультрамафитов. Троктолиты и оливиновые габбро, хотя и относятся к мафитам, однако по составу и содержанию большинства элементов-примесей занимают промежуточное положение между ультрамафитами и мафитами. Средние и кислые породы, играющие подчиненную роль в строении мафит-ультрамафитовой формации, характеризуются неравномерным содержанием элементов-примесей, часть из которых, являющаяся унаследованной от мафитов и ультрамафитов, содержится в повышенных количествах.

Мафит-ультрамафитовые массивы офиолитовых поясов имеют преимущественно магматическое происхождение и находятся на месте своего первоначального залегания. Внедрение ультрамафитового материала происходило в полужидком состоянии, в виде "кашеобразной" массы, состоящей из смеси кристаллов оливинов и пироксенов. Становление массивов связано как с явлениями глубоинной дифференциации магматического расплава и последовательного многофазного внедрения в вышележащие вулканогенно-осадочные толщи, так и явлениями гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплава в интрузивной камере (случай грубодифференцированных массивов).

Пространственное совмещение вулканогенно-осадочных толщ и интрузивов мафит-ультрамафитового составов в пределах Севанского и Вединского офиолитовых поясов вытекает из особенностей развития долгоживущих глубинных разломов, вдоль которых в различные этапы тектонической жизни указанных поясов поднимался мафитовый и ультрамафитовый материал. Геологические взаимоотношения пород позволяют установить следующую последовательность: вулканогенно-осадочные толщи, ультрамафиты, мафиты.

Мафит-ультрамафитовые массивы совместно с вмещающими их раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами принимали участие в последующих складкообразовательных движениях уже как консолидированные массы. Вследствие этого часто развиваются многочисленные тектонические нарушения вдоль контактов массивов с вмещающими толщами. Наблюдения показывают, что эти нарушения обычно незначительной амплитуды и противоречат утверждению о "тектоническом" становлении ультрамафитовых массивов.

С породами мафит-ультрамафитовой формации генетически связаны эндогенные месторождения хромистого железняка, проявления платиноидов и хризотил-асбеста и экзогенные месторождения аморфного магнезита, приуроченные к коре выветривания ультрамафитов. Закономерности распространения рудных тел указывают на перспективность придонных частей массивов на хромит.

3.4.3. Формация глаукофановых сланцев

Вдоль зоны глубинного разлома Севано-Амасийского офиолитового пояса развиты метаморфические породы двух типов, отражающие два независимых друг от друга самостоятельных и разновозрастных эпизодов метаморфизма. Один тип метаморфических пород складывает аллохтонные блоки и осколки древнего кристаллического фундамента, которые коррелируются с различными частями разреза кристаллического фундамента. Они были перечислены и кратко охарактеризованы при описании древних метаморфических формаций. Другой тип метаморфических пород возник при тектоническом становлении Севанского офиолитового шва в течение мезокайнозойского времени и представлен милонитами, бластомилонитами, филонитами и глаукофановыми сланцами, образованными за счет разнообразных и разновозрастных пород, в том числе за счет пород офиолитовой ассоциации — мандельштейнов, радиоларитов, габброидов и ультрабазитов.

С этой точки зрения большинство ультраосновных пород Севанского офиолитового пояса представляют собой типичные милониты и катаклазиты. Вышеуказанные породы можно объединить в формацию продуктов дислокационного метаморфизма — катаклазиты, милониты, бластомилониты, филониты и глаукофановые сланцы. В отличие от метаморфических пород древнего кристаллического фундамента, представленных продуктами регионального динамотермального метаморфизма, дислокационный метаморфизм про-

исходил локально в условиях низкого теплового потока, но варьирующего значения давления, максимальные значения которого были достигнуты при образовании глаукофановых сланцев. Поэтому, при благоприятных условиях мы можем найти постепенные переходы от продуктов дислокационного метаморфизма к слабо измененным и неизмененным породам.

Типичные глаукофановые сланцы обнажаются в 3 км к ЮЗ от гор. Степанавана в верховьях ручья Холодный родник – правого притока р. Гергерка, на площади ~ 3 км². Здесь глаукофановые сланцы образованы за счет диабазов и мандельштейнов и переслаиваются известковыми эпидот-хлоритовыми сланцами, серицитовыми кварцитами по радиоляритам и содержат сильно рассланцованные линзы серпентинитов, часто переходящих в листвениты. Минеральные парагенезисы глаукофановых сланцев представлены следующими ассоциациями минералов-новообразований: глаукофан-эпидот-мусковит (кварц, сфен); мусковит-глаукофан-эпидот-альбит (кальцит); мусковит-кварц-плаггиоклаз-гранат (кальцит, сфен).

Вдоль всего Севано-Амасийского офиолитового пояса спорадически встречаются кристаллы новообразованного глаукофана в бластомилонитах и филлонитах за счет вулканогенных пород сантона (?), переходящих в хлорит-актинолитовые и альбит-хлорит-карбонатные тектониты.

3.5. Ряд верхнемеловых формаций

Верхнемеловые формации пользуются наиболее широким развитием в пределах Прикуринской, Сомхето-Карабахской и Кафанской структурно-формационных зон.

Верхнемеловые образования Прикуринской и Сомхето-Карабахской зон слагают периклинальные части Алавердского и Шамшадинского антиклинорий и выполняют расположенный между последними Иджеванский поперечный синклинальный прогиб. В Кафанском антиклинории верхнемеловые вулканические образования развиты на крайней северо-западной его части.

Формирование верхнемеловой вулканической серии первых двух структурно-формационных зон связано с развитием Прикуринского наложенного прогиба и сопряженных с ним поперечных структур. Его заложение сопровождалось раздроблением южной части Закавказского срединного массива вдоль системы Предмалокавказских разломов глубокого заложения. Последние смещены к северо-востоку

относительно консолидированных юрских пилативных структур, но наследовали их северо-западное простираие. Образовались, кроме того, новые и активизировались поперечные разломы, по которым закладывались Иджеванская, Таузская и другие впадины, осложняющие Сомхето-Карабахское поднятие.

В составе верхнемеловой вулканической серии Прикуринской и Сомхето-Карабахской зон выделяются три разновозрастные формации: базальт-андезитовая формация верхнего турона-сантона, липаритовая формация верхнего сантона и диабазовая формация предположительно дат-палеоценового возраста. Парагенезис пород, свойственный верхнемеловым вулканическим накоплениям, указывает на их принадлежность и переходной вулканогенно-осадочной формации вулканических островов.

3.5.1. Базальт-андезитовая формация

Породы базальт-андезитовой формации развиты в пределах северо-западной части Сомхето-Карабахского мегантиклинория и, в более ограниченных масштабах, в Кафанском антиклинории.

В северо-западной части Сомхето-Карабахского мегантиклинория базальт-андезитовая формация верхнего турона-сантона залегает на фаунистически охарактеризованных породах сеномана-нижнего турона и перекрывается отложениями кампана-маастрихта / 24/. Формация объединяет три крупных комплекса пород, подчеркивающих последовательность развития вулканического процесса во времени.

1. Комплекс пород верхнего турона-нижнего коньяка, сложенный туффитами, песчаниками, вулканическими брекчиями и туфами андезито-дацитового и андезитового состава. Он развит как в пределах Прикуринской зоны, так и Иджеванского и Таузского прогибов и имеет мощность 160-400 м.

2. Комплекс пород верхнего коньяка-нижнего сантона, широко развитый в пределах всех структурных зон, представляет сложное фациальное сочетание вулканических брекчий, конгломератов брекчий, туффовых песчаников, туффов и лав оливин-базальтового и андезитового состава. В пределах данного комплекса рассматриваются также пластовые залежи, дайки оливиновых базальтов и долеритов и крупные субвулканические тела андезитов. Мощность этого комплекса резко изменчива (150-1100 м). Выявляются значительные фациальные изменения, выраженные в сокращении коли-

чества собственно-лавого материала с убыванием мощностей и постепенным замещением вулканических брекчий накоплениями смешанного осадочно-вулканогенного характера. Последовательность изменения состава продуктов извержений в самых общих чертах выражена сменой базальтовых излияний андезитовыми.

3. Комплекс пород верхнего сантона, локально развитый в пределах Иджеванского прогиба, представлен двупироксеновыми андезито-базальтами, андезитами и небольшими прослоями туффитовых песчаников, брекчий и пепловых туфов. Мощность комплекса составляет в разрезе с. Саригух 450-500 м. В состав этого комплекса включаются также пластовые залежи оливиновых долеритов типа "А".

Рассматриваемая базальт-андезитовая формация сложена разнообразными типами пород, относящимися к эффузивным, субвулканическим, эпикластическим и пирокластическим фациям.

Петрографический состав пород формации варьирует в широких пределах. Преобладающим типом пород являются оливиновые базальты и долериты. Они сложены порфировыми выделениями плагиоклаза (N_{92-75}), клинопироксена (богатый кальцием авгит; $2v = +56 - 60^\circ$, $cNg = 45 - 54^\circ$), оливина (хризолит-гиалосидерит; $2v = -80-88^\circ$) и полнокристаллической, долеритовой или микродолеритовой, реже гиалопилитовой основной массой. Оливиновые долериты типа "А", входящие в состав третьего комплекса, отличаются тем, что вкрапленники в них образованы одним оливином (форстерит-хризолит). В составе обломочной части вулканических брекчий распространены мандельштейновые базальты; они характеризуются порфировой структурой (вкрапленники плагиоклаза, оливина, клинопироксена и стекловатая, ожеженная основная масса) и пузыристым сложением. В минералах - палагонит, хлорит, сапонит, цеолиты. Двупироксеновые и гиперстеновые андезито-базальты преобладают в составе третьего комплекса данной формации. Структура их порфировая; фенокристаллы образованы плагиоклазом ($63-41\% An$), гиперстеном ($2v = -52-56^\circ$), клинопироксеном (субальбиновый авгит; $2v = +50-54$; $cNg = 41-43^\circ$). Основная масса имеет гиалопилитовую, интергранулярную структуру. Андезиты (плагиоклазовые и плагиоклаз-роговообманковые) слагают главным образом крупные субвулканические тела.

Вулканические породы рассматриваемой формации образуют ряд от базальтов до андезитов (табл. 3.5.1.1.).

Оливиновые базальты и долериты, слагающие собственно-эф-

Таблица 3,5.1.1

Химический состав пород базальт-андезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	пп	Сумма
1	45,58	0,72	19,12	5,57	4,88	0,18	5,74	9,64	3,44	0,78	0,12	0,90	3,48	100,15
2	46,50	0,98	17,29	4,59	9,21	0,22	6,44	11,41	2,16	0,98	не опр.	0,50	0,74	100,96
3	46,80	0,60	20,43	2,91	9,00	0,19	5,90	10,36	1,59	0,38	не опр.	2,60	не обн.	100,76
4	47,54	0,90	20,48	6,01	3,60	0,12	5,40	10,78	2,23	1,16	не опр.	1,30	1,18	100,70
5	53,09	0,60	20,15	2,33	5,06	0,14	4,45	9,50	2,66	0,46	0,10	0,40	1,40	100,34
6	53,47	0,78	16,90	2,90	4,13	0,06	2,70	7,60	3,55	1,90	не опр.	0,76	4,95	99,70
7	58,79	0,54	16,23	2,48	3,36	0,08	3,88	6,48	4,48	1,71	не опр.	0,66	1,05	99,74
8	63,97	0,63	10,65	4,35	2,88	0,66	2,86	5,62	3,43	1,67	не опр.	1,95	1,27	99,94
9	55,46	0,63	21,22	1,90	4,70	0,13	3,29	5,40	3,10	0,75	не опр.	0,42	2,15	99,15

Опись анализов. Сомхето-Карабахский антиклинорий: 1. Долерит оливиновый, обр.606, поток, Паравакарский разрез, колл. А.Х.Мнацаканян; 2. Долерит оливиновый, обр.110, пластовая залежь, с.Ачаджур, колл. М.А.Сатиана; 3. Базальт оливиновый, обр.299, поток, Кохобский разрез, колл. М.А.Сатиана; 4. Базальт оливиновый, обр. 584, Кохобский разрез, колл. А.Н.Мнацаканян; 5. Андезит-базальт гиперстенный, обр. 24а, субвулканическое тело, Кохобский разрез, колл. А.Х.Мнацаканян; 6. Андезит-базальт двупироксеновый, обр. 179, поток, Саригюхский разрез, колл. А.Х. Мнацаканян; 7. Андезит плагиоклазовый, обр.148, субвулканическое тело, с.Мазамлы, колл. А.Х.Мнацаканян; 8. Андезит плагиоклаз-роговообманковый, обр. 79, субвулканическое тело, с.Котигюх, колл. А.Х.Мнацаканян; 9. Андезит-базальт, обр.666, поток у подножья г.Сраберд (Кафанский антиклинорий), колл. А.Х.Мнацаканян.

фузивные и субвулканические тела, по возрастному признаку, минеральному составу и по химизму отчетливо распадаются на две группы: 1) базальты и долериты верхнего коньяка-нижнего сantonна имеют однородный состав и характеризуются повышенным содержанием анортитовой извести и сокращенным количеством щелочных алюмосиликатов, а также повышенной известковистостью, железистостью и пониженной магнезиальностью. Они относятся к типу ненасыщенных SiO_2 пород и содержат в нормативном составе нефелин. В соответствии с этими основными чертами химизма характерными минералами-вкрапленниками в них являются оливин (хризолит-гидросидерит), богатый кальцием авгит и плагиоклаз повышенной основности (битовнит-анортит). Выделение на самых ранних стадиях кристаллизации базальтов и долеритов магнезиального оливина обуславливает обогащение остаточной жидкости волластонитовым компонентом относительно ферросиликатового и энстатитового. В результате на более поздних стадиях начинает кристаллизоваться богатый кальцием авгит. Кроме того пересыщенность расплава известью в условиях недостатка SiO_2 приводит к обогащению плагиоклаза, кристаллизующегося параллельно с авгитом, анортитовой составляющей; 2) оливиновые долериты верхнесантонского комплекса (тип "А") отличаются пониженной глиноземистостью, повышенной магнезиальностью и также относятся к ненасыщенному SiO_2 типу, но с нормативным гиперстеном. Эти особенности химизма увязываются с минеральным составом пород, которые состоят из фенокристаллов одного лишь оливина (форстерит-хризолит) и основной массы с моноклинным пироксеном и лейстами лабрадора.

Двупироксеновые и гиперстеновые андезиты-базальты данной формации по ряду параметров сходны с базальтами и долеритами первой группы - в них также повышено содержание анортитовой извести, железистого компонента и понижена магнезиальность. Вместе с тем эволюция химического состава с возрастанием степени насыщенности SiO_2 и увеличением железистости приводит к закономерной смене во вкрапленниках оливина и кальциевого авгита гиперстеном и субкальциевым авгитом, ассоциирующих с плагиоклазом повышенной основности. Появление именно этого парагенезиса очень характерно и объясняется тем, что переход от базальтов к андезиты-базальтам не сопровождался резким возрастанием активности щелочей.

Составы плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых андезитов обнаруживают резкое возрастание кремнекислотности, нат-

ровой щелочности и железо-магниевого отношения. Следствием этого является кристаллизация более кислого плагиоклаза, ассоциирующего с вкрапленниками кальциевого амфибола.

Исходя из распределения мощностей и фаций верхнемеловой базальт-андезитовой формации данной зоны, предполагается концентрация центров вулканической деятельности в пунктах Кохб - Калача, Котигух, Ачаджур - Хаштарак, Ахум - Паравакар, Товуз - Неркин Кармирахбюр. Вулканические центры представляли цепочку островов и контролировались на отдельных участках разломами северо-западного направления. Общая протяженность Прикуринского прогиба совпадает с этим направлением и отвечает системе Предмалокавказских глубинных разломов. Тот факт, что наиболее интенсивный вулканизм по времени проявления совпадал с максимальным прогибанием поперечных структур, указывает на то, что центры вулканической деятельности в верхнем коньяке-нижнем сандоне приурочивались к пунктам пересечения продольных разломов с поперечными.

Вулканические явления носили в основном эксплозивный характер и вокруг отдельных центров извержений возникали вулканические постройки, сложенные рыхлым шлаковым материалом. Не имея устойчивых конусов, вулканы в прибрежной мелководной полосе интенсивно разрушались. Отмечается неоднократное чередование эксплозивных явлений с излияниями лавовых потоков. Роль последних более значительна в пределах Таузского прогиба.

Минеральный состав, особенности химизма и приуроченность описанной базальт-андезитовой формации к узлам пересечения продольных, северо-западных и поперечных разломов глубокого заложения позволяют высказать предположение о недосыщенном оливин-базальтовом составе исходной магмы, генерация которой, по-видимому, шла в подкоровых очагах на глубинах 35-70 км.

В пределах Кафанского антиклинория базальт-андезитовая формация имеет ограниченное распространение и отвечает по объему вулканогенно-обломочному комплексу сандона, обнажения которого известны в бассейне верхнего течения р. Воротан и ее правых притоков. Этот комплекс залегает с резким угловым несогласием на подстилающих породах. Это несогласие фиксирует значительный перерыв и складчатость на рубеже нижнего и верхнего мела. Формирование комплекса сопряжено с активизацией движений по близширотному разлому вдоль северной границы Ка-

фанского антиклинария. Неполная мощность комплекса составляет 200+250 м. Комплекс характеризуется значительными фациальными изменениями на небольших расстояниях. Преобладают грубообломочные вулканические накопления как переотложенного, так и пирокластического облика; роль нормально-осадочных отложений в строении комплекса незначительна. По петрографическому составу эффузивы и пирокласты рассматриваемого комплекса отличаются однообразием и представлены андезитом-базальтами и андезитами; базальты и диабазы сравнительно редки и встречаются в виде крипных обломков в вулканических брекчиях. Андезитом-базальты по составу минералов-вкрапленников подразделяются на плагиоклаз-роговообманковые и плагиоклаз-пироксеновые. Они сложены фенокристаллами плагиоклаза (43-44% An), роговой обманки ($f = 3\%$), моноклинного пироксена (богатый кальцием авгит) и основной массой стекловатой, гялопилитовой или интерсертальной структуры.

По химическому составу породы данного комплекса однообразны и характеризуются пониженным содержанием анортитовой извести, сравнительно повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов, что связано с интенсивным проявлением альбитизации. Они относятся к слабо насыщенным и насыщенным SiO_2 типам пород.

3.5.2. Липаритовая формация

Липаритовая формация верхнего сантона последовательно сменяет во времени базальт-андезитовую формацию и отделена от последней местными несогласиями. По своему объему липаритовая формация отвечает комплексу верхнесантонских кислых пирокластических и лавовых образований с подчиненной ролью осадочных прослоев. Зоны наибольшей вулканической активности в верхнем сантоне смещаются к северо-востоку и частично располагаются вдоль границы с Закавказским срединным массивом. В качестве основной магмоконтролирующей системы сохранилась зона Предмаказавказского разлома.

Комплекс кислых вулканических образований развит в Прикурийской зоне вдоль северо-западной полосы (Кохб) и на участках пересечения данной зоны с Иджеванским и Таузским прогибами (левобережье рр. Джогас и Тавуш). В пределах Иджеванского прогиба верхнесантонские кислые вулканические породы латерально замещаются нормально-осадочными пачками.

Мощность данного комплекса составляет на участке к севе-

ру от сс. Кохб — Калача 400÷500 м и несколько убывает к юго-востоку (300÷350 м) в левобережье р. Джогас. Еще далее в юго-восточном направлении, на левом берегу р. Тавуш, мощность вновь возрастает до 400 м.

В составе комплекса преобладают разнообразные пирокластические образования и подчиненную роль играют липаритовые лавы и потоки обсидианов. Последовательность извержений кислых вулканических продуктов на разных участках их развития намечается по-разному, но обычно выбросы рыхлого обломочного материала, образование разнообразных туфов, преимущественно агломератов, предшествует излияниям лав. На отдельных участках (Кохб, р. Тавуш) вслед за излиянием лав или почти одновременно с ростом экструзивов выбрасываются значительные по объему массы пеплового материала.

Описываемый верхнесантонский комплекс отличается большим разнообразием слагающих его фациальных типов пород.

По петрографическому составу среди вулканических образований описываемой формации преобладают липариты и туфы липаритового, липарито-дацитового состава. По минеральному составу и структурным признакам выделяются следующие петрографические типы, которые пространственно разобщены и слагают самостоятельные образования — купола, потоки или дайки.

1. Плагдиоклазовые трахилипариты, состоящие из вкрапленников плагиоклаза (№ 35-36, нередко полностью альбитизированы) и кварц-калipoлевошпатовой основной массы фельзитовой структуры. 2. Биотитовые липариты и биотит-санидиновые липарито-трахиты, сложенные вкрапленниками биотита (лепидомелан), плагиоклаза (№ 25-27) и санидина; основная масса кварц-калipoлевошпатового состава с аллотриоморфнозернистой, микроаплитовой, микропойкилитовой, фельзитовой, гиалопилитовой структурой; во флюидалных разностях — чередование полос витрофировой и паналлотриоморфнозернистой структуры. 3. Роговообманковые липариты и липарито-дациты, сложенные вкрапленниками плагиоклаза (№ 34-37), обыкновенной роговой обманки и кварц-полевошпатовым агрегатом микропойкилитового, фельзитового, гиалопилитового, витрофирового сложения с чередованием их во флюидалных лавах. 4. Кварцевые липариты, состоящие из вкрапленников кварца, реже плагиоклаза (№ 25-27) и основной массы с фельзитовой, аллотриоморфнозернистой структурой. 5. Вулканические стекла (плагиоклаз-биотитовые и гиперстен-роговообманковые разности) имеют витрофировую струк-

туру и перлитовую микроотдельность.

Среди туфов выделяются кристаллокластические, витро-кристаллокластические (пепловые и пемзовые туфы пирокластических потоков), сваренные пепловые туфы с аморфным кремнеземом (трассы).

Липарито-дациты и липариты описываемой формации характеризуются неоднородностью химических составов (табл. 3.5.2.1). В целом для них характерно повышенное содержание щелочных алюмосиликатов и пониженное — полевошпатовой извести. Все разновидности относятся к классу пересыщенных SiO_2 пород, умеренно богатых и богатых щелочами. Обособляется группа сильно пересыщенных кремнекислотой пород, в которую входят кварцевые липариты и трассы. По соотношению Na_2O и K_2O в сумме щелочей выделяются следующие разновидности: 1) липариты, в которых Na_2O заметно преобладает над K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$). В них отмечается низкое содержание глинозема. Эти разновидности соответствуют раговообманковым и кварцевым липаритам, а также гиперстен-роговообманковым перлитам; 2) липариты, в которых соотношения Na_2O и K_2O непостоянны ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,8-1,5$). Эта разновидность отвечает биотитовым липаритам и обсидианам, обнаруживающим также высокую степень пересыщенности глиноземом. Это приводит к образованию во вкрапленниках биотита вместо роговой обманки; 3) Липариты, в которых резко преобладает над $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$). Они соответствуют плагиоклазовым трахилипаритам и биотит-санидиновым липарито-трахитам.

В верхнем сантоне зоны наибольшей вулканической активности смещаются к северо-восточному обрамлению Предмалокавказского разлома. Цепочки вулканических куполов образуют архипелаги в прибрежной части морского бассейна. Центры излияний сосредоточены на пересечении упомянутой зоны разломов с Иджеванским и Таузским прогибами; структурный контроль второго порядка осуществляется субмеридиональными разломами. Характер пирокластических образований кислого состава, содержащих обломки пемзы, наличие потоков кислых вулканических стекол и экстрезии липаритов в заключительную стадию вулканизма указывают на субаэральные условия извержения этих продуктов. Одновременно в окружающем архипелаг морском бассейне идет накопление нормально-осадочных пород или в локальных областях погружения в подводных условиях продолжаются излияния андезито-базальтовых и андезитовых лав. В промежутках между излияниями отдель-

Таблица 3.5.2.1

Химический состав пород липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	63,70	0,36	15,74	2,09	0,73	0,05	1,23	3,66	3,70	3,63	1,00	4,62	100,51
2	65,99	0,36	14,08	4,38	0,21	0,07	0,82	4,20	4,21	3,32	0,35	1,53	99,52
3	67,18	0,11	15,39	1,45	1,22	0,05	1,04	2,20	4,54	4,24	0,83	1,59	99,84
4	70,28	0,20	13,67	2,28	0,98	0,05	0,60	1,41	3,30	3,80	0,36	3,84	100,77
5	71,79	0,42	14,78	1,58	0,21	0,03	0,41	1,68	4,88	2,38	0,17	1,25	99,58
6	72,50	0,15	14,50	0,80	0,36	0,02	0,40	2,08	4,76	2,94	1,50	не обн.	100,01
7	67,26	0,45	13,61	3,12	3,64	сл.	0,71	3,51	4,60	2,30	0,13	1,14	100,47

Опись анализов^х. 1. Дацил, обр.334, субвулканическое тело, с.Лалигях; 2. Дацил, обр.732, субвулканическое тело, участок Кардан, с.Саригях; 3. Липарит роговообманковый, обр. 596, купол Кер-оглы, горизонты Паравакарского разреза; 4. Обсидиан биотитовый, обр. 2041, поток г.Мровул; 5. Липарит роговообманковый, обр.634, купол Саккал; 6. Обсидиан биотитовый, обр. 1396, поток г.Мровул; 7. Липарит роговообманковый, обр.2044, купол Саккал.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции А.Х.Мнацаканян.

Таблица 3.5.3.1

Химический состав пород диабазовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	51,14	0,45	17,17	3,36	6,72	0,07	5,10	7,50	4,40	1,30	1,25	1,55	100,01
2	50,09	0,81	21,68	2,94	6,00	0,12	3,82	11,31	2,25	0,30	0,51	0,57	100,70
3	52,21	0,24	14,50	6,40	5,88	0,04	6,00	5,60	4,40	0,90	1,64	2,55	100,36

Опись анализов^х. 1. Диабаз, обр.34/72, пластовая залежь, с.Кошкотан, левобережье р.Улханы; 2. Диабаз, обр.187/72, дайка, вершина г.Воскиванхач, левобережье р.Улханы; 3. Диабазовый порфирит, обр.148/72, дайкообразное тело у с.Джуджеван, левобережье р.Улханы.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции А.Х.Мнацаканян.

ных потоков в этот локальный бассейн поступают продукты пирокластических выбросов с зоны соседних островов, что приводит к образованию тонкообломочных лито-кристаллокластических туфов кислого состава, частично переслаивающихся с потоками андезито-базальтов.

Вариации химического состава пород, слагающих описанную липаритовую формацию, ее структурная локализация и приуроченность к зоне поднятий позволяют высказать предположение о связи с самостоятельными коровыми палингенными очагами.

В пространственной и парагенетической связи с верхнемеловыми базальт-андезитовой и липаритовой формациями северной части Сомхето-Карабахской зоны находятся специфические типы полезных ископаемых — бентонитовые глины, агат и окисные марганцевые руды.

3.5.3. Диабазовая формация

Диабазовая формация в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны объединяет самостоятельные дайкообразные и пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов, прорывающие коньякскую и сантонскую толщи на северном, северо-восточном крыльях Алавердского антиклинория, на участке Джуджеван — Кошкотан. Предположительный их возраст дат — палеоценовый. Структурный контроль этих образований осуществляется разломами близмеридионального простирания, секущими Воскепар-Котигяхскую антиклинальную и Ноемберянскую синклинальную складки.

Петрографический состав пород данной формации довольно однообразный и соответствует безоливиновым диабазам и диабазовым порфиритам со среднезернистым, порфировидным или порфировым сложением. По химизму (табл. 3.5.3.1) они относятся к слабонасыщенным SiO_2 типам пород с пониженной магнезиальностью и умеренным содержанием щелочей при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$.

3.6. Ряд среднеэоценовых формаций

Магматические формации среднеэоценового возраста, как правило, пользуются широким развитием в различных структурно-формационных зонах. Специфика тектоно-магматического развития отдельных зон обусловила неравномерное проявление палеогенового вулканизма как в пространстве, так и во времени, а также большое разнообразие пород.

3.6.1. Андезитовая формация

Вулканические комплексы, относящиеся к данной формации, выделены в пределах всех структурно-формационных зон, однако наибольшим развитием они пользуются в Присеванской, Мисхано-Зангезурской и Араксинской зонах. В своем размещении вулканизм тяготеет к региональным разломам близширотного, северо-западного и близмеридионального простираний, а в пределах Сомхето-Карабахской зоны - к поперечной структуре близширотного (BCB) простирания.

Формация включает два относительно самостоятельных вулканических комплекса - базальт-андезитовый и андезитовый, отличающиеся составом преобладающих типов пород.

Базальт-андезитовый комплекс.
В комплекс включены вулканические образования низов палеогенового разреза в пределах Присеванской и Мисхано-Зангезурской зон / 108, 133, 271, 272 /, а также в пределах Араксинской зоны на территории Нахичеванской АССР / 18, 20 и др. /.

Относительно возраста этих образований нет единого мнения. Анализ большого литературного материала по Нахичеванской АССР и по юго-восточному сегменту Мисхано-Зангезурской зоны / 91, 275 /, а также наши исследования / 109 / позволяют считать, что описываемый вулканический комплекс сформирован в среднем эоцене, а не в нижнем, и отвечает единому среднеэоценовому этапу тектонического развития.

Масштабы проявления данного комплекса в пределах отмеченных тектонических зон крайне неравномерны. Наибольшим распространением описываемые вулканические образования пользуются в пределах Мисхано-Зангезурской и Араксинской зон, где они слабают широкую близмеридиональную полосу вдоль глубинного разлома по Зангезурскому хребту и по его восточным отрогам в бассейне рр. Гехи и Вохчи. Широким развитием пользуются вулканические образования данного комплекса и в пределах Ордубадского прогиба, по западным отрогам Зангезурского хребта в верховьях рр. Гилян-чай, Парага и др.

Повсеместно вулканы прорывают мощную терригенно-флишоподобную толщу эоцена, занимая среднюю и верхнюю части палеогенового разреза, и выделяются нами в сложнотипичный вулканический комплекс (капуджухский) / 109, 110 /.

В составе капуджухского комплекса широко проявлены лавы, агломератовые лавы, левобрекчии, туфобрекчии основного и сред-

него составов. Разрезы, составленные нами по Пирамсарскому, Баргушатскому, Мегринскому хребтам / 109 /, указывают на сложный вещественный и фациальный состав данной формации.

Собственно-лавовые фации представлены андезито-базальтами, базальтами, пироксеновыми, двупироксеновыми, пироксен-роговообманковыми андезитами; дациты и липариты встречаются в виде даек, экструзивных и субвулканических тел. Для пород характерен свежий вид, такситовое строение, а также агломератовый и брекчиевый облик лавовых потоков и массивов.

Эксплозивные фации в строении комплекса играют подчиненную роль и не несут следов отсортированности материала. Наряду с этим широко развиты субвулканические фации в виде даек, штоков и крупных "вулканических интрузивов" сложной морфологии и внутреннего строения, часто с отчетливо проявленным брекчированным характером.

Осадочные и терригенно-осадочные фации в составе комплекса представлены прослоями алевролитов, туффитов и туфопесчаников, часто лишенных фаунистических остатков.

В пределах Присеванской тектонической зоны (Севано-Ширакский прогиб) описываемый комплекс характеризуется локальным распространением, образуя полосу близширотного простиранья в северо-западной части Памбакского и Базумского хребтов в бассейне рр. Желтая, Чичхан, Спитак и т.д. Вулканические образования слагают толщу мощностью до 600 м в низах палеогенового разреза — желтореченская свита. В составе комплекса выделяются базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, туфобрекчии. Реже отмечаются дациты и липариты, которые слагают дайки, экструзии и субвулканические тела. Детальные разрезы, отражающие строение толщ и петро-геохимическую характеристику вулканогенных образований, рассмотрены в специальных публикациях автора / 107, III /.

В южной части бассейна оз. Севан, по Восточно-Севанскому хребту Г.А. Казаряном / 133 / в низах эоцена описывается толща мощностью до 1 км, сложенная из базальтовых лав, их туфов и брекчий с прослоями туфопесчаников.

Петрографический состав пород, слагающих данный комплекс, варьирует от базальтов, через андезито-базальты и андезиты до дацит-липаритов. В составе комплекса преобладают андезито-базальты и андезиты. Реже отмечаются базальты, дациты и липариты. Главные породообразующие минералы-вкрапленники —

плагиоклаз (андезин-лабрадорового ряда), моноклинный и меньше ромбический пироксен, а в отдельных случаях присутствуют вкрапленники роговой обманки. Породы характеризуются отчетливо порфировым строением с основной массой интерсертальной, долеритовой, офитовой, гиалопилитовой, призматически-зернистой структуры. Основная масса почти всегда преобладает над количеством вкрапленников. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом, кварцем.

Андезитовый комплекс пользуется в составе одноименной формации широким распространением.

В пределах Сомхето-Карабахской зоны описываемая формация включает комплекс вулканитов основного и среднего состава, локализованный в центральной и юго-восточной частях Лалварского синклинория. Вулканические образования представлены базальтами, андезито-базальтами, пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитами, их лаво- и туфобрекчиями и туфами, общей мощностью до 1 км / 61, 135 /. Кислые разности пород — липариты и дациты встречаются редко, главным образом в виде даек и субвулканических образований. Фациальный состав обнаруживает определенную закономерность. Пирокластические фации развиты в основном в низах разреза, слагая иногда прослой туфов базальтового и андезитового составов, мощностью от 5 до 60 м. Вулканогенно-осадочные фации отмечаются в виде пачек конгломератов, песчаников, туфопесчаников и алевролитов с нуммулитовой фауной, соответствующей лютетскому ярусу в нижних и средних частях разреза. Собственно-лавовые фации отмечаются в самых низах и преобладают, главным образом, в верхних частях разреза в виде потоков лав и лавобрекчий базальтов, андезито-базальтов, плагиоклазовых и пироксеновых андезитов, нормальной и иногда несколько повышенной калиевой щелочности.

Вулканизм характеризуется центральным типом извержений, происходивших в мелководной или прибрежной морской среде.

В пределах расположенного южнее Севано-Ширакского синклинория (Присеванская зона) андезитовая формация характеризуется максимально широким развитием.

Вулканические образования, входящие в данную формацию, обнажаются здесь протяженной полосой вдоль разломов близширотного простирания по Ширакскому, Вазумскому, Памбакскому, Улабскому, Арегунийскому и Восточно-Севанскому хребтам. Геологическая позиция, строение и петрографическая характери-

ка комплексов в разной степени охарактеризованы работами многих исследователей / ЗО, 86, 169, 229, 258, 272, 286 и др. /. Специальное геолого-петрографическое изучение отмеченных образований проведено Р.Т.Джрбашяном / IO, IO8, III и др. /.

В указанной зоне вулканогенные образования андезитовой формации слагают комплекс лав, лаво- и туфобрекчий и туфов андезитового, андезито-базальтового, базальтового, андезито-дацитового и дацитового составов, мощностью до 2,5 км, а также участвуют в строении многочисленных субвулканических образований в виде даек, силлов, штоков и т. д.

Разрезы, составленные на различных участках, показывают сложное строение комплекса с различными взаимоотношениями вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций / III /. Основываясь на этом, в строении Севано-Ширакского синклинория выделены и охарактеризованы три участка, отличающихся между собой по истории развития в палеогене и тектоническим режимом проявления вулканизма. Собственно-лавовые и пирокластические фации значительных мощностей развиты в центральном участке, в то время как преимущественно вулканогенно-осадочные и осадочные фации - в северо-западном и юго-восточном участках.

Осадочные фации представлены песчаниками, известковыми песчаниками, известняками, туфопесчаниками, алевролитами в виде линз, пачек и прослоев, иногда мощностью до 300 м / 244/.

Вулканизм характеризуется преимущественно трещинным типом извержений, происходивших в прибрежно-морской среде.

В пределах расположенной южнее Мисхано-Зангезурской зоны проявления андезитовой формации приурочены к Вайкскому и Зангезурскому сегментам.

В первом из них вулканические комплексы среднего эоцена представлены главным образом в пирокластической и вулканогенно-осадочной фациях, развитых в центральных и юго-западных частях Арпинского синклинального прогиба, слагая толщу мощностью до 3÷3,5 км / 80, 81, 87, 174 /.

Собственно-лавовые фации в описываемом прогибе пользуются относительно ограниченным распространением. Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты и их лавобрекчии слагают отдельные потоки и покровы, дайки, силлы, приповерхностные субвулканические тела, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена. Роль эффузивного вулканизма в разрезе возрастает в восточном и северо-восточном направлениях, в правобережье верховьев р. Арпа и его притоков.

Как было отмечено выше, аналогичный по вещественному составу и фаціальным особенностям вулканический комплекс в составе андезитовой формации среднего эоцена выделяется южнее, в пределах Зангезурского сегмента данной зоны.

Вулканические образования слагают здесь, главным образом, верхи среднеэоценового разреза в виде потоков лав и лавобрекчий, а также накоплений туфов, туфобрекчий андезитового, андезито-базальтового составов. Кроме того в виде даек, экструзий и штоков они прорывают различные горизонты терригенно-осадочной толщи среднего эоцена.

Широким развитием пород андезитового комплекса среднего эоцена характеризуется Ордубадский прогиб в пределах Араксинской зоны. Здесь наблюдаются такие же, как в Зангезуре, взаимоотношения вулканических образований с осадочными и терригенно-осадочными толщами эоцена.

В целом, петрографический состав пород, слагающих среднеэоценовую андезитовую формацию, варьирует от базальтов до дацитов с преобладающим развитием андезитов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. При этом преобладают лавобрекчий, меньше развита грубообломочная пирокластика. Породы характеризуются отчетливо порфировым строением с преобладанием основной массы над вкрапленниками. Главными пороодообразующими минералами во вкрапленниках являются: плагиоклаз-андезин-лабрадорового ряда и моноклинный пироксен авгит-диопсидового ряда. Реже во вкрапленниках отмечаются ромбический пироксен-гиперстен и обыкновенная роговая обманка. Основная масса большей части пород имеет интерсертальную, микроделеритовую, гиалопилитовую, пилотакситовую, микропойкилитовую структуры или их раскристаллизованные разновидности. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, уралитом, карбонатом, альбитом, кварцем, ассоциацией, определившей зеленокаменное перерождение формации.

Основные петрохимические параметры вулканических серий, составляющих андезитовую формацию среднего эоцена (табл.3, 6.1.1 и 3.6.1.2), указывают на их принадлежность к типичным известково-щелочным ассоциациям (тихоокеанский известково-щелочной и сильно известково-щелочной типы по А.Ритману / 266 /). При величине Q , лежащей в пределах от -6,6 до +35,3, породы, входящие в формацию, соответствуют классу пересыщенных SiO_2 пород, умеренно богатых щелочами ($6,8 > a:c > 0,6$) с отчетливым

Таблица 3.6.1.1

Химический состав пород базальт-андезитового комплекса
андезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	49,45	0,57	18,96	4,09	7,14	0,22	6,00	9,30	1,75	0,12	1,90	0,16	100,66
2	46,99	1,20	18,43	6,59	5,92	0,16	6,48	9,31	2,00	1,37	0,86	не обн.	99,31
3	54,56	0,94	18,60	4,42	2,70	0,23	4,02	9,52	3,25	0,70	1,40	0,22	100,56
4	51,38	0,90	18,74	5,45	5,28	0,13	4,98	7,28	2,25	2,00	1,82	не обн.	100,21
5	46,46	1,05	18,87	2,89	6,40	не обн.	5,16	11,54	2,50	0,75	1,70	2,03	99,35
6	48,84	0,89	17,78	3,82	5,18	0,13	3,10	10,61	2,40	0,50	0,44	6,30	99,99
7	44,23	1,20	19,70	3,04	4,83	0,10	4,07	12,26	2,56	1,30	2,15	5,39	100,83
8	56,80	0,70	16,13	1,32	6,23	0,16	6,00	3,67	4,10	0,06	0,56	4,16	99,89
9	52,04	2,45	10,64	8,08	10,76	не обн.	3,12	7,04	2,12	1,43	0,54	1,98	100,20

Опись анализов. 1. Базальт, обр.3412, Пирамсарский хребет, склон г.Улахпюр /109/; 2. Туф базальта, обр. 3501, ущ. р.Гехи, СЗ с.Аджебадж /109/; 3. Андезито-базальт, обр. 3402, Баргушатский хребет, склон г.Тарнкатар /109/; 4. Андезито-базальт, обр.3491, верховье р.Гехи, СЗ с.Аджебадж /109/; 5. Базальт, обр. 3641, Мегринский хребет, к В от г.Багадсар /109/; 6. Базальт, обр. 1102-а, Восточно-Севанский хребет, северный склон /137/; 7. Базальт, обр.1106, Восточно-Севанский хребет, северный склон /137/; 8. Андезито-базальт, обр.928, Базумский хребет, среднее течение р.Мелтая /111/; 9. Базальт, обр. 838, вост.склон г.Лалвар, бассейн р.Горух /61/.

Таблица 3.6.1.2

Химический состав пород андезитового комплекса андезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	56,52	0,70	17,36	4,73	3,23	0,19	5,39	1,57	4,75	1,35	0,30	3,14	99,23
2	57,06	0,88	17,49	4,18	3,24	не обн.	3,02	7,57	3,56	2,24	не обн.	1,68	100,92
3	55,53	0,61	18,18	2,77	4,42	1,30	3,69	8,48	2,43	0,66	0,38	1,58	100,03
4	54,23	0,67	20,45	3,67	5,13	0,10	1,10	6,35	3,71	1,44	0,44	1,96	99,25
5	60,20	0,71	16,24	2,46	3,68	0,02	0,28	7,04	3,42	0,29	1,42	4,79	100,55
6	66,90	0,62	14,56	1,52	3,08	0,08	1,38	1,43	5,40	2,20	0,66	1,80	99,63
7	59,68	0,77	15,52	2,72	3,18	0,11	2,99	5,92	3,95	2,88	0,18	1,13	99,03
8	59,43	0,49	18,72	1,79	5,58	0,22	2,40	5,55	3,20	2,50	0,25	0,65	100,78
9	56,20	0,66	18,60	2,56	5,43	0,19	3,35	7,00	3,10	1,80	0,29	1,58	100,76
10	62,18	0,60	15,96	3,47	3,36	0,12	2,98	4,65	5,60	0,63	1,08	0,11	100,14

Опись анализов. 1. Андезит, лавобрекчия, обр.822, КВ склон г.Лалвар, бассейн р.Горух /61/; 2. Андезит лабрадоровый, вершина г.Лалвар /135/; 3. Андезит, лавобрекчия, обр.26, южн. склон Халабского хр., к В от с.Фиолетово /III/; 4. Андезит пироксеновый, обр.609, вершина г.Халаб /III/; 5. Андезит, обр.582, Халабский хр., вершина г.Беч-Кечмас /III/; 6. Дацит, обр. 2203, Ширавский хр., к СВ от с.Овуни /108/; 7. Андезит, обр.91, Вайк, близ с.Алаяз/III/; 8. Андезит, обр. 3937, Вайк, верхнее течение р. Арпа /109/; 9. Андезит пироксеновый, обр. 3928, Вайк, течение р.Терп /109/; 10. Андезит, обр.3657, Мегринский хр., к КВ от вершины г.Чолан /109/.

натровымуклоном ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), несколько повышенной глиноземистостью и умеренной железистостью.

Формирование вулканических комплексов, слагающих данную формацию, связано с извержениями центрального и трещинного типа в прибрежно-морской среде и происходит на фоне прогрессивно возрастающей жесткости коры и увеличения эксплозивности магматического расплава. Вулканизм, по-видимому, питался относительно долгоживущими очагами слабодифференцированной базальтовой и андезитовой (толеитовой) магмы, которая иногда эволюционировала до состава дацитов и липаритов.

3.6.2. Липаритовая формация

Липаритовая формация пользуется ограниченным распространением, тяготея преимущественно к Присеванской и Мисхано-Зангезурской и меньше к Сомхето-Карабахской тектоническим зонам. Формация включает довольно однообразный по вещественному составу комплекс кислых пород — липарит — липарито-дацит — дацит, характеризующийся большим фациальным разнообразием (лавы, лавобрекчии, пирокласты, экструзивные, жерловые и субвулканические образования).

Указанная формация в качестве самостоятельного комплекса охарактеризована работами ряда исследователей / III, 229, 272, 273 и др. /. Кроме того специальные работы К.М. Мурадяна / 240 / посвящены геологии, петро-геохимическим особенностям и рудоносности этого комплекса.

В пределах Ширакского, Памбакского и Базумского хребтов (северо-западный сегмент Севано-Ширакского прогиба) липаритовая формация представлена преимущественно пирокластическими и вулканогенно-осадочными фациями / 108 /. Она слагает хорошо стратифицированную тонкослоистую толщу туфов, туфобрекчий, туфолов липаритового и дацитового состава в основании среднеэпизонального разреза.

Осадочные фации в виде отдельных пачек и прослоев конгломератов, песчаников, алевролитов, туффитов, также содержащих кислый материал, чередуются с вышеописанными вулканокластическими, формируя толщу мощностью до 300 м.

Собственно-лавовые фации играют подчиненную роль в виде потоков, даек и экструзий липаритов, дацитов и андезито-дацитов. Значение их в разрезе увеличивается по направлению к се-

веро-восточной и восточной частям Ширакского хребта в верховье рр. Чичхан и Чаир.

В центральном и юго-восточном сегментах Севано-Ширакского синклинория (Базумский, Памбакский, Арегунийский, Восточно-Севанский хребты) липаритовая формация приурочена в основном к участкам воздымания и слагает верхи среднеэоценового разреза (К.А.Мкртчян, К.М.Мурадян, О.П.Елисеева, Г.А.Арутюнян, Л.С.Меликян). Комплекс этот наиболее полно представлен в бассейне р.Бдан (мощностью до 600 м) и выделен в "блданскую свиту" / III /. Здесь он проявлен преимущественно в эффузивных, экструзивных, пирокластических и жерловых фациях, формируя поля туфов и туфобрекчий, а также вулканические постройки — экстрезии, неки и субвулканические массивы сложной формы (Лермонтовский, Дилижанский, Сарг-Соп, Тандзутский). В отдельных случаях (р-он Пушкинского перевала по Базумскому хребту) комплекс проявлен в виде роя даек (мощность до 10 м и протяженность до 2 км) с характерной горизонтальной отдельностью.

В пределах Мисхано-Зангезурской зоны липаритовая формация проявлена локально, в пределах Арпинского прогиба и Зангезурского сегмента. Фациальный состав ее довольно однороден — это пирокласты или преимущественно субвулканические, дайковые и экструзивные тела различных размеров, прорывающие палеогеновую толщу в бассейне рр. Арпа, Сисиан, Гехи и др.

В пределах Сомхето-Карабахской зоны описываемая формация проявлена в Лалварском прогибе, в областях развития палеогенового вулканического комплекса. По данным Г.П.Багдасаряна и Р.Л.Мелконяна / 47, 61 /, а также Г.Г.Мирзояна / 228 / и др. здесь выделяются вулканы дацит-липаритового состава в виде субвулканических тел, прорывающих юрскую и эоценовую толщи. Абсолютный возраст альбитизированных липаритов 41±47 млн. лет.

Как отмечалось выше, петрографический состав формации довольно однороден и колеблется в небольшом интервале — липарит-дацит. Характерной особенностью формации является широкое проявление субвулканических, экструзивных и жерловых фаций, формирующих специфический комплекс так называемых "кварцевых порфиров". Петрографически это липариты, липарито-дациты, дациты и реже андезиты-дациты, их лаво- и туфобрекчий, туфы, туфолавы, а также жерловые и эксплозивные брекчий и т.д.

Породы характеризуются порфировой и афировой структурами. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз-

андезин), калиевым полевым шпатом (редко), роговой обманкой, базальтической роговой обманкой, пироксеном. Основная масса кварц-полевошпатового сложения обладает большей частью микро-аплитовой, микрогранитной, микропоякилитовой, фельзитовой и др. структурами. Почти повсеместно к этим комплексам приурочены метасоматические формации пропилитов и вторичных кварцитов.

По петрохимическим особенностям (табл. 3,6.2.1) породы формации принадлежат известково-щелочной ассоциации. Главные петрохимические параметры, высчитанные для формации в целом, показывают, что породы, слагающие данную формацию, относятся к классу пересыщенных SiO_2 пород ($Q = 24,0 \pm 39,6$), умеренно богатых и богатых щелочами ($\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$).

Таким образом, формирование липаритовой формации отвечает специфическим условиям вулканизма, главным образом в определенных участках Присеванской и Мисхано-Зангезурской зон. В одних случаях в составе этих вулканических комплексов преобладают кислые пирокластические и вулканогенно-обломочные фации, слагающие низы среднеэоценового разреза и, по-видимому, являющиеся продолжением ветви дат-палеоэоценовых кислых вулканических комплексов смежных регионов, в пределах Сомхетской глыбы. Они занимают относительно обширные площади на участках, не испытавших больших погружений и характеризующихся вообще слабым проявлением палеогенового вулканизма андезитовой формации.

В других случаях, формация представлена комплексами собственно-лавовых, эксплозивных, экструзивных, жерловых и субвулканических образований дацит-липаритового состава, завершающих среднеэоценовый вулканизм. Они локализованы в участках воздыманий и проявляют тесную пространственную связь с разрывными нарушениями общекавказского - близширотного простирания.

Этим же разрывным структурам подчиняются пространственно тяготеющие к описываемым кислым образованиям серно- и медно-колчеданные месторождения и проявления (Желтореченское, Чернореченское, Тандзутское, Казачий бугор и др.), а также золотое оруденение области.

Становление липаритовой формации связано с заключительными фазами среднеэоценового вулканизма. Формирование ее происходит в условиях консолидации в прибрежно-континентальной среде. Вулканизм характеризуется центральным типом, высоким коэффициентом эксплозивности и, по всей вероятности, связан с не-

Таблица 3.6.2.1

Химический состав пород липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	73,76	0,30	12,54	1,53	0,92	0,12	1,12	1,19	3,59	3,58	0,26	1,32	100,23
2	67,46	0,38	14,41	2,22	1,84	0,13	1,59	2,92	4,25	2,77	0,12	1,48	99,57
3	70,54	0,22	14,62	2,72	1,38	0,17	0,98	2,55	5,08	0,34	0,04	1,04	99,68
4	71,00	0,34	14,64	1,18	1,87	0,04	0,80	2,57	3,70	3,50	0,32	0,60	100,56
5	72,21	0,26	14,11	3,41	0,38	0,10	0,72	1,27	3,03	3,51	0,38	1,22	100,60
6	70,11	0,30	11,14	1,73	0,48	0,06	0,98	3,50	3,50	3,30	0,48	3,37	99,31
7	70,32	0,23	15,22	1,83	1,23	0,11	0,68	2,85	3,80	3,08	0,15	0,60	100,10
8	69,20	0,73	14,83	2,52	1,90	0,05	0,20	1,29	5,60	2,15	0,17	1,40	100,04
9	71,58	0,51	12,84	0,25	2,38	0,06	0,20	1,00	3,80	3,30	0,15	0,60	99,67

Опись анализов. I-4. Липариты субвулканические, П-36, Халабский хр., западное гор. Дилижана; П-45, Халабский хр., г. Сари-Соп; П-49, Намбакский хр., балка Казачий бугор; П-29, Халабский хр., р-н с. Лермонтово /240/; 5. Липарит, обр. 1627, Халабский хр., басс. р. Штогона-джур /III/; 6. Липарит, обр. 78, Базумский хр., Свиныхов ключ /240/; 7. Липарит, обр. 3, субвулканический, Базумский хр., с. Лермонтово /240/; 8. Липарито-дацит, обр. 2258, Ширакский хр., к С от с. Капс /108/; 9. Липарит, обр. 2415, Ширакский хр., с. Кети /108/.

сколько самостоятельными очагами дифференцированной кислой магмы, расположенными в верхних структурных этажах коры.

3.6.3. Габбро-диоритовая формация

Габбро-диоритовая формация проявлена исключительно в экструзивно-субвулканических фациях, формируя дайки, межпластовые залежи, штоки, лополиты в полях развития среднеэоценовых образований.

В своем распространении формация приурочена к Присеванской и Мисхано-Зангезурской зонам, к областям максимальных мощностей эоценовых прогибов / 36 /. Она включает тела габбрового, габбро-диоритового, диоритового составов.

В пределах первой из отмеченных зон описываемая формация развита главным образом в западной части Севано-Ширакского прогиба по Ширакскому, Памбакскому и Базумскому хребтам и детально охарактеризована работами Т.Ш.Татевосяна / 286 /, А.Т.Асланяна / 36 /, К.А.Мкртчяна / 229 /, Р.Т.Джрбашяна / 108 /, С.И.Баласаняна / 68 /.

Отмеченные образования обнажаются в областях развития среднеэоценовой вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщи в виде субвулканических тел площадью до 10 км^2 , прорывающих среднеэоценовые образования на различных ее горизонтах.

Габбро-порфириды, диоритовые порфириды обнажаются в районе гор. Амасия, сс.Полутли, Овуни, Джаджурского месторождения угля, слагают вершины Чатаг, Шим и др., образуя карнизы, остроконечные вершины и т.д. Характерна для пород отчетливо выраженная шаровая и столбчатая отдельность и коричневатобурая, синеватосерая окраска.

Интересен и детально описан выход габбро-диоритов в районе гор. Спитак по Памбакскому хребту / 286 /. Здесь они слагают субвулканическое тело, прорывающее низы среднеэоценового разреза, четко выделяющееся в рельефе. Для пород характерны выделения крупных кристаллов роговой обманки и пироксена размером до 12 см.

В центральной и юго-восточной частях Севано-Ширакского прогиба по Базумскому, Памбакскому, Халабскому, Арегунийскому и Восточно-Севанскому хребтам, в областях преимущественного развития вулканических и вулканокластических фаций, данная формация проявляется менее отчетливо и сложена целым рядом тел

10—513

габбро-, диорит-, диабаз-порфировитового состава различных размеров.

В пределах Вайкского сегмента Мисхано-Зангезурской зоны габбро-диоритовая формация также пользуется широким развитием. Она включает тела, обнажающиеся в верховьях рр. Арпа, Алаз по Вайкскому, Варденисскому хребтам / III, I37 и др. /.

Южнее в пределах Зангезурского сегмента той же зоны формация включает в основном крупные и мелкие штокообразные тела и дайки, прорывающие толщу нижнего и среднего эоцена по Баргушатскому, Пирамсарскому, Зангезурскому и Мегринскому хребтам / IO9, 253 /.

Петрографический состав формации относительно постоянен. Это габбро-порфириты, габбро-диориты, диабазовые порфириты, диоритовые порфириты и др. Породы характеризуются отчетливо выраженной порфировой структурой с полнокристаллической, гипидиоморфно-зернистой, призматически-зернистой структурой основной массы.

Главными минералами-вкрапленниками являются плагиоклаз (андезин-лабрадор), моноклинный пироксен (салит-авгитового ряда), роговая обманка, реже гиперстен и еще реже кварц. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, карбонатом, альбитом.

Химизм серии и петрохимические особенности (табл. 3.6.3.I) приближают данную формацию к известково-щелочной ассоциации (тихоокеанский сильно известково-щелочной тип по А.Ритману / 266 /). Породы, слагающие данную формацию, относятся к классу слабо пересыщенных SiO_2 ($Q = -4,6$ до $I2,5$) и бедных щелочами ($a/c = 0,9-2,5$). Фигуративные точки составов, рассчитанные по А.Заварицкому, располагаются в поле между вариационными линиями Мон-Пеле и Йеллоустонского парка.

К габбро-диоритовой формации С.Б.Абовяном / 4 / относится ряд интрузивов (Северо-Шоржинский, Адатипинский, Западно-и Центрально-Артанышский и др.) в пределах ультраосновных поясов, которые, однако, по своему геологическому положению, петрографо-минералогическим и петрохимическим особенностям заметно отличаются от рассмотренных выше образований. Обычно они слагают массивы небольших размеров - от сотен квадратных метров до $3,7 \text{ км}^2$. По форме это штоко- и пластообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении согласно общему простиранию вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. В отличие от мно-

Таблица 3.6.3.1

Химический состав пород габбро-диоритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	59,64	0,77	17,76	6,72	не обн.	0,06	4,88	3,72	3,30	2,21	не обн.	2,00	100,50
2	53,76	1,02	16,51	4,87	6,28	0,15	2,94	1,51	4,00	1,80	0,65	1,65	100,74
3	53,40	1,10	18,90	3,86	6,35	0,17	3,00	5,95	3,12	0,80	0,60	2,50	100,05
4	49,41	0,96	17,12	4,13	4,60	0,14	6,24	9,17	2,80	1,30	0,24	3,85	100,06
5	56,40	0,90	17,71	3,01	3,74	0,11	2,60	7,16	3,80	2,10	0,25	1,95	100,70
6	53,73	0,60	17,95	4,01	4,60	0,12	3,10	7,03	3,60	1,85	0,10	3,30	100,12
7	46,94	0,70	17,10	2,95	4,51	0,22	5,98	11,60	4,00	0,70	1,61	3,31	99,62
8	46,73	2,15	18,07	3,22	6,56	0,23	4,36	10,47	3,30	0,40	0,22	5,18	100,89
9	48,50	1,11	19,33	3,33	4,97	0,13	4,98	8,49	4,08	0,55	не обн.	4,35	99,62

Опись анализов. 1. Габбро-диорит, Ширакский хр., р-н Джаджурского м-ния угля /36/;
 2. Диоритовый порфирит, обр. 1903, Ширакский хр., перевал к С от с. м.Сариар /108/;
 3. Диоритовый порфирит, обр. 2432, Ширакский хр., к С от Такнали /108/; 4. Габбро-порфирит, обр. 321, Вайк, р-н Азатекского рудного поля /136/; 5. Диорит-порфирит, обр. 958а, Варденисский хр., р-н с. Салли /136/; 6. Диорит-порфирит, обр. 317 а, Вайк, р-н Азатекского рудного поля /136/; 7. Габбро, Северо-Шоржинский массив; колл. С.Б. Абовяна; 8. Габбро, Западно-Артанышский массив, колл. С.Б.Абовяна; 9. Габбро-диорит, Центрально-Артанышский массив /254/.

гофазных массивов мафит-ультрамафитовой формации, массивы габбро-диоритовой (мафит-диоритовой) формации имеют однофазное строение, характеризуются однородностью, простым петрографическим составом (габбро, габбро-диориты, диориты) и редко проявленными жильными породами (диабазы, габбро-пегматиты, анортозиты). Контактное воздействие пород формации на вмещающие породы выражено в ороговиковании вулканогенных пород и в мраморизации известняков.

По своим петрохимическим особенностям (табл. 3.6.3.1) габброиды рассматриваемой формации близки к известково-щелочным ассоциациям. От однотипных пород мафит-ультрамафитовой формации они отличаются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и несколько меньшим - железо-магнетизальных компонентов.

Петрохимические особенности рассматриваемых интрузивов, в отличие от соответствующих пород мафит-ультрамафитовой формации, характеризуются пониженными содержаниями элементов группы железа и повышенными содержаниями Zr, Ga, Sr, Be, B, что, по-видимому, указывает на гетерогенность исходных магм, давших породы самостоятельных интрузивных формаций.

С породами габбро-диоритовой формации связана титано-магнетитовая минерализация, развивающаяся на контакте габброидов с известняками.

3.6.4. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация развита как в пределах Памбак-Зангезурской и Присеванской зон, так и Сомхето-Карабахского мегантиклинория и, как правило, приурочена к области сочленения различных структурно-формационных зон, в блоках с наложенными вулканогенно-флишевыми прогибами меланократового и гранитно-метаморфического типа.

В состав рассматриваемой формации входят Базумский, Ждановский, Тандзутский, Головинский, Атарбежский массивы и цепочки целого ряда мелких интрузивов Гугаркского и Степанаванского районов (Желтореченский, Чернореченский, Урутский, Агаракский, Овнандаринский, Мецзорский и др.), а также Лалварский и Банушский интрузивы северо-западной части Сомхето-Карабахского антиклинория, гранодиориты, граниты поздней "фазы" Цавского интрузива в пределах Кафанского антиклинория.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация северной Армении приурочена к осевой зоне центрального поднятия Севано-Ширакского синклинория и развита вдоль поперечной антикавказской структуры.

Рассматриваемая формация вместе со среднеэоценовой вулканогенной андезитовой формацией, в геолого-тектоническом аспекте, составляют отчетливо выраженную вулканогенно-интрузивную серию. В истории развития области они знаменуют инверсионную стадию развития вторичных эвгеосинклинальных прогибов.

Указанные интрузивные массивы с различной степенью детальности рассмотрены в работах В.Н.Котляра / 173 /, С.И.Баласняна / 64, 68 /, Г.П.Багдасаряна / 48 /, Б.М.Меликсетяна / 212 /, Г.А.Казаряна / 132 /, Р.Л.Мелконяна / 219 / и др.

Возраст интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации определяется по прорыванию смятых в складки вулканогенно-осадочных пород андезитовой формации среднего эоцена и перекрыванию их на Базумском хребте толщей конгломератов с обломками этих пород, датируемых как верхний эоцен / 229, 272 /. По данным С.А.Бекташи / 72 /, гальки пород этой формации обнаружены даже в низах среднеэоценовой толщи Ордубадского прогиба, а также в основании верхнего эоцена Вайкского прогиба у с.Терп. По-видимому, предверхнеэоценовая интрузивная формация имеет более широкое развитие и в Зангезуре вдоль андезитовой вулканической дуги.

Радиологический возраст пород этой формации датируется как предверхнеэоценовый (40 ÷ 46 млн. лет). Базумская группа гипабиссальных (2 ÷ 3 км) интрузивов представлена многофазным Геджалинским массивом площадью 30 км². Остальные интрузивы этой формации представлены однофазными, реже многофазными (с.Тандзут, гор. Дилижан) интрузивными телами, общей площадью 45 км².

В тектоническом отношении интрузивы расположены в ядре Базумской синклинали субширотного простирания и, как правило, приурочены к северо-западным разрывным нарушениям (Кировакан-Дилижанский).

Интрузивы имеют штокообразную, дайкообразную форму, как правило, вытянутые в общекавказском направлении. Наиболее крупный – Геджалинский интрузив имеет полифазно-полифациальное строение.

Первая фаза представлена габбро, габбро-пироксе-

нитами Лермонтовского массива. Среди пород габброидной фазы развиты габбро-нориты, оливинсодержащие габбро, габбро-диориты, шаровые габбро и габбро-пироксениты. Г.П.Багдасарян и З.О.Чибухчян / 62 / выделяют три подфазы: 1) крупнозернистые оливиновые габбро; 2) полосчатые и шаровые габбро; 3) мелко-среднезернистые габбро.

Вторая фаза представлена широко распространенными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцодиоритами и "шлировыми" гибридными диоритами. Последние содержат большое количество эруптивных брекчий, ксенолитов, переработанных до типичных небулитов и агматитов. Агматитовые диориты развиты в виде широкой зоны (мощностью до 0,5-0,6 км) на протяжении 3-4 км. Среди брекчий значительное место занимают вулканогенные породы андезитового состава, а также обломки глубинных метаморфизованных пород.

Третья фаза представлена гранодиоритами, монцодиоритами и гранитами и приурочена к северо-восточной части массива. Широко распространены также породы диоритового состава, подвергшиеся калиевому метасоматозу в эндоконтакте с гранитами.

Из жильно-магматических пород внутри ранней фазы весьма широко развиты граниты, аплиты, плагиоаплиты и аплит-пегматиты. Из даек позднего этапа встречаются лампрофиры и диоритпорфиристы.

Детальная петрографо-петрохимическая характеристика Геджалинского массива приводится в работах С.И.Баласаняна / 64 /, Г.П.Багдасаряна и З.О.Чибухчяна / 62 /. Минеральный состав габброидов представлен низкобарным парагенезисом анортита с оливином и гиперстеном умеренной магнезиальности.

Породы кварц-диоритового ряда характеризуются среднезернистым сложением с гипидиоморфнозернистой структурой, с высоким цветным индексом и значительным количеством в различной степени переработанных ксенолитов. Характерна неустойчивость количественно-минерального состава в ряду кварцевый диорит - гранодиорит.

Для кислых разностей, имеющих розовый, кирпично-красный цвет, характерны крупнозернистое, часто порфировидное сложение с значительно варьирующим содержанием кварца и калишпата.

Характерной особенностью состава породообразующих минералов является: высокая основность плагиоклаза андезитового

и андезин-лабрадорового состава, моноклинный пироксен состава саллита ($f = 25-30\%$), ромбический пироксен состава бронзита, роговая обманка и биотит пониженной железистости ($f = 26-35\%$), несколько высокая железистость оливина. Калиевый полевой шпат относится к низкому и промежуточному ортоклазу (с 12-21% альбитового минала).

Петрохимическая характеристика габбро-диорит-гранодиоритовой формации (табл. 3.6.4.1) в среднем хотя и близка к среднеэоценовой вулканогенной серии андезит-липарит, однако отличается повышенной щелочностью, особенно калиевой. Рассматриваемая формация развивается независимо от габбро-монцонит-сиенитовой раннеорогенной формации Памбакского хребта, хотя в пределах интрузивов Базумского хребта известны фации и тела монцодиоритового состава.

Для Базумской габбро-диорит-гранодиоритовой формации характерны: повышенная магнезиальность и известковистость при $\text{CaO} > \text{MgO}$ и $\text{Fe} / \text{Mg} = 2,6$; пониженная, особенно калиевая, щелочность при постоянном преобладании Na_2O над K_2O , пониженная кремнекислотность ($Q = \text{от } -5 \text{ до } +6 \div 14$); повышенная глиноземистость основных разностей; пониженные щелочно-известковистый ($a/c = 2,0$) и щелочно-основной ($a/b = 0,8$) индексы.

Ведущими процессами формирования серии габбро-диорит-гранодиорит являются процессы субтрактивного типа, проявляющиеся в результате фракционной кристаллизации и дифференциации исходного, вероятно, андезитового расплава в условиях различных субстратов. В ходе дифференциации с повышением кремнекислотности в серии габбро-гранит практически не изменяется содержание Al_2O_3 резко уменьшается MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и увеличиваются отношения FeO / MgO и CaO / MgO . Нарушение комплементарности составов замечается в связи с резким повышением щелочности от габбро к гранодиоритам и гранитам (при переходе от У к I полю щелочности по диаграмме Д.С. Коржинского).

Характерной особенностью развития данной формации является отчетливо выраженная прерывистость (дискретность) эволюции составов исходных расплавов и отсутствие переходных разностей между габброидами, кварцевыми диоритами и гранитами.

Касаясь вопроса о соотношении среднеэоценовой андезитовой

Таблица 3.6.4.1

Химический состав пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	47,05	0,30	16,05	2,15	3,30	0,21	10,22	18,26	0,97	0,18	0,17	1,11	99,97
2	44,55	0,29	11,14	3,15	6,89	0,20	18,89	11,95	0,68	0,17	0,19	1,50	99,60
3	49,94	0,88	21,11	4,55	5,00	0,19	4,15	10,38	2,83	1,04	не обн.	0,60	100,67
4	55,55	0,60	17,25	4,51	5,11	0,18	2,63	8,31	3,50	1,25	0,26	0,70	99,85
5	51,90	0,71	19,45	7,66	4,35	0,19	0,96	9,48	2,92	1,83	не обн.	0,80	100,25
6	60,64	0,37	15,99	5,37	4,64	0,08	1,50	5,39	4,51	2,08	не обн.	не обн.	100,57
7	60,50	0,55	16,36	3,70	3,50	0,14	1,52	5,70	3,80	2,48	0,25	0,95	99,45
8	63,96	0,77	14,12	4,16	2,16	0,04	2,50	2,76	4,22	3,76	0,32	1,06	99,83
9	68,10	0,46	14,94	2,66	2,90	0,13	0,90	2,19	2,90	3,26	не обн.	0,80	99,24
10	72,70	0,17	14,28	0,94	0,79	сл.	0,95	1,30	5,00	3,22	не обн.	1,00	100,35

Опись анализов^х. 1. Габбро шаровое, обр.6114, Лермонтовский массив; 2. Габбро оливиновое, обр.6106, Лермонтовский массив; 3. Габбро, обр.91, Мегринский плутон, Ваграварский выход; 4. Кварцевый диорит, обр. 102а, Базумский массив; 5. Кварцевый диорит, обр.16а, Мегринский плутон, оз.Капут-лич I; 6. Кварцевый диорит, обр.18, Мегринский плутон, оз. Капут-лич I; 7. Гранодиорит, обр.99, Базумский массив; 8. Гранодиорит, обр.89, Базумский массив; 9. Гранодиорит, обр.287, Мегринский плутон, средн. течение р.Мегри-гет; 10. Лейкогранит, обр.138, Базумский массив.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Б.М.Меликсетяна.

и интрузивной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, необходимо отметить следующие существенные особенности.

1. Преобладание в эффузивной формации андезитов и андезит-базальтов, в интрузивной - кварцевых диоритов, гранодиоритов.

2. Однотипные петрографические разности интрузивного комплекса характеризуются по сравнению с эффузивным более повышенной щелочностью (при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), железистостью и пониженной известковистостью.

3. Идентичная комплементарность составов в ряду андезит-диорит и кварцевый диорит-гранит с изломом линий, нисходящих к габбро и базальтам.

4. Характерны пониженная основность плагиоклаза, несколько повышенная железистость цветных минералов, интрузивных членов серии.

Черты различий и преемственности петрографо-петрохимических особенностей разновозрастных эффузивных и интрузивных комплексов позволяют высказать мнение об отсутствии строгого параллелизма между ними, особенно в уровне щелочности (в частности калия).

Все это свидетельствует о значительной роли сиалической коры в процессе взаимодействия исходной андезитовой магмы в парагенезисе рассматриваемой формации.

В южной Армении, в Зангезурском антиклинории, габбро-диорит-гранодиоритовая формация находится в тесных взаимодействиях с габбро-монцонит-сиенитовой формацией и подвергалась интенсивным метасоматическим преобразованиям. Этим объясняется то обстоятельство, что породы габбро-диорит-гранодиоритовой формации выделяются с трудом и не картируются или сохранились в виде фрагментов в Мегринском плутоне (сс. Тагамир, Личк, Калер, г. Калакар). Хотя по резко выраженному щелочно-земельному химизму, геохимическим особенностям, широкому развитию амфиболовых габбро, диоритов, явлениям агматитизации, наличию ксенолитов, автобрекчий, эруптивных брекчий и шпиров, а также процессами габброизации, фенитизации и гранитизации ("монцонитизации") к этой формации должны быть отнесены Восточно-Баргушатская интрузия (Дарабасский, Ковшутский), а также так называемая "адамеллитовая" гибридная фаза Мегринского плутона севернее сс. Вагравар и Агарак в пределах Орлубадской части плутона. По мнению Ш.А. Азизбекова и С.А. Бекташи / 72 /,

они являются ранними домонцонитовыми образованиями.

В последние годы А.А. Джафаров / IO6 / происхождение всех разностей пород монцонит-сиенитового и гранитоидного ряда объясняет тремя этапами развития магматизма и щелочно-кремниевое метасоматоза за счет вулканогенно-осадочного и габбро-диоритового субстрата.

Одной из характерных особенностей рассматриваемой формации являются слабо проявленные процессы метасоматоза. Наиболее отчетливо проявлены экзоконтактные зоны мигматизации и огнейсования туфоосадочных и кварц-липаритовых пород, и диоритизации и ороговикования ($Kb+Am+Pl+Bi$) вулканитов андезитового состава. Характерны также зоны милонитизации как в пределах массива, так и вдоль контактов.

Касаясь минералого-геохимических особенностей пород рассматриваемой формации, отметим широкое развитие магнетита ($c\ 3,6\% TiO_2$), ильменита, сфена, темного апатита, ортита, турмалина, андалузита, рутила, корунда, сфена, а также пирита, гематита и халькопирита.

Наиболее характерной особенностью геохимического облика гранитоидов рассматриваемой формации является повышенное против кларка содержание $Ti, V, Mn, Sc, Cu, Zn, Th, Ce$ и заметно пониженные концентрации $Mo, W, Sn, Be, Li, Rb, Cs$, причем характерные геохимические параметры достаточно устойчивы: $K/Rb = 286$, $Rb/Sr = 0,36$, $Ba/Sr = 1,3$, $Ni/Co = 1,2$, $V/Cs = 25$, $Th/U = 5,0$.

Заметно автономны в геохимическом аспекте, ассоциированные с гранитоидами рассматриваемой формации габброиды. Заметно повышены против кларка в основных породах концентрации Rb, Li, Ba , понижены Cr, Co, Sc, Mo, Zr и Sr с следующими отношениями: $K/Rb = 1200$, $Rb/Sr = 0,4$, $Ba/Sr = 0,8$, $Ni/Co = 1,5$, $V/Cr = 0,5$, $Th/U = 8,0$. Все эти особенности свидетельствуют о значительной роли корового субстрата в петрогенезисе как габброидов, так и гранитоидов.

В пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория интрузивы рассматриваемой формации развиты лишь в активизированном блоке в области сочленения северо-западной части Сомхето-Карабахской и Присеванской зон. В состав формации, как выше было отмечено, входят Лалварский и Банушский интрузивы.

Геологическое положение указанных интрузивов с различной детальностью рассмотрено в работах многих исследователей

/ 36, 67, 132, 219, 258 и др./ . Радиологическое обоснование их возрастного положения обсуждалось Г.П.Багдасаряном / 47 /.

Наиболее полные сведения по петрографической, петрохимической и минерало-геохимической характеристике рассматриваемых интрузивов приведены в работах С.И.Баласаняна / 67 /, Г.А.Казаряна / 132 /, Р.Л.Мелконяна / 219 /.

Возрастное положение указанных интрузивов определяется на основании прорывания отложений лютетского яруса Лалварским интрузивом. Одни исследователи считают Лалварский и Банушский интрузивы автономными и относят их соответственно к третичному и мезозойскому возрасту / 36, 67 и др./, другие, исходя из представлений о связи между указанными интрузивами, считают их разновозрастными - третичными / 47, 132, 219, 258 и др./ . Учитывая ряд геологических факторов, а также результаты их радиологического датирования 37 ± 47 млн. лет, Лалварский и Банушский интрузивы^х нами рассматриваются как предверхнеоценовые / 219 /.

Банушский интрузив представляет собой вытянутое в близширотном направлении дайкообразное тело ($\sim 35 \text{ км}^2$), внедренное в зону долгоживущего Лалвар-Шамлуг-Чочканского близширотного (ВСВ) нарушения. Согласно результатам геофизических исследований (Сорокин и др.), Банушский интрузив, в отличие от других интрузивов Алавердского антиклинория - Кохобского, Цахкашатского и Ахпатского, ни в магнитном, ни в гравитационном поле не отражается и является телом "дайковой формы", внедренным в зону разлома.

Банушский массив представляет собой полифазное, полифазальное образование, в сложении которого участвуют породы трех фаз / 67, 219 /.

Первая фаза представлена габбро и оливиновыми габбро, слагающими отдельные небольшие ($0,2 \div 0,3 \text{ км}^2$) тела, вытянутые в северо-восточном направлении (водораздельные части рр. Бануш и Уч-Килиса).

Вторая фаза сложена широкой гаммой пород - гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, диоритами, при преобладании гранодиоритов. В породах II фазы широко проявлены процессы контаминации.

Третья фаза представлена лейкократовыми грани-

х Далее отмеченные массивы рассматриваются совместно под одним названием.

тами, которые ввиду приуроченности к зоне тектонического нарушения, в отличие от аналогичных пород недалеко расположенного Кохобского массива, представлены дайкообразными телами, размещенными как внутри пород П фазы, так и в их экзоконтактных частях. Лейкократовые граниты лишены следов контаминации.

В минеральном сложении указанных пород принимают участие плагиоклаз (№ 48-84 в габброидах, № 34-22 в гранодиоритах, № 26-8 в лейкократовых гранитах), роговая обманка (в гранодиоритах, $f = 44-52\%$), K-Na полевой шпат (высокий ортоклаз-пертит; в гранодиоритах и лейкократовых гранитах), биотит ($f = 44-52\%$ в породах всех фаз), моноклинный пироксен (салит-диопсид; в габбро I фазы; диоритах и кварцевых диоритах П фазы).

Жильно-магматические образования пользуются незначительным развитием и представлены единичными дайками аплитов и пегматитов, размещенных, как правило, в породах П фазы.

Минеральные парагенезисы гранитоидов Банушского массива относятся в основном к I полю с переходом к У полю щелочности (по Д.С.Коржинскому). Видовой состав аксессуарных минералов Банушского массива резко изменяется от ранней фазы (габбро), характеризующейся примитивным составом при резком преобладании железо-, кальций-, титансодержащих аксессуариев, к поздним фазам, характеризующимся большим видовым разнообразием и, в частности, присутствием ортита, молибденита, касситерита, флюорита / 218 /.

По особенностям химизма (табл. 3.6.4.2) породы Банушского интрузива относятся к известково-щелочным ассоциациям и характеризуются нормальной общей щелочностью (при постоянном преобладании Na_2O над K_2O в породах I и П фаз и близких их соотношениях в лейкократовых гранитах III фазы), пересыщенностью глиноземом в гранодиоритах П фазы и лейкократовых гранитах III фазы.

В процессе формирования интрузива от ранних фаз к поздним в целом отмечается отчетливое возрастание кремнекислотности, увеличение содержаний щелочных алюмосиликатов и возрастание роли калия в сумме щелочей, резкое уменьшение величины полевошпатовой извести, значительное увеличение общей железистости.

Из геохимических особенностей Банушского интрузива следует отметить негативную геохимическую специализацию на Li,

Таблица 3.6.4.2

Химический состав пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации
(Лалвар-Банушский интрузив)

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Собщ.	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	51,64	0,83	19,30	3,29	5,75	0,19	4,90	9,44	2,70	1,25	0,18	не опр.	0,18	0,88	100,53
2	55,16	0,89	18,67	4,62	3,41	0,13	3,44	7,00	4,10	2,30	не опр.	не опр.	не обн	0,56	100,28
3	65,44	0,33	15,55	2,62	1,80	сл.	1,42	3,70	4,40	3,10	не опр.	не опр.	0,74	0,38	99,48
4	66,24	0,42	15,05	1,60	2,48	0,05	1,12	3,32	3,37	2,70	0,09	0,31	0,56	2,12	99,44
5	67,53	0,53	16,09	2,10	3,06	0,05	1,18	3,43	3,50	2,70	0,18	0,20	0,22	0,16	100,93
6	74,44	0,22	13,61	2,34	0,14	сл.	0,30	0,63	3,70	4,00	не опр.	не опр.	0,10	0,62	100,10
7	76,67	0,11	13,42	0,89	0,14	сл.	0,20	0,42	3,60	3,30	не опр.	не опр.	0,12	0,72	99,59
8	77,52	0,11	11,04	2,59	0,29	сл.	0,40	0,56	3,30	3,70	не опр.	не опр.	0,06	0,53	100,10

Опись анализов^х. 1. Оливиновое габбро, обр.226, восточная эндоконтактовая часть массива; 2. Диорит, обр.343, истоки р.Бануш; 3. Гранодиорит, обр.353, Лалварский массив; 4. Гранодиорит, обр.764, Лалварский массив; 5. Гранодиорит, обр.363, Лалварский массив; 6. Гранит лейкократовый, обр.248, к СЗ от ур.Уч-Килиса; 7. Гранит лейкократовый, обр.221, к СЗ от ур. Уч-Килиса; 8. Гранит лейкократовый, обр. 292, верховья р.Бануш.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Р.Л.Мелконяна.

Rb, Tl, отсутствие металлогенической специализации на Cu, Pb, Zn, металлогеническую специализацию на Sn (до 12 г/т) лейкократовых гранитов / 219 /. В целом необходимо отметить, отчетливые различия в петрографо-минералогическом, петрохимическом и геохимическом составе между породами различных фаз, являющиеся отражением, по-видимому, относительной петрогенетической их автономности.

Вопрос петрогенезиса габбро-диорит-гранодиоритовой формации решается исходя из тесных пространственных и генетических связей со среднеэоценовой андезитовой формацией, производной основной магмы, при значительной роли процессов взаимодействия и массообмена с породами кристаллического субстрата, особенно на поздних стадиях его формирования.

Металлогеническая роль габбро-диорит-гранодиоритовой формации довольно однообразна и скудна. Это преимущественно контактово-метасоматические и гидротермальные железорудные (Разданское, Базумское и др.) и гидротермальные медно-гематитовые месторождения (Якшатова балка), возможно группа медных месторождений Анкадзорского рудного поля.

3.7. Ряд верхнеэоцен-нижеолигоценовых формаций

3.7.1. Базальт-трахиандезитовая формация

Формация выделена в Присеванской, Мисхано-Зангезурской тектонических зонах Армении, а также в соседней Сомхето-Карабахской зоне на территории Азербайджана. В пределах каждой из зон она пользуется ограниченным распространением, подчиняясь развитию верхнеэоцен-олигоценовых (?) толщ в остаточных прогибах и тяготеет к разломам близмеридионального и близширотного простираний.

В Сомхето-Карабахской тектонической зоне базальт-трахиандезитовая формация локализована в пределах наложенного на мезозойский субстрат Казахского прогиба и детально охарактеризована работами Р.Н.Абдуллаева / 1 / и Ф.Г.Аскерова (1966). По данным указанных исследователей, формация включает вулканические комплексы в собственно-лавовой, пирокластической и субвулканической фациях (мощностью до 200 м), представленные цеолитовыми трахиандезитами, трахиандезито-базальтами, а также цеолитовыми трахидолеритами, трахибазальтами и т.д. Они приурочены здесь к разломам северо-восточного и близмеридионального простираний.

В пределах Севано-Ширакского прогиба (Присеванская тектоническая зона) базальт-трахиандезитовая формация сосредоточена в его центральном и юго-восточном сегментах по Памбакскому, Базумскому, Халабскому, Арегунийскому хребтам. Она характеризуется относительно ограниченным распространением в остаточных верхнеэоценовых прогибах, подчиняясь границам "памбакской свиты".

Характерные разрезы, составленные К.А.Мкртчяном / 229 /, О.П.Елисеевой и Р.Т.Джрбашяном / III/, отражают сложное строение толщи мощностью от 650 м до 1 км с развитием собственно лавовых и вулканокластических фаций, отличающихся хаотическим нагромождением вулканического материала без отчетливой отсортированности. Потоки лав, агломератов, лавобрекчий, меньше туфов и туфобрекчий представлены оливиновыми базальтами, гиа-лобазальтами, андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами и их грубообломочными пирокластами, а также дацитами, липаритами, трахилипаритами и т.д. Роль лавовых фаций в верхних частях разреза заметно возрастает. Широко развиты субвулканические фации тех же пород в виде даек, межпластовых залежей, штокообразных тел и вулканических куполов.

Осадочные фации пользуются ограниченным развитием в основании разреза в виде пачки конгломератов, песчаников, глин мощностью до 40 м, или же слагают отдельные прослои туфопесчаников, туфов основного состава в средних частях разреза.

Субвулканические и экструзивные фации в виде межпластовых залежей, даек, экструзий, субвулканических тел, вулканических куполов проявляют значительное разнообразие и распространены неравномерно. Среди них, по данным указанных исследователей, отмечаются оливиновые базальты, долериты, трахиандезиты, бостониты, трахиты, липариты, трахилипариты и т.д.

В пределах центральной части Мисхано-Зангезурской зоны к базальт-трахиандезитовой формации верхнего эоцена-олигоцена (?) нами относятся вулканические комплексы восточной и центральной частей Арпинского прогиба (амулсарская, агаракадзорская свиты). Комплекс мощностью до 1 км слагают преимущественно эффузивные и эксплозивные образования - оливиновый базальт - андезитового состава и их пирокластические аналоги, обнажающиеся в верховьях рр. Арпа, Терп, Элегис / III/.

Южнее, в пределах Зангезурского сегмента этой зоны к базальт-трахиандезитовой формации относятся вулканические и

вулканокластические образования, выделенные в гехакарский комплекс / IO9 /. Они обнажаются по Зангезурскому и Баргушатскому хребтам в верховьях рр. Сисиан, Дастакерт и Гехи.

В обоих участках формация имеет ограниченное распространение, занимает одинаковое стратиграфическое положение в верхах палеогенового разреза, характеризуется аналогичными фациальными особенностями и вещественным составом слагающих комплексы пород от оливиновых базальтов до липаритов и трахилипаритов. В пределах рассмотренных областей вулканизм характеризовался трещинным и центральным типом извержений.

Петрографический состав пород, слагающих формацию, отличается большой пестротой — это оливиновые базальты, гиаобазальты, трахибазальты, трахидолериты, двупироксеновые, пироксеновые, пироксен-роговообманковые, плагиоклазовые андезиты, трахиандезиты, а также дациты, трахиты, липариты, трахилипариты и т.д. Широким развитием пользуются средние и основные разновидности пород.

Отличительной особенностью вещественного состава пород является появление вкрапленников оливина (псевдоморфозы) и роговой обманки в породах основного-среднего ряда, а также биотита в кислых породах, наряду с моноклинным, ромбическим пироксеном и плагиоклазом. В целом отмечается резко повышенное ($\sim 6\%$) содержание вкрапленников в породах. Основная масса характеризуется интерсертальной, гиаиновой, долеритовой, гиалопилитовой, трахитовой, пилотакситовой, бостонитовой, фельзитовой, флюидальной структурами.

Формирование вулканических комплексов происходило в прибрежно-континентальных и наземных условиях, чем и объясняется ее красноцветное перерождение, сочетающееся с процессами новообразования цеолитов, агата, хлорита, которые выполняют многочисленные пустотки в породах.

По особенностям химизма породы формации (табл.3.7.1.1) относятся к субщелочной ассоциации (тихоокеанский средний известково-щелочной тип по А.Ритману / 266 /). Она характеризуется насыщенным и слабо пересыщенным SiO_2 ($Q = -7,5$ до $31,9$) составом пород с нормальной и несколько повышенной щелочностью при равных соотношениях Na_2O и K_2O или несколько повышенных значениях K_2O .

Становление пород базальт-трахиандезитовой формации в условиях возросшей жесткости корн связано, по-видимому, с оча-

Таблица 3.7.1.1

Химический состав пород базальт-трахиандезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	54,66	0,49	19,55	5,50	1,76	0,18	1,85	7,25	3,16	2,80	0,75	1,30	99,25
2	46,62	0,86	16,79	4,80	5,20	0,12	4,95	14,01	2,14	0,92	1,81	2,50	100,72
3	53,18	0,33	21,25	2,18	3,06	0,18	2,36	8,16	4,20	3,30	не обн	2,48	100,55
4	51,38	1,08	17,81	3,32	4,06	0,09	3,36	7,36	3,78	2,72	2,03	2,29	99,58
5	49,10	0,62	19,05	4,40	5,69	0,22	5,27	9,53	2,47	2,25	0,16	3,01	100,77
6	55,63	0,12	18,37	6,30	1,62	0,18	1,58	6,24	3,25	2,75	2,00	2,52	100,56
7	57,72	0,45	15,86	4,43	3,36	0,09	2,38	6,51	3,37	2,50	1,22	2,00	99,89
8	56,25	0,90	18,80	3,69	3,16	0,11	2,50	4,15	4,10	5,20	1,40	не обн.	100,26

Опись анализов. 1. Трахиандезито-базальт, обр. 587, Базумский хр., бассейн р. Чанахчи, колл. Р.Т. Джрбашьяна; 2. Базальт, обр. 20, Арегунийский хр., с. Тохлуджа /III/; 3. Трахиандезит, обр. 619, Памбакский хр., центр. часть, колл. Г.П. Багдасаряна; 4. Трахиандезито-базальт, обр. 515, Вайк, левобережье р. Арпа /III/; 5. Андезито-базальт, обр. 688, Вайк, правобережье р. Арпа /III/; 6. Оливиновый андезито-базальт, обр. 3254, Баргушатский хр., бассейн р. Дали /IO9/; 7. Оливиновый андезит, обр. 3257, Баргушатский хр., к юз от с. Арвис /IO9/; 8. Трахиандезит, обр. 3074, Мегринский хр., р. Гюмур /IO9/.

гами недифференцированной, насыщенной кремнеземом оливиновой толеитовой магмы.

3.7.2. Габбро-монцонит-граносиенитовая формация

Рассматриваемая интрузивная формация по петрографо-петрохимическим особенностям массивов, объединяемых в единую довольно сложную формацию, является наиболее широко распространенной в пределах Мисхано-Зангезурской зоны.

В разные годы интрузивы этой формации достаточно подробно описаны в работах А.И.Адамяна / 13, 14 /, А.А.Арапова / 28 /, Ш.А.Азизбекова / 19, 21, 22 /, Г.П.Багдасаряна / 45, 48 /, О.П.Гуюмджяна / 105 /, А.Л.Додина / 115 /, В.Г.Грушевого / 102 /, А.А.Джафорова / 106 /, М.А.Литвин (1947), Б.М.Меликсетяна / 208, 209 /, С.А.Мовсисяна / 234 /, С.С.Мкртчяна / 230 /, Т.Ш.Татевосяна / 289 / и многих других исследователей.

Следует также отметить, что в пределах Центрального сегмента Средиземноморского подвижного пояса рассматриваемая формация наиболее широкое развитие имеет в пределах Мисхано-Зангезурской зоны.

По масштабам проявления интрузивы данной формации в пределах Мисхано-Зангезурской зоны составляют $2/3$ площади всех интрузивов – более 600 км^2 . Наиболее крупным из массивов является восточная часть Мегринского плутона, сложенная весьма пестрой гаммой пород от оливиновых габбро до монцонитов, сиенитов и граносиенитов, с широко распространенными высокотемпературными процессами магнезиального и щелочного метасоматоза. Несколько меньшее распространение имеют интрузивы этой формации в пределах Баргушатского хребта, где слагают около 20% площади интрузивов. Наибольшие интрузивы известны в восточном Вайке. Если в южной части рассматриваемой зоны габбро-монцонит-граносиенитовая формация имеет столь значительное распространение, то в северной части – в Памбакском рудном районе, она слагает лишь небольшую часть интрузивов – Ахавнадзорский массив, Ванадзорский, Моллакишлагский, Меградзорский и ряд весьма мелких интрузивных тел. Общая площадь интрузивов, объединяемых в объем данной формации, около 1000 км^2 .

Возраст интрузивных массивов габбро-монцонит-граносиенитовой формации большинством последователей определяется как верхнеоцен-нижнеолигоценовый / 14, 230 и др. /. Интрузивы про-

рывают повсеместно вулканогенную толщу среднего эоцена и в ряде участков (Джермук, Амулсар, Баргумат, Памбак) вулканисты верхнего эоцена. Исследованиями Р.Х.Гукасяна и Б.М.Меликсетяна / IOЗ/ среди интрузивов Зангезура выделена габбро-монцонит-граносиенитовая формация с абсолютным возрастом 37±38 млн. лет и гранит-гранодиоритовая с возрастом 22±24 млн. лет. Ранее большинство исследователей формирование многофазных интрузивных комплексов рассматривало как разновозрастные. Отдельные исследователи на основании анализа геолого-тектонических данных относили габбро-монцонитовую формацию к миоцену (И.Г.Магакян, С.А.Мовсесян), олигоцену (К.Н.Паффенгольц, Ш.А.Азизбеков) и даже к доюрскому (А.Т.Асланян) и палеозойскому возрасту (П.С.Саакян).

Характерной особенностью тектонической позиции многофазных интрузивных массивов габбро-монцонит-граносиенитовой формации является приуроченность к зонам долгоживущих глубинных разломов (Гиратахский, Анкаванский) в антиклинорных горстовых структурах с близкорасположенным кристаллическим фундаментом. Интрузивные массивы Зангезура приурочены к Южно-Сюникской шовной антиклинали вдоль Гиратахского разлома, а Ахавнадзорский массив на севере вдоль Мармарикского глубинного разлома на границе Цахкуняцкого антиклинория и Памбакского синклинория. Вдоль рассматриваемых шовных структур развиваются наложенные вулканогенные грабен-прогибы с преимущественно субшелочным и щелочным калиевым уклоном вулканизма (трахиандезитовая и трахиандезит-фенолитовая формации).

В связи с тем, что габбро-монцонит-граносиенитовая формация имеет столь широкое развитие, представляется целесообразным более подробная характеристика слагающих ее массивов.

По строению массивы имеют крайне пестрый и неоднородный состав. Для главных интрузивов (Мегринский, Арамаздский, Ахавнадзорский) устанавливается следующая последовательность формирования:

П е р в а я ф а з а: габброиды оливиновые; субфаза оливинитов и пироксенитов и других ультраосновных дифференциатов преимущественно аккумулятивного типа развиты в пределах центральной части массива. В настоящее время габброиды представлены останцами в кровле монцонитового интрузива и расположены по линии г.Гелджик - г.Пальчихлу - г.Калакар - с.Вартанадзор - гор. Мегри и далее в Иран. Характерной особенностью

первичной габброидной интрузии является проявление в ней поздних наложенных процессов щелочного метасоматоза с проявлением ортоклазовых, биотитовых габброидов, реже эссекситов с фельдшпатоидами. Отдельные исследователи преувеличивают роль метасоматоза. Так, А.А. Джафаров /106/ процессами наложенного щелочного метасоматоза объясняет происхождение всей гаммы пород монцониитоидного и щелочно-сиенитового рядов.

Минеральные парагенезисы габброидов представлены низкобарной ассоциацией анортита с магнезиальным оливином ($F_0 = 66-70\%$), авгитом, реже гиперстеном и роговой обманкой с несколько повышенной железистостью ($f = 35-50\%$). Необходимо также отметить, что оливинитовые магнетитовые породы с характерной сидеронитовой структурой имеют высокотемпературный парагенезис магнезиального оливина ($F_0 = 85\%$) с титано-магнетитом и более низкотемпературный наложенный парагенезис ильменит-магнетит.

Вторая интрузивная фаза представлена монцониитоидами с заметными вариациями количественно-минерального и химического состава, а также частными и быстрыми сменами текстур и структур (монцонитовая, пойкилитовая, гипидиомофнозернистая).

Третья фаза представлена различными гранитоидами, варьирующими по составу от ортоклазовых кварцевых диоритов до гранодиоритов и граносиенитов.

Общими особенностями петрографии Мегринского плутона является присутствие неравновесных парагенезисов I и II поля щелочности гранитоидов. Так, совместно с 35-45% калишпата присутствует 30-40% андезин-лабрадора и моноклинового пироксена и биотита, хотя в составе химических минералов, безусловно, превалирует обыкновенная роговая обманка, представленная как магматической, так и метаморфической генерациями.

Среди монцониитоидных пород, варьирующих по составу от габбросиенитов до монцосиенитов и банатитов, выделяются две главные генетические серии:

I. Монцониты магматического происхождения характеризуются резкими интрузивными контактами, телами дополнительных интрузивов, наличием типичных "монцонитовых" структур, однотипным парагенезисом 30-40% андезин-лабрадора с 35-45% высокого ортоклаза, моноклинового пироксена (обычно амфиболизированного) и биотита. Кроме того встречаются разности с магнези-

альным оливином, гиперстеном, нефелином и кальситом, редко с кварцем.

Анализ структурно-минеральных групп показывает наличие двух генераций ортоклаза, амфибола и биотита, причем поздние их генерации весьма часто приурочены к мелким трещинам отдельности монцонитов. В данном генетическом типе монцонитов устанавливаются ксенолиты диоритизированных вулканитов и габброидов ранней фазы, а среди рвущих тел монцонитового состава характерны также микромонцониты.

Все эти особенности монцонитов магматического генезиса свидетельствуют о кристаллизации из исходного гибридного расплава.

2. Монцониты метасоматического типа характеризуются крупно-неравномернозернистой, иногда пегматоидной структурой. Выделяются две структурно-минеральные ассоциации: а) грубозернистая пойкилитовая: Ам+Пл (№ 50+55) +Би+Кш и б) мелкозернистая пойкилитовая: Ам+Пл (№ 30+32) +Би+Кш+Кв+Пи. Пироксен всегда реликтовый.

Метасоматическая разность монцонитов образуется в результате щелочного метасоматоза ранней щелочной стадии монцонитизации габброидных пород, выраженной калишпатизацией и биотизацией. Отчетливо отмечаются переходы от ортоклазовых, эссекситовых габбро к габбро-сиенитам и монцонитам. Однако отсутствуют кварцсодержащие монцониты. Необходимо подчеркнуть широкое развитие метасоматических монцонитоидов в районах развития оливиновых и пироксен-амфиболовых габброидов.

Кроме явлений "монцонитизации" среди пород данной формации широко развиты процессы амфиболизации. Значительные масштабы проявлений метасоматических процессов наиболее широко проявлены в Мегринском плутоне.

Переходя к петрохимическим особенностям (табл.3.7.2.1) габбро-монцонит-граносиенитовой формации, следует подчеркнуть, что оливин-габброидная фаза характеризуется резко выраженной недосыщенностью кремнеземом ($Q = -5\div-30\%$), повышенной, особенно калиевой, щелочностью ($a = 6\div10$, $n = 60\div65$), непостоянством щелочно-известкового индекса ($a/v = 0,5\div0,8$) и заметно повышенной железнитостью ($a/b = 35\div45\%$).

Для поздних фаз - монцонитового и граносиенитового состава характерны:

I. Непостоянство отношения Na_2O / H_2O , варьирующего от

0,9-I в монцонитах и сиенито-диоритах до 0,8 в граносиенитах.

2. Постоянная повышенная известкоистость и присутствие избытка CaO , повышенная щелочность ($a/c = 5,6$).

3. Недосыщенность пород SiO_2 ($Q = -15; +15$) и нередко Al_2O_3 , однако последний редко образует избыток, что находит свое отражение в высокой основности плагиоклаза и высокой глиноземистости цветных минералов.

4. Постоянно повышенный параметр "е" - фермической составляющей и высокая магнетиальность ($m' = 35-45$), при $a/b = 0,9$.

Характерной особенностью минерального состава пород, составляющих габбро-монцонит-граносиенитовую формацию, является наличие неравновесных минеральных парагенезисов и повсеместно развитые реакционные взаимоотношения как салических, так и фермических минералов.

В целом породы монцонитоидного ряда относятся ко II полю щелочности, граносиениты и сиениты - к III и IV полям щелочности (по Д.С. Коржинскому).

Каликатроный полевой шпат представлен промежуточным ортоклаз-пертитом ($-2V = 64,5^\circ$) с 31% альбитовой составляющей. Поздний калишпат представлен анортотом с $2V = -54^\circ$. Плагиоклаз в зависимости от основности пород варьирует от анортита (№ 88-92) в оливиновых габбро до андезит-лабрадора (№ 40-56) в монцонитоидах и до андезит-олигоклаза в гранитоидах (№ 30-33). Оливин представлен магнетиальной разностью (Fe_{60-70}), гиперстен с 60-70% энстатита. Моноклинный пироксен представлен авгитом и диопсид-авгитом пониженной железистости. Биотит ранней генерации представлен более магнетиальной разностью ($f = 25-33\%$), а поздний - более железистой ($f = 54-62\%$).

Характерной особенностью видового состава аксессуарных минералов является широкое развитие группы кальциево-редкоземельных минералов (ортит, сфен, апатит) и железо-титановых минералов (магнетит, ильменит), а также пирокона, монашита и торита. Из сульфидных аксессуаров характерны - халькопирит, пирит, галенит, молибденит.

В геохимическом аспекте оливин-габбровая фаза имеет ряд специфических черт, во-первых, отличается высокой концентрацией некогерентных элементов Ti , Rb , Ba , Sr , а также Li , Ni , V , Sc , TR , Cu , Th (при $\text{K/Rb} = 400$, $\text{Rb/Sr} = 0,1$, $\text{Ni/Co} = 4,2$; $\text{V/Cr} = 0,8$; $\text{Th/U} = 5,4$), во-вторых, пониженным содержанием Cr , Pt , Mn и халькофильных элементов.

Таблица 3.7.2.1

Химический состав пород габбро-монцитит-граносиенитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	49,16	0,90	13,94	9,04	5,68	0,28	4,16	10,65	2,64	2,32	сл.	0,20	98,97
2	44,67	1,08	16,46	5,73	7,95	0,26	8,07	12,18	1,50	0,75	0,34	1,57	100,56
3	40,12	0,68	19,18	8,48	5,12	0,10	8,00	14,60	1,48	0,77	0,20	1,40	100,13
4	55,50	0,65	16,56	2,88	4,76	0,28	2,80	6,56	4,22	3,60	0,40	0,45	98,66
5	56,72	0,62	18,18	2,84	2,84	0,21	3,15	5,10	4,04	6,25	0,13	0,52	100,60
6	58,26	0,28	20,56	2,04	2,86	не обн.	1,23	3,08	3,50	7,00	0,07	0,63	99,51
7	62,08	0,80	16,70	3,28	2,55	0,10	0,73	4,08	4,20	5,00	не обн.	0,88	100,40
8	53,88	0,58	24,11	3,44	2,50	0,14	2,17	6,12	4,25	1,69	не обн.	0,80	99,68
9	56,70	0,40	10,91	9,69	6,53	0,09	2,54	1,19	3,13	6,89	не обн.	1,50	99,57
10	67,34	0,45	17,43	2,63	1,43	0,07	сл.	2,45	3,45	4,15	0,10	не обн.	99,50
11	56,71	0,10	18,08	3,37	3,57	0,12	3,02	5,79	4,35	4,15	0,08	1,64	100,98
12	56,85	0,65	19,38	2,50	2,10	0,14	1,36	5,67	4,70	4,40	0,70	0,80	99,25
13	58,60	0,45	17,56	2,59	2,10	0,14	2,30	5,30	4,40	4,42	0,35	0,90	99,11
14	60,04	0,51	18,56	2,50	2,19	0,07	2,44	4,56	3,46	3,58	не обн.	1,95	99,86
15	70,10	0,30	16,45	1,97	1,95	0,10	0,12	3,60	3,90	2,40	не обн.	не обн.	100,89

Опись анализов^х. 1. Габбро-эссексит, обр.325, Ахавнадзорский массив; 2. Габбро шаровое оливиновое, обр.2, Мегринский плутон; 3. Габбро-микроксенит, обр.2774, Мегринский плутон, Калакар; 4. Монцитит, обр.314, Ахавнадзорский массив; 5. Монцовиенит, обр.323, Ахавнадзорский массив; 6. Монцогранодиорит, обр.307а, Ахавнадзорский массив; 7. Монцогранодиорит, обр.307б, Ахавнадзорский массив; 8. Монцодиорит, обр.10, Мегринский плутон, г.Багцсар; 9. Сиенодиорит кварцевый, обр.60, Мегринский плутон; 10. Микромонцитит, обр.362, Мегринский плутон; 11. Монцитит кварцевый, обр.511, Мегринский плутон, колл. Сухорукова; 12. Граносиенит среднезернистый, обр.269, Ахавнадзорский массив; 13. Граносиенит мелкозернистый, обр.266, Ахавнадзорский массив; 14. Граносиенит порфировидный, обр.42, Мегринский плутон; 15. Граносиенит среднезернистый, обр.50, Мегринский плутон.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Б.М.Меликсетяна.

В геохимической специализации габбро-монцонит-граносиенитовой формации в целом присуща двойственность – одновременно повышена роль элементов группы железа – Ti, Ni, Co, Mn, V, Sc, а также TR(Ce), Th, Cu, Zn, Sr, В. Не характерны: Sn, W, Be, Y, F, Mo, Rb, Cs, их концентрации близки к габброидам.

В целом петрогеохимические особенности пород ранних фаз, более тесно взаимосвязанных друг с другом, заметно отличаются от таковых поздней гранитоидной фазы, характеризующейся более отчетливой петрогенетической автономностью.

Проблема петрогенезиса габбро-монцонит-граносиенитовой формации весьма сложна. Наиболее характерной чертой рассматриваемой формации является появление в ранних фазах оливиновых габбро и тесная ассоциация с последними монцонитоидных и сиенито-диоритовых пород. В целом для всей серии характерно наличие пород повышенной основности и щелочности, особенно калия. Проведенные исследования позволяют склониться к мысли о связи габбро-монцонит-граносиенитовой формации с первичной щелочной оливин-базальтовой магмой. В то же время при формировании этого комплекса определенную роль играют процессы гибридизма и ассимиляции на ранних этапах дифференциации в гранито-метаморфическом субстрате, на поздних – пород кровли – вулканитов среднего состава, а также процессы щелочного калиевого метасоматоза, приводящие к появлению "монцонитизированных" пород за счет ранних габброидов и диоритов. Кроме того отчетливо проявлена связь с субщелочной базальтоидной серией, установленной недавно в Зангезуре.

Металлогеническая роль данной формации довольно скромна. Помимо гистеромагматических титано-магнетитовых и апатит-магнетитовых месторождений известны средние по масштабам гидротермальные месторождения медно-молибденовой и полиметаллической формаций.

3.7.3. Трахиандезит-фонолитовая формация

Трахиандезит-фонолитовая формация верхнеэоцен-олигоценового возраста проявлена в пределах Присеванской эвгеосинклинальной зоны в гребневой части Памбакского (Тежсар) и Базумского (Гарнасар) хребтов.

Тежсарский эффузивно-интрузивный щелочной комплекс центрального типа достаточно детально охарактеризован В.Н.Котляром

/ 173/, Г.П.Багдасаряном /46/, Б.М.Меликсетяном /210/, Р.Т.Джр-
башяном /112/, Р.Г.Геворкяном /92/, Г.Е.Кочиняном /175/ и др.

Тежсарский щелочной вулканический комплекс контролируется зоной сопряжения Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания и Уляшникского поперечного СВ нарушения в области фьорланда - со-
членения Цахкуняцкого древнего горст-антиклинория с Памбакским палеогеновым прогибом. Щелочные вулканические и пирокластические породы слагают толщу мощностью 600 м, "захатую" между центральным интрузивным штоком и коническим интрузивом с центри-
клинальным залеганием под углом 25-45°. В работах ряда иностран-
ных авторов они именуются "центральными вулканическими по-
родами". Довольно крупный блок щелочных эффузивов в виде остан-
ца или "пробки" обнажается в средней части центрального штока. В долине р.Такарму щелочные эффузивно-пирокластические образо-
вания несогласно залегают на складчатом основании известково-
щелочных вулканитов среднего эоцена. Верхняя возрастная грани-
ца прямыми геологическими наблюдениями не устанавливается. Со-
гласно результатам радиологических определений, возраст форма-
ции - 38 ± 2 млн.лет.

Щелочная эффузивная толща мощностью 600 м залегает в ви-
де широкой кольцеобразной полосы площадью 15 км², сложенной
тремя, примерно равными по мощности, пачками (снизу вверх):

1. Трахиандезитовой - сложенной туфобрекчиями, туфопе-
счаниками, лавобрекчиями и потоками щелочных трахиандезитов. Значительное место занимают пластовые залежи щелочных базаль-
тоидов и дайки лампрофиров.

2. Трахитовой - представленной туфобрекчиями, лавобрек-
чиями, туффитами, туфолавами, а также потоками и дайками ще-
лочных санидиновых, сиотитовых и лейцитовых трахитов.

3. Лейцит-фенолитовой или, как чаще называют, эпилей-
цит-порфировой пачкой, состоящей из туфобрекчий, лавобрекчий
и потоков эпилейцитовых порфиров, лейцитовых фенолитов, бос-
тонитов, трахифенолитов, лейцитолитов, лейцитифиров.

В составе вулканогенно-пирокластической толщи встречаются основные щелочные породы: калиевые андезит-базальты, теф-
риты и еще реже - базаниты, шшониты и лейцититы. Большое
распространение имеют, особенно в верхней свите, субвулкани-
ческие дугообразные тела (дайки, силлы) эпилейцитовых порфи-
ров, слагающие два неполных кольца: а) кольцевые дайки внеш-
него кольца мощностью 10-40 м с радиусом кривизны 80-90°;

б) кольцевые дайки внутреннего кольца мощностью 5-20 м с радиусом кривизны 45-60°.

Гарнасарский выход щелочных пород площадью 12 км² представляет собой субвулканическое лакколитообразное тело, приуроченное к свите субщелочных андезитов верхнего эоцена и подстилаемой мощной толщей щелочноземельных вулканических пород лютетского яруса.

В структурном отношении Гарнасарский лакколит приурочен к системе северо-восточных разрывных нарушений, к участку ундуляции шарниров Базумского и Бабаджанского синклинориев.

Для гарнасарских щелочных пород характерна смена мелко-среднезернистых разновидностей бостанитовыми. По составу они близки к трахитам афанитового сложения с резким преобладанием калишпата над плагиоклазом. А.И.Адамян и К.А.Мкртчян /15/ гарнасарские трахиты описывали как "армениты", учитывая их резко выраженный калиевый химизм.

Характерной особенностью проявления щелочного вулканизма Памбакского и Базумского синклинориев является приуроченность к этапу консолидации среднеэоценовых складчатых структур. Вулканизм в этих условиях протекал в субмаринных, частью континентальных условиях.

Касаясь петрографической характеристики щелочных вулканитов трахиандезит-фонолитовой формации, следует подчеркнуть уникальный набор вулканических и пирокластических пород как на Малом Кавказе, так и в СССР в целом.

В составе трех выделенных свит принимают участие лавовые, дайковые, силловые и преобладающие по объему пирокластические породы: вулканические брекчии, лавобрекчии, туфы, реже туфопесчаники. Петрографическая характеристика эффузивных, вулканокластических и субвулканических образований приводится в работах Г.П.Багдасаряна /46/; Б.М.Меликсетяна, Р.Т.Джрбашяна /112, 210/.

Щелочные базальтоиды имеют сравнительно ограниченное развитие и представлены калиевыми базальтами, трахиандезито-базальтами, тефритами, реже лейцитовыми тефритами, базанитами и лейцититами и лампрофирами эссекситового, монцонитового и сиенитового состава. Это меланократовые, часто измененные породы темного цвета с порфировой или полнокристаллической структурой.

В минеральном составе пород в различных количественных

соотношениях участвуют преобразованный в илдингсит оливин, плагиоклаз (№ 60-70), авгит, диопсид-авгит, калишпат, титанистый биотит и баркевикит.

Щелочные трахиандезиты представлены туфобрекчиями и лавовыми разностями. В туфобрекчиях щелочных трахиандезитов хорошо видна обломочная структура с размером обломков от долей до нескольких сантиметров, реже до 1 м. Туфобрекчиям часто подчинены отчетливо слоистые туфы и туфопесчаники, реже туффиты. Обломки резко угловатые, по составу близки к трахитам и трахиандезитам, реже встречаются обломки сланцев и древних гранитоидов. В составе цемента, как правило, уступающего в объемных соотношениях, видны обломки кристаллов щелочного полевого шпата, плагиоклаза и бурого стекла. Части пузырчатые шлаковые обломки. Структура цемента пирокластическая, иногда груботрахитоидная, а в разностях, близких к лавобрекчиям, также трахитоидно-микролитовая и порфировая. Кроме санидина, плагиоклаза и биотита, отмечаются осколки кристаллов кросита. Цементирующая масса чаще, чем обломки, изменена и пропитана кальцитом. Лавовые и дайковые разности трахиандезитов различаются мелкозернистой, иногда афанитовой структурой основной массы. Породы порфировые; вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 50-52), санидином, баркевикитом и авгитом. Часто породы изменены: альбитизированы, серицитизированы и т.д. Потоки мощностью не более 5 ÷ 6 залегают среди туфобрекчий и, как правило, не имеют значительной протяженности.

Щелочные трахиты по составу довольно разнообразны. Среди лавовых разностей выделяются санидиновые, биотитовые и роговообманковые, реже лейцитовые разности. Это преимущественно лейкократовые порфировые породы с трахитоидной, бостонитовой и фельзитовой структурой. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом (№ 36), санидином, биотитом с 35% железисто-титанового компонента, амфиболом, типа керсутита, баркевикитом, редко диопсид-эгирином и лейцитом. Последний в виде обломков эпилейцита в туфобрекчиях.

Вулканокластиты характеризуются мелко-неравномерно обломочной текстурой. Соотношение между пепловым цементом и обломочным материалом довольно разнообразно. По составу угловатых обломков преобладают трахиты с различной структурой основной массы - трахитоидной, сферолитовой, фельзитовой. В

порфировых разностях — санидин, плагиоклаз, опациitized феррогастингсит, биотит. Цементирующая масса — тонкообломочная, пепловая, пропитанная агрегатами хлорита, серицита и эпидота с кальцитом. В неизмененных участках структура афировая.

Гарнасарские трахиты характеризуются красно-кирпичным цветом, бостонитовой полностью раскристаллизованной структурой с редкими выделениями резорбированного альбита и биотита. Характерны крупные скопления цеолита-натролита и десмина.

Эпидейцитовые порфиры близки по составу к трахифонолитам и фонолитам.

Туфы и туфобрекчии лейцитовых пород. Они характеризуются крупными выделениями эпидейцита, составляющими иногда 25-50%, в редких разновидностях — до 70-80% объема породы. Б.М.Меликсетяном /210/ по форме, особенностям химизма и замещающему комплексу минералов выделяются шесть типов. В составе псевдоморфоз по лейциту установлены: ортоклаз, мусковит, анальцит, кальцит, альбит, томсонит, содалит, нефелин. Образование эпидейцита происходило в поствулканическую стадию, чаще без предварительного превращения лейцита в псевдолейцит.

Под микроскопом породы порфировые с основной трахитовой массой, состоящей из лейст серицитизированного, карбонатизированного калишпата, кислого плагиоклаза (№ 18-22), эгирин-авгита, баркевикит-гастингсита и биотита. По составу породы отклоняются от фонолитов к лейцитифирам и италитам. Характерной особенностью минерального состава является наличие таких аксессуаров, как циркон, апатит, флюорит, веллерит, монацит, ортит.

Щелочные вулканические породы по петрохимическим особенностям (табл. 3.7.3.1) характеризуются: заметной недосыщенностью кремнеземом всей серии, особенно ее конечных членов ($Q = -6 \div -20$); пересыщенностью глиноземом, повышенной, особенно в конечных членах, известковистостью; повышенной щелочностью при постоянном преобладании K_2O над Na_2O ; общей высокой железиистостью. Химизм серии, особенно в конечных членах, близок к ассоциации Буфимбира и относится к среднему срединноморскому типу Ритмана.

К элементам повышенной концентрации относятся Zr, Be, Th, Mo, W, F, отчасти Rb, Cs, Li, Pb — характерные "некогерентные" элементы богатых калием исходных магм. Эти элементы, как

Таблица 3.7.3.1

Химический состав пород трахиандезит-фонолитовой формации
(Тежсарский комплекс)

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма
1	43,84	1,51	19,60	4,04	7,02	1,00	7,62	2,97	3,25	7,75	1,12	99,72
2	49,02	0,81	18,12	4,48	5,77	0,21	4,34	8,22	3,25	4,25	1,70	100,17
3	51,16	0,65	20,66	2,42	6,44	0,24	1,74	4,07	4,50	6,70	1,72	100,30
4	54,49	0,91	20,01	6,10	2,34	0,21	2,09	3,60	3,00	6,50	1,19	100,44
5	57,77	0,17	22,74	3,32	0,85	0,14	сл.	0,14	3,15	10,00	1,50	100,78
6	52,13	0,97	20,60	2,78	2,78	0,24	0,85	4,22	5,52	10,00	1,79	101,56
7	53,05	0,87	21,15	2,34	3,07	0,20	1,12	4,21	4,25	7,25	3,37	100,88
8	52,73	0,49	22,82	5,12	0,31	0,25	1,07	4,54	4,57	7,25	1,30	100,45
9	54,24	0,49	22,29	1,66	2,49	0,31	0,49	2,85	5,25	7,75	1,49	99,31

Опись анализов^х. 1. Лейцитовый базанит (поток), г. Зап. Халхал; 2. Лейцитовый тефрит (поток), верховье р. Уляшик; 3. Щелочной трахиандезит (поток), район с. Ахундов; 4. Щелочной трахиандезит (лавобрекчия), пер. Архошан; 5. Трахиандезит (туфобрекчия), разрез Кер-оглы; 6. Щелочной трахит (лавобрекчия), ущ. р. Тежагет; 7. Щелочной трахит, лейцитовый (поток), ущ. р. Ахундов; 8. Трахифонолит, лейцитовый (поток), ущ. р. Ахундов; 9. Фонолит, лейцитовый (дайка), ущ. р. Ахундов.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Б.М. Меликсетяна.

правило, не характерны для толеитовых базальтовых магм.

Следует отметить, что большинство исследователей Тежсарского комплекса высказывали различные варианты его петрогенезиса, связывали его происхождение с явлениями глубинной ассимиляции гранитно-метаморфической коры, исходной щелочноземельной базальтовой /46, 173/, толеитовой /247/ и гранитной /229/ магм.

Петрохимические, геохимические и петро-минералогические особенности рассматриваемых пород позволяют высказать предположение о первично-щелочной природе родоначальной магмы, близкой к составу щелочного оливинового базальта. Резкая недосыщенность кремнеземом, парагенезис с лейцитом, возможно, связаны с явлениями десилификации расплава при взаимодействии его, вероятнее, всего, с глубинными флогопит-биотитсодержащими сланцами субстрата.

3.7.4. Щелочно-сиенитовая формация

Щелочно-сиенитовая формация, развитая преимущественно в Мисхано-Зангезурской зоне, изучена довольно детально В.Н.Котляром /173/, В.П.Петровым /260/, А.И.Адамяном /13/, Г.П.Багдасаряном /43, 48/, Б.М.Меликсетяном /207, 210/, а также Г.Е.Кочияном /175/, Р.Г.Геворкяном /92/, Т.Ш.Татевосяном /289/ и др.

Щелочно-сиенитовая формация проявлена двумя типами - щелочной ортоклаз-базальтоидной (Мегри) и лейцит-базальтоидной (Памбак).

Мегринский комплекс щелочных сиенитов и нефелиновых монцонитов представлен рядом крупных и мелких удлиненных интрузивных массивов, локализованных вдоль восточного и юго-восточного контактов габбромонцонит-граносиенитовой серии Мегри-Ордубадского плутона. Все они характеризуются резкими интрузивными контактами и приуроченностью к северо-западным и субмеридиональным тектоническим нарушениям. Наиболее крупным интрузивным телом является Шванидзорский интрузив (35 км^2), Вартанадзорский (5 км^2), Пхрутский (10 км^2), Гелджикский (10 км^2). Общая площадь распространения щелочных пород, включая и щелочные метасоматиты, около 65 км^2 , что составляет примерно $\frac{1}{5}$ площади Мегринского плутона. Возраст массивов, по данным радиологических определений - 37 ± 38 млн. лет. Форми-

рование щелочных массивов чаще многофазное: 1) нефелиновые монцониты; 2) пегматоидные щелочные сиениты; 3) мелкозернистые нефелиновые сиениты и 4) фельдшпатоидные жильные породы.

Щелочные и нефелинсодержащие сиениты Мегринского плутона относятся к щелочно-габброидной ветви (по Ф.Р.Апельцину и Ю.М.Шейнманну), что выражается тесной ассоциированностью их с оливковыми ортоклазовыми габбро, а также наличием нефелинсодержащих габброидов эссексит-тералитового парагенезиса. Другой характерной особенностью щелочного магматизма Мегринского плутона является широкое развитие процессов метасоматоза и магматического замещения основных пород с образованием крупнозернистых пегматоидных разновидностей - фенитов.

Щелочные пегматоидные лейкократовые сиениты Шванидзорского массива развиты в его центральной части, составляя 8% площади интрузива. Щелочные средне-мелкозернистые сиениты имеют мезократовый облик. Развиты в апикальных частях массива в виде пологих рвущих тел и в эндоконтактах массива, с которыми связаны постепенными и резкими взаимопереходами.

Особую группу щелочных пород представляют мезократового облика нефелиновые монцониты. Если в предыдущих разновидностях пород содержание нефелина едва достигает 5 ÷ 10%, то в нефелиновых монцонитах содержание нефелина достигает 20%. Эти породы развиты в Пхрутском, Гелджикском и Вартанадзорском массивах, имеющих удлиненную линзовидную форму.

Щелочные меланократовые сиениты и эссекситы - это преимущественно гибридно-метасоматические породы, представляющие внешне темно-серые крупнокристаллические породы гранобластовой структуры, с крупными выделениями нефелина, иногда "огнейсованные" полосчатые разновидности, содержащие до 40-50% цветного компонента. Развиты разновидности подобных пород в юго-восточном и северо-восточном контакте Шванидзорского массива (сс. Алдара, Абгяз).

Характерной особенностью щелочно-сиенитовой формации Мегринского плутона является широкое развитие процессов фенитизации экзоконтактных пород габброидного и диоритового состава, являющихся продуктами ранней фазы плутона, а также экзоконтактных метаморфизованных вулканитов района сс.Шванидзор, Алдара. Процесс щелочного метасоматоза протекает в три последовательных этапа со сменой парагенезисов в условиях повышаю-

щейся щелочности на ранних этапах натровой, поздних - калиевой: альбит + роговая обманка + диопсид, ортоклаз + феррогастингсит + эгирин-диопсид, ортоклаз + нефелин + эгирин-авгит + биотит. Смена парагенезисов щелочных метасоматитов происходит иногда с явлением калисилитизации. По диаграмме А.С. Павленко парагенезисы щелочных пород и метасоматитов соответствуют полям Ун, Ін и Пн.

В составе рассматриваемых парагенезисов щелочных пород характерны плагиоклаз (№ 15-36), ортоклаз-пертит (35-45% Ab компонента), эгирин-авгит (с 12-15% эгиринового компонента), железистая роговая обманка (70-75% железистого компонента), феррогастингсит и биотит (65% железистого компонента).

Довольно интересны в минералогическом отношении пегматиты и типичные альбититы. Ранняя серия пегматитов представлена существенно калиевыми микроклиновыми и мусковитовыми типами с корундом, турмалином, редкими минералами (гадолинит, лепидолит, уранинит, эвксенит и др.). Поздняя серия пегматитов представлена натриевым типом, преимущественно довольно уникального фельдшпатойдного состава с меланитом, хризобериллом, канкринитом, содалитом.

Характерными особенностями химического состава (табл. 3.7.4.І) являются: относительно пониженный коэффициент агпатитности; постоянное, хотя и не резкое преобладание K_2O над Na_2O при сумме щелочей 9-12%; повышенная железистость и известковистость пород при $FeO:MgO > 1$ и $CaO > MgO$.

Касаясь щелочного петрогенезиса Мегринского плутона, следует подчеркнуть его связь с дифференциацией оливин-габброидной магмы как результат интенсивных процессов щелочной эманационной дифференциации, на ранних этапах натриевой, на поздних - калиевой. Одновременно отмечаются явления, свидетельствующие о значительной роли щелочного метасоматоза.

Интересный тип щелочных метасоматитов на контакте гранитоидов с известняками представляет Сурбкарский выход Баргушатского хребта. Щелочные породы, представленные святоноситами и метасиенитами (фельдшпатолитом) слагают линзообразные и жлобообразные тела (І : 5 м в поперечнике). Щелочному метасоматозу подвергнуты не только апофизы гранитов в известняках, но и участки околоскарновых пород в некотором отдалении от массива гранитов. Касаясь петрогенезиса сурбкарских щелочных метасоматитов, следует отметить, что Л.Л. Перчук /259/ и О.П. Гумюджян (194) не

разделяют представлений Т.Ш.Татевосяна /288/ о постепенном переходе гранитов в щелочные породы путем ассимиляции известняков, а развивая идеи Д.С.Коржинского, высказывают мнение об их послемагматическом генезисе (в ранней щелочной стадии).

Интрузивный комплекс Памбакского и Базумского хребтов представлен, как указывалось, Тежсарским вулкано-интрузивным комплексом, Бундукским и Гарнасарским массивами.

Характерной особенностью Тежсарского щелочного комплекса является его кольцевое строение и многофазность формирования. Кольцевые структуры слагают два вписанных друг в друга эллипса с размерами осей, составляющих для большого, т.е. внешнего, примерно 10 км по короткой и 15 км по длинной оси. Для малого эллипса соответственно 5 км и 9 км.

Формирование структуры Тежсарского массива происходило в несколько фаз: 1. Щелочные сиениты внешнего кольца; 2. Псевдолейцитовые сиениты; 3. Нефелиновые сиениты; 4. Нордмаркиты; 5. Щелочные сиениты и кварцевые сиениты.

В пространстве размещение главных типов пород имеет концентрически-зональное распределение: псевдолейцитовые сиениты (5 км²), нефелиновые сиениты (15 км²), щелочные сиениты (16 км²).

Количественно-минеральный состав главных типов пород и их структурно-текстурные особенности подвержены значительным вариациям. Щелочные сиениты являются также характерными типами пород дайкообразного Бундукского и субвулканического Гарнасарского интрузивных тел.

Щелочные сиениты представлены средне-крупнозернистыми порфировидными и трахитоидными щелочными породами массивной текстуры. Представлены они двумя разновидностями: биотит-амфиболовой (плауэнскитовый тип) и биотит-пироксеновой (пуласкитовый тип). Цветные минералы представлены пироксеном, гасдингситом и авгитом (иногда эгирин-авгитом). Содержание нефелина 2-3%.

Нефелиновые сиениты представлены сравнительно лейкократовыми и меланократовыми разновидностями. По содержанию нефелина выделяются богатые (20-35%, редко 50%), нормальные (15-20%) и бедные (10%) нефелином нефелиновые сиениты. Среди цветных минералов преобладающим является щелочной амфибол, реже авгит-эгирин; биотит встречается в обоих парагенезисах. Редко к ним присоединяется мелахит.

Псевдолейцитовые нефелиновые сиениты являются уникаль-

ми породами массива. Они развиты в эндоконтактной зоне центрального штока. Характерны идиоморфные, чаще овоидальные выделения типичного псевдолейцита среди аллотриоморфно-зернистой нефелин-полевошпатовой массы породы.

Вкрапленники псевдолейцита иногда составляют 30-40%. Размеры их варьируют от 2 до 6 см. Представляют они псевдоморфозы с типичной структурой распада по метастабильному натровому лейциту /210/ и состоят из червеобразных срастаний богатого калсилитом ($\text{Na}_{70}\text{Ks}_{30}$) нефелина (25-3%) и бедного натрием $\text{Or}_{90}\text{Ab}_{10}$ ортоклаза (65-76%).

Кварцевые сиениты и нордмаркиты имеют сравнительно ограниченное распространение. Это средне-крупнозернистые, иногда порфирировидные лейкократовые породы, чаще с щелочными цветными минералами и кварцем (2-5%).

Гибридные меланократовые породы близки по составу к эссекситам и нефелиновым монцонитам. Развиты они в зоне эндоконтактов и в провесах кровли Тежсарского щелочного комплекса. Возникновение этих пород связано с метасоматическими процессами переработки (сиенитизации) пород кровли и ксенолитов трахиандезит-трахитового состава. Выделяется следующий ряд (и этапы) контактовых преобразований: трахиандезит-роговик-мелано-сиенит-нефелиновый сиенит-фойяит.

Жильные породы Тежсарского щелочного комплекса представлены широкой гаммой разновидностей: щелочные и нефелиновые микросиениты; нефелиновые сиенит-порфиры, сиенит-аплиты, аплитовидные альбититы, тингуаиты, сельвобергиты, бостониты, а также сингенетические и эпигенетические пегматиты полевошпатовые и фельдшпатоидные.

Детальные исследования минералогии Тежсарского щелочного комплекса позволили выявить составы минералов переменного состава и составы сосуществующих фаз /210/.

Калишпат представлен ортоклазом состава $\text{Or}=65$, $\text{Ab}=30$, $\text{An}=5$, сосуществующим с нефелином состава $\text{Ne}=82$, $\text{Ks}=15$, $\text{Kb}=3$, что позволяет отнести его к высокотемпературным парагенезисам. В то же время нефелин-ортоклазовый парагенезис в псевдолейцитах обеднен натровым компонентом. Намечается тенденция возрастания основности плагиоклаза ($\text{N} = 26-55$), ассоциирующегося с ортоклазом и нефелином и анортитовой составляющей в них в фациях повышенной щелочности.

С повышением щелочности в ассоциации с лейцитом не наблю-

Таблица 3.7.4. I

Химический состав пород щелочно-сиенитовой формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	54,00	0,28	22,37	1,77	4,08	0,17	2,53	7,80	3,80	2,26	не обн.	0,80	99,86
2	57,36	0,10	23,36	1,65	2,32	0,21	1,17	2,88	4,62	4,56	не обн.	1,04	99,27
3	56,67	0,38	20,68	1,86	2,05	не обн.	0,81	3,84	4,62	6,80	0,08	2,42 ^x	100,21
4	55,60	0,60	19,81	2,98	2,64	не обн.	2,40	5,09	4,34	5,44	не обн.	0,60	99,79
5	55,88	0,48	21,10	2,50	2,20	0,21	1,87	4,48	4,94	4,81	0,97	не обн.	99,44
6	52,12	1,15	20,73	2,73	1,09	0,14	0,69	3,64	5,25	9,50	не опр.	2,96	100,00
7	54,60	0,25	21,82	3,30	1,22	0,10	0,69	3,62	3,40	9,20	не опр.	2,70	100,90
8	58,50	0,43	20,87	1,76	1,12	0,13	0,81	2,44	4,05	7,70	не опр.	2,09	99,90
9	55,83	0,15	22,66	1,26	0,90	0,14	0,62	1,93	9,30	2,92	не опр.	3,72	99,43
10	58,21	0,93	19,82	1,28	2,84	0,23	0,88	3,06	6,60	6,40	не опр.	0,27	100,52

Опись анализов^{xx} Мегринский плутон: 1. Нефелиновый монзонит, с.Шванидзор; 2. Лейко-кратовый щелочной сиенит, с.Алдара; 3. Щелочной нефелинсодержащий сиенит, с.Шванидзор; 4. Гастингситовый сиенит, разв. с.Астазур; 5. Щелочной мезократовый сиенит, ЮВ контакт плутона, Тежсарский массив; 6. Псевдолейцитовый сиенит, ущ.Такарлу; 7. Нефелиновый сиенит, сев. склон г.Тежсар; 8. Щелочной сиенит, верховье ущ.Такарлу; 9. Тингуаит, лев. приток р.Такарлу; 10. Бостонит, правый приток р.Такарлу.

x В том числе 1,02 P₂O₅.

xx Анализы выполнены на образцах из коллекции Б.М.Меликсетяна.

дается резкого повышения железистости цветных минералов: гаютингсита ($f = 45-60\%$), биотита ($f = 36-41\%$) и моноклинного пироксена ряда диопсид-эгирип (от 10 до 36% эгириновой молекулы). Для минерального состава щелочных пород очень характерны меланит (от 1-2% до 25-30%), флюорит (до 2%), а также содалит, канкринит, натролит и анальцит.

Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют: циркон, апатит, сфен, вёлерит, бритолит, монацит, бадделейт, пироклор, лопарит, торит, ринкит, турмалин, перит, ортит и сульфиды.

Особенности химизма Тежсарского щелочного комплекса (табл. 3.7.4.1) указывают на отчетливо выраженный калиевый характер щелочности, повышенную известковистость, довольно высокий щелочно-известковый индекс ($a/c = 6,3 \div 16,2$), повышенную железистость (при $FeO/MgO = 1,5 \div 3,5$), заметно высокую недосыщенность, кремнеземом, пониженный коэффициент агпаитности (0,1-0,8), что характерно для миаскитового типа щелочных серий.

Касаясь геохимической специализации Тежсарского щелочного комплекса, достаточно детально освещенной в литературе [92, 175, 210], следует подчеркнуть ведущую роль элементов повышенной концентрации: TR (Ce), Ba, Zr, Hf, Yb, Th, Mo, W, U.

Примечательны пониженные концентрации Y, Cs, Sc, Ga, Ti, Ni, Co, Cr.

Проблема щелочного петрогенезиса вообще и Памбака в частности является дискуссионной. Почти все исследователи в различных вариантах генезиса Тежсарского щелочного комплекса связывают с родоначальной щелочноземельной базальтовой магмой [48, 92, 173 и др.]. При этом значительная роль отводится то процессам кристаллизационной дифференциации и глубинной ассимиляции, то механизму расщепления толеитовой магмы в результате фракционирования оливина и пироксена, то процессам метасоматоза. Таким образом, многие условия, необходимые для возникновения щелочных пород по различным концепциям, соблюдены, однако конкретные довольно особые условия зарождения и развития Тежсарского комплекса остались в тени.

Проведенный Б.М.Меликсетяном [210] петрологический анализ позволил подчеркнуть три кардинальных аспекта: 1) первично-щелочную природу исходной магмы, близкой к составу щелочного оливинового базальта; 2) значительную роль глубинной ассимиляции метаморфического субстрата (в частности слюдястых флогопитовых сланцев) в возникновении самостоятельных синтез-

тических магм трахиандезитового, трахитового, лейцит-фенолитового составов; 3) условия кристаллизации и дифференциации в неравновесных условиях при резких изменениях экстенсивных параметров, температуры ($950-1100^{\circ}$ до 650°), давления и концентрации щелочей.

Формирование Тежсарского вулкано-интрузивного щелочного комплекса протекало на глубине, не превышающей $0,7-1$ км от поверхности, при этом расчетная глубина магматической камеры составляет $5-6$ км.

Касаясь металлогенической роли щелочно-сиенитовой формации, необходимо отметить ведущую роль высокоглиноземистых нефелиновых сиенитов и содержащихся в них редких элементов комплексных руд, редкоземельных пегматитов и метасоматитов (альбитов и фенитов) и гидротермальные проявления фтор-карбонатной формации.

3.8. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых формаций

Становление магматических формаций указанного возраста происходит в условиях дальнейшего сокращения областей осадконакопления и интенсивных горообразовательных движений. В основном они приурочены к Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской тектоническим зонам.

3.8.1. Трахиандезит-трахилипаритовая формация

Породы рассматриваемой формации в одинаковой степени развиты в Еревано-Ордубадской и Мисхано-Зангезурской зонах. В структурном отношении они приурочены к зоне Ани-Ордубадского глубинного разлома.

Общегеологические работы, выполненные А.Т.Асланяном /36/, А.Т.Вегуни /80, 81/, А.А.Габриеляном /87/, В.Ф.Качуриным и др. /161/, К.Н.Паффенгольцем /258/, а также специальные петрографические исследования, проведенные С.А.Исаакян /128, 129/, Г.А.Казаряном и А.Г.Куюмджяном /136, 137/, А.С.Остроумовой /254/, послужили основой для нижеследующего рассмотрения трахиандезит-трахилипаритовой формации.

Породы трахиандезит-трахилипаритовой формации занимают наиболее прогнутую — западную часть Зовашен-Ахавнадзорской вулкано-тектонической депрессии Вайкского грабен-синклинория.

Время формирования трахиандезит-трахипаритовой формации определяется довольно отчетливо. Породы низов разреза, представленные андезито-базальтами и базальтами в центральной части прогиба, вначале переслаиваются, а затем перекрывают нижне-среднеолигоценовые образования. В пределах поперечного поднятия (Биралинский овраг), где обнажен полный разрез палеогеновых отложений; верхние слои представлены вулканическими песчаниками, состоящими из минералов, характерных для пород трахиандезит-трахипаритовой формации (санидин, базальтическая роговая обманка, биотит и др.), которые по наличию конхиофауны (определение П.М. Асланяна) представляют так называемый "циреновый горизонт". В ряде пунктов породы рассматриваемой формации пересечены экструзивными кушалами (Дидванк, Гидасар), радиологический возраст которых 12-13 млн. лет. Наконец, согласно данным Р.А. Аракеляна (устное сообщение), обломки санидиновых трахипаритов были обнаружены в керне скважины (р-н с. Садарак), вскрывшей осадочные отложения пестроцветной свиты (нижний миоцен).

Район развития вулканических продуктов трахиандезит-трахипаритовой формации вытянут в близширотном направлении от Карахачского перевала на западе до р. Ехегис на востоке, на протяжении более 20 км, при максимальной ширине 6-7 км, на территории более 130-140 км². Максимальная мощность вулканогенной толщи этой формации составляет более 400 м (район г. Спитакасар). Сокращение мощности толщи в западном направлении происходит постепенно и в районе Карахачского перевала не превышает 100 м. В восточном направлении она сокращается резко и на левом борту р. Ехегис сходит на нет.

Нижняя часть толщи представлена пироксен-роговообманковыми базальтами и андезито-базальтами (палеотипные андезиты по С.А. Исаакян и А.С. Остроумовой), переслаивающимися с осадочными прослоями ниже-среднего олигоцена /80, 81/. В нижней части пачки вулканогенных образований преобладает эксплозивный материал. Видимая мощность отмеченных вулканитов 80-100 м.

Собственно-субщелочные и щелочные породы формации начинаются анализимовыми тефритами, непосредственно налегающими на ниже-среднеолигоценовые песчаники. Они развиты в отрезке разв. с. Ринд - с. Ахавнадзор (по старой дороге) фронтом в 2,5 км при мощности 25-30 м. Толща анализимовых тефритов пред-

ставлена взрывными брекчиями. По классификации Малеева Е.Ф. /196/, они соответствуют агломератовым спекшимся туфам и глыбовым агломератам, без четкой отсортировки материала.

Анальцимовые тефриты перекрываются вулканокластитами и лавами калиевых (лейцитовых) тефритов, которые наиболее интенсивно развиты в широтной полосе между сс. Козулджа и Ахавнадзор.

Извержения калиевых (лейцитовых) тефритов отличались высокой взрывностью, продукты которых представлены взрывными брекчиями с редкими маломощными прослоями туфов.

Собственно лавы имеют подчиненное развитие и обычно образуют небольшие потоки с глыбовой отдельностью мощностью 2-5 м.

Выше по разрезу калиевые тефриты сменяются трахиандезитами; широко представлены продукты взрывных фаций.

Временные и пространственные перерывы вулканической деятельности фиксируются формированием осадочных образований, представленных вулканомиктовыми песчаниками, содержащими в переменном количестве растительные остатки. Суммарная мощность этих образований 80-120 м. Весь этот комплекс вулканистов, состоящий из анальцимовых и калиевых (лейцитовых) тефритов и трахиандезитов, нами выделены под названием "елпинская свита."

По приближенным расчетам объем извергнутого материала, слагающего елпинскую свиту, составляет более 60 км³ (учтен только объем пород, сохранившихся от последующего размыва). Камера, образующаяся после выброса огромного количества материала, компенсировалась обрушением кровли, состоящей из вулканистов, и формированием вулканотектонической депрессии.

Трахиандезит-трахилипаритовая формация завершается породами трахит-трахилипаритового ряда субвулканической и эффузивной фации, которые в литературе известны под названием "белесоватой" /129/ или "гортунской" /136/ свиты.

Формирование пород гортунской свиты довольно четко оторвано от пород елпинской свиты. Это хорошо устанавливается наличием углового несогласия между образованиями двух толщ, составляющего 12-15° (правобережье р. Козулджа).

Гортунская свита развита на высотных отметках со значением 1200-2000 м (уровень высокого пенеплена по А.Т. Асланяну) и полукольцом обрамляет горный массив Гндасар-Сачанлы, имея в

центральной части района развития экстррузивные тела санидиновых трахитов и трахилипаритов Варданес, Гортун. В восточной части своего развития гортунская свита налегает на елпинскую свиту, не выходя за пределы ее развития. В южном и западном направлениях она уходит далеко и налегает непосредственно на образования эоцена (г. Кемурулу) или на заметно дислоцированные слои "пиреневого горизонта" (Биралинский овраг). Значительное угловое несогласие между породами "пиреневого горизонта" и перекрывающей их гортунской свитой еще раз подтверждает мнение об определенном временном перерыве в их формировании.

В центральной части района развития максимальная мощность гортунской свиты составляет 150-180 м (г. Спитаксар). В западном направлении в районе Карахачского перевала мощность свиты резко сокращается (до 20-25 м).

Вулканические брекчии, обычно слагающие основание свиты, залегают непосредственно у центров извержений и пространственно переходят в прижерловые образования (экстррузивные купола Шрестисар, Варданес, Кызкала, Гортун и др.). Вдали от центров извержений преобладающее значение имеют мелкообломочные эксплозивные продукты — туфы и туфопесчаники, среди которых довольно часто также плохо отсортированные прослои.

В области развития трахиандезит-трахилипаритовой формации, в целом подчиненной Ани-Ордубадскому глубинному разлому, намечаются более конкретные участки — центры извержения, приуроченные к относительно мелким структурным единицам. Центры вулканических извержений начального этапа развития формации непосредственно контролируются Кетуз-Елпинским разломом и фиксируются корнями излияния трахитов, трахиандезитов и тефритов, развитых по линии сс. Гортун — Елпин — Ахавнадзор. В следующем этапе вулканизма, в период формирования гортунской свиты, центры извержений смещались несколько к северу и северо-востоку от указанной линии (на 1-1,5 км) и в настоящее время они выступают в виде дайкообразных и штокообразных экстррузивных куполов санидиновых трахилипаритов; пересекающих свои же жерловые брекчии. Такими вулканическими центрами являются циркообразные впадины районов сс. Гортун и Варданес. Эти основные центры извержения трахилипаритов контролируются зоной разлома трассированной цепочкой дайкообразных тел трахилипаритов, общей протяженностью более 7 км.

Таблица 3.8.1.1

Химический состав пород трахиандезит-трахилипаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	54,95	1,12	16,52	5,75	0,91	0,50	3,15	7,00	3,00	4,12	1,03	0,70	1,15	99,90
2	47,48	0,93	15,37	3,63	6,12	0,01	7,10	10,50	3,40	1,80	1,10	0,05	2,70	100,19
3	48,86	1,05	16,33	5,55	4,16	0,17	5,58	9,92	2,15	2,75	0,62	0,28	2,45	99,87
4	51,72	0,39	17,61	2,53	6,01	не обн	2,93	7,87	3,40	3,40	0,09	0,57	3,04	99,56
5	51,88	0,89	18,07	3,41	5,29	0,37	4,05	7,64	3,20	4,10	1,23	0,34	0,66	100,63
6	60,99	0,56	18,53	2,45	2,74	0,04	3,56	5,37	3,70	2,45	0,25	0,23	0,54	100,87
7	58,11	0,62	22,41	2,11	0,91	0,10	0,38	3,06	3,00	7,00	0,29	0,25	2,32	100,56
8	63,52	0,69	18,85	3,68	0,45	0,02	0,43	2,66	3,25	4,50	0,49	0,40	0,68	99,62
9	63,63	0,50	17,71	2,45	1,14	0,07	0,40	3,09	4,60	4,60	0,30	0,15	0,90	99,54

Опись анализов^х. 1. Трахиандезит, обр.1131в, правый борт р.Елпин, в 0,7 км выше с Елпин; 2. Анальцимовый тефрит, обр. 1778в, в 1,5 км к 3 от с.Ахавнадзор; 3. Лейцитовый тефрит; обр.1545, в 1,5 км к 3 от с.Ахавнадзор; 4. Трахиандезит, обр.2232, правая составляющая р.Елпин; 5. Лейцитовый тефрит, обр.2249г, левый борт р.Ахавнадзор, в 0,5 км к С от дороги Ахавнадзор — Ринд; 6. Андезито-дацит, обр.2100б, подножье г.Лалойиши; 7. Трахит, обр.918-г, р-н с.Гортун; 8. Санидиновый трахилипарит, обр.917а, р-н с.Гортун; 9. Санидиновый трахилипарит, обр.1283б, в 1 км к С от С.Кадрлу.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А.Казаряна.

Рассмотренные выше различные члены трахиандезит-трахилипаритовой формации характеризуются порфировым, редко сериально-порфировым (в санидиновых трахилипаритах) сложением. В составе вкрапленников присутствуют: плагиоклаз (обычно андезин-лабрадоритового ряда), клинопироксен (во всех разностях, за исключением санидиновых трахилипаритов), обычно опациitized биотит (во всех разностях, за исключением анальцимовых тефритов), бурая роговая обманка (в базальтах, андезит-базальтах, трахиандезитах, санидиновых трахилипаритах), анортит (в трахитах), анальцит (в анальцимовых тефритах) и санидин в виде крупных (до 8 x 6 x 2 см) мегапорфировых вкрапленников (в санидиновых трахилипаритах). Основная масса сложена вулканическим стеклом (во всех разностях, кроме базальтов и андезит-базальтов), плагиоклазом, клинопироксеном (в базальтах, андезит-базальтах, лейцитовых тефритах, трахитах), калишпатом и биотитом (в трахитах и санидиновых трахилипаритах), округлыми, иногда восьмигранными выделениями лейцита (в лейцитовых тефритах).

Особенности химизма пород рассматриваемой формации (табл. 3.8.1.1) свидетельствуют о их принадлежности к субщелочным разностям. При увеличении кислотности общая тенденция повышения щелочности, характерная для пород нижних членов серии, не выдерживается, и наиболее кислые представители рассматриваемой серии мало чем отличаются от нормальных липаритов. По индексу Ликока породы рассмотренной формации относятся к щелочно-известковой серии.

Происхождение пород трахиандезит-трахилипаритовой формации, вероятно, связано с исходной щелочно-базальтовой магмой, ассимилировавшей породы гранитного субстрата, и последующей дифференциацией гибридизированного расплава.

С породами трахиандезит-трахилипаритовой формации парагенетически связано медно-молибденовое (Елпин), ртутное (Советашен) и редкометальное (Гортун, Варданес) оруденение.

3.8.2. Липаритовая формация

Породы рассматриваемой формации распространены в пределах Присеванской и Мисхано-Зангезурской зон - в юго-восточной части бассейна оз. Севан, в верховьях рр. Арпа и Воротан. Геологическое положение и петрографические особенности пород

формации рассмотрены в работах А.Т.Вегуни /80, 81/, П.Л.Епремьяна (1953), К.Н.Паффенгольца /253, 258/, Г.А.Казаряна и А.Г.Куюмджяна /136, 137/, М.А.Кашкая и др. /162/, Л.С.Меликяна /214/, Е.Е.Милановского /221/.

К липаритовой формации относятся липаритовые силлы района горного массива Еранос, экструзивные купола и субвулканические тела липарито-дацитов и липаритов, игнимбритовые туфы (зодские) юго-восточной части бассейна оз. Севан, липариты и липаритовые туфы района северо-восточнее кур. Джермук, разв. с.Зирак, г.Агйарган в восточном Вайке и в верховьях р.Воротан.

В южной части бассейна оз.Севан кроме общеизвестных дорудных липаритовых ("кварцевые порфиры") даек Зодского месторождения нами выявлен ряд субвулканических и экструзивных куполов липаритов и липарито-дацитов, прорывающих средне-верхне-эоценовые образования: г.Оджах-тапа (в 1 км южнее с. Акунк), г.Цахкасар (Кети), г.Чом (в пределах одноименной кочевки), Кылышлы (в Азерб. ССР), В.Шоржа и т.д.

Возраст отмеченных образований, в частности ксеноигнимбритовых липаритовых туфов в бассейне рр. Масрик и Зод, был дискуссионным. К.Н.Паффенголец /253/ относил их к олигоцену, М.А.Кашкай и др. /162/ - к нижнему плиоцену, Е.Е.Милановский /221/ - к нижнему-среднему плиоцену и т.д. Учитывая их трансгрессивное с угловым несогласием налегание на эоценовые образования, перекрывание их угленосными глинами понт-киммерийского возраста, наконец, результаты радиологического датирования - 20-24 млн. лет, отмеченные образования были отнесены к низам нижнего миоцена /214/. В верховье р.Арпа в районе разв. с.Зирак липариты и их туфы с абсолютным возрастом 22 млн. лет залегают над базальными конгломератами, датированными А.Т.Вегуни олигоценом. Под г.Агйарган (к ЮЗ от с.Кочбек) липариты и их туфы непосредственно налегают на верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные образования. Наконец, юго-восточнее с.Кочбек (верховье р.Терп) лавы и эксплозивные брекчии липаритов с абсолютным возрастом 19 млн. лет налегают на вулканогенно-осадочные образования верхнего эоцена и перекрываются вулканитами амулсарской свиты. Таким образом, суммируя геологические данные, а также результаты радиологического датирования липаритов эффузивной и субвулканической фаций - 18-25 млн. лет, можно с достаточной уверенностью отнести породы липаритовой формации к нижнему миоцену.

Одним из районов развития пород липаритовой формации, как было отмечено выше, является юго-восточная часть бассейна оз. Севан. Здесь они представлены продуктами эффузивной (игнимбритовые туфы, туфобрекчии) и субвулканической (экструзивные тела, купола) фаций, которые занимают площадь около 80 км². Мощность ксеноигнимбритовых туфов в бассейне р. Зод варьирует в пределах 60-80 м и в редких случаях достигает до 120 м. Наблюдается отсортировка эксплозивного материала вокруг экструзивных куполов, являющихся, по всей вероятности, корнями вулканических аппаратов.

В восточном Зайке туфы, туфобрекчии, экструзивные тела и менее развитые лавы липаритового состава занимают площадь порядка 150 км². В верховье р. Арпа (разв. с. Зирак) липариты и их туфы выполняют депрессию, вероятно, вулканотектонического происхождения, в центральной части которой выступает липаритовый купол. По периферии купола развиты эксплозивные брекчии (в том числе жерловой фации) и туфы мощностью более 300 м. Юго-западнее с. Кочбек (под г. Агйарган) обнаружен экструзивный купол липаритов, флюидалность которых имеет центриклинальное падение — к жерловине. От купола отходят потоки липаритовых лав, из-под которых обнажаются туфы аналогичного состава. Видимая мощность туфов, эксплозивных брекчий и лав липаритового состава — 230 м, из коих собственно лавы составляют 70 м. Юго-восточнее с. Кочбек (верховье р. Терп) толща кислых эффузивов сложена из лав и эксплозивных брекчий с видимой мощностью более 200 м.

В целом липариты рассматриваемой формации являются продуктами извержений центрального типа, происходящего в континентальных условиях. Отчетливо устанавливаются центры извержений, фиксируемые выходами экструзивных куполов (Чом, Цахкасар, Оджахтапа, Зирак, Агйарган).

Липариты и липарито-дациты экструзивных куполов и даек характеризуются порфировым сложением. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 58-31), пироксеном и гиперстеном; в выходах восточного Зайка вкрапленники представлены плагиоклазом двух генераций (соответственно № 52-15 и № 37-15), опациitized биотитом, калишпатом в микропегматитовых сростаниях с кварцем. Основная масса сложена вулканическим стеклом и микролитами плагиоклаза; в выходах восточного Зайка в составе основной массы кроме того присутствуют биотит, а

Таблица 3.8.2.1

Химический состав пород липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	66,48	0,58	16,11	1,94	1,71	сл.	0,86	2,80	4,50	3,50	0,64	0,20	0,67	99,99
2	68,88	0,33	14,11	3,60	0,87	0,04	1,56	2,94	3,40	3,00	0,34	не опр.	1,43	100,50
3	70,15	0,03	15,28	2,10	0,81	0,12	0,87	2,38	3,00	3,10	1,17	0,04	1,62	100,67
4	70,35	0,06	16,04	0,84	0,68	0,04	1,04	2,17	2,90	3,20	0,26	0,05	2,38	100,01
5	74,10	0,06	14,42	0,45	0,86	0,07	0,50	1,52	3,50	4,20	0,29	не опр.	0,51	100,48
6	72,01	0,13	15,03	1,32	0,62	0,09	1,03	1,40	4,00	4,00	0,28	не опр.	0,56	100,47
7	71,52	0,32	15,28	0,76	1,84	0,03	0,62	1,26	3,10	4,40	0,58	0,05	0,86	100,62
8	73,25	0,09	14,68	-	2,19	0,10	0,44	1,26	4,00	3,50	0,02	0,24	0,82	100,59

Опись анализов^х. 1. Липарито-дацит, обр.1735-а, г.Оджахтапа, южнее с.Акунк; 2. Липарито-дацит, обр.1021-а, р-н коч.Чом, по р.Кара-коюн; 3. Липарит, обр.757-е, в 0,5 км западнее с.Н.Шоржа; 4. Липарит, обр.2221, в 1 км к Ю от г.Кылышы (водораздел Восточно-Севанского хребта); 5. Липарит, обр. 2342-в, 1,3 км к ЮВ от с.Кочбек; 6. Липарит, обр.2341-а, сев. склон г.Агйарган; 7. Липарит, обр.1986, в 2 км к В от разв. с.Зирак; 8 Липарит, обр.2257а, южн.склон г.Еранос.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А.Казаряна.

также - труднодиагностируемая сферолитоподобная масса.

В ксеноигниобритовых липаритовых туфах бассейна р. Зод среди обломков можно обнаружить породы почти всего разреза подстилающих их пород верхнего эоцена (базальты, андезиты, дациты и др.), а также - зерна плагиоклаза и чешуйки биотита. Цементирующая основная масса, слагающая 65-70% объема породы, витрокластическая и состоит из спекшихся капель вулканического стекла (фьямме).

В липаритах собственно-лавовой фации вкрапленники представлены плагиоклазом и биотитом; основная масса сложена вулканическим стеклом и микролитами плагиоклаза.

По особенностям химизма (табл. 3.8.2.1) породы липаритовой фации относятся к щелочно-известковому типу и характеризуются пересыщенностью кремнеземом, глиноземом и несколько повышенной щелочностью, при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O .

По нашему мнению, рассмотренные породы являются продуктом дифференциации гибридной магмы, образовавшейся за счет корового материала при глубинном магмообразовании.

В металлогеническом отношении породы липаритовой фации являются дорудными по отношению к полиметаллической и золоторудной минерализации.

3.8.3. Гранит-гранодиоритовая фация

Интрузивы гранит-гранодиоритовой фации развиты в пределах Мисхано-Зангезурской зоны. Они являются завершающей фазой интрузивного магматизма, с которыми тесно, в пространстве и во времени, связано медно-молибденовое оруденение. В Зангезуре это Вохчинский, Казанличский, Шенатагский интрузивы, в Вайке - Газминский интрузив, а на Памбаке - Азмачиманский интрузив и гранит-порфировые штоки и дайки Анкаванского рудного поля.

Интрузивы гранит-гранодиоритовой фации изучены довольно детально: в Зангезуре - С.А.Мовсисяном /234/, С.С.Мкртчяном /231/, Р.Н.Таяном /292/, О.П.Гуюмджяном /105/, Б.М.Меликсетяном /212/ и др.; в Вайке - Э.Г.Малхасяном /198/ и Г.А.Казаряном /136/; на Памбаке - В.Н.Котляром /173/, Г.П.Багдасаряном /45/, Б.М.Меликсетяном /212/.

Касаясь возраста рассматриваемых интрузивов, необходи-

мо отметить недостаточность геологических данных, указывающих на послеверхнеэоценовый-донижнемиоценовый возраст. Однако имеющиеся петролого-радиологические исследования /103/ позволили уточнить возраст гранитоидов данной формации. Вариации возраста от 22 до 35 млн. лет. Для отдельных интрузивов имеются следующие определения: Вохчинский - 22±25 млн.лет; Казанличский, Шенатагский - 24±27 млн.лет; Газминский - 21±24 млн.лет; Амзачиманский массив - 34±37 млн.лет; Анкаванские дайки - 30±32 млн.лет.

Характерной особенностью тектонической позиции интрузивов гранит-гранодиоритовой формации является их приуроченность к зонам региональных, глубинных разломов (Анкаванский, Тамтунский) на стыке двух различных по тенденциям движения блоков - стабильных поднятий и контрастно воздымающихся блоков. Формация порфировидных гранитов и гранодиоритов по совокупности признаков относится к формациям сводово-глыбовых поднятий надвигово-чешуйчатых областей /211/.

Наиболее крупным интрузивом является Вохчинский, расположенный в гребневой части Сюникского хребта. Интрузив имеет гарполитообразную овальную в плане форму площадью 200 км², вытянутую в северо-западном направлении вдоль крупного Дебаклинского разлома. По данным Р.Н.Таяна /292/, формирование массива происходило в три последовательные подфазы: 1) порфировидные граниты (15 км²); 2) среднезернистые гранодиориты (25 км²); 3) порфировидные гранодиорит-адамеллиты (160 км²).

В Шенатагском интрузиве представлены только разновидности третьей подфазы, а в Казанличском - I и III подфаз. Общая площадь интрузивов Баргущата примерно 30 км².

Газминский интрузив (площадью 24 км²) также представлен двумя подфазами: 1) среднезернистыми гранодиоритами и 2) порфировидными гранитами-адамеллитами. Небольшие тела известны в пределах амулсарской толщи.

На Памбаке интрузивы этой формации - Амзачиманский, Фиолетовский общей площадью ~ 35 км² представлены однофазными массивами и в несколько иной парагенетической ассоциации размещены в пределах Памбакской синклинали вдоль Кироваканского и Анкаванского разломов. Кроме того небольшое спутниковое дайкообразное тело - Фиолетовское, внедрено непосредственно в зону Кировакан-Дилижанского разлома. Дайки и мелкие штоки гранит-гранодиорит-порфиров представляют собой ти-

пичную надинтрузивную зону в пределах Анкаванского рудного поля.

Сопровождающие отдельные интрузивные комплексы дайковые породы представлены двумя генерациями даек (редко небольших штоков) гранит-гранодиорит-порфиров. Наиболее поздними являются дайки диорит-порфиритов и лампрофиров (вогезиты, керсанти-ты и др.).

Жильно-магматические дифференциаты раннего этапа представлены гранитами, аплитами, аплит-пегматитами, пегматитами. Нередко встречаются дополнительные интрузивы аплитовидных лейкократовых гранитов.

Условия формирования гранитоидов малоглубинные - порядка $I \pm I,5$ км, т.е. почти субвулканические. К этой же формации относится молодая фаза Далидагского интрузива, представленная гранитами, гранодиоритами, адамеллитами и серией даек гранодиорит-адамеллит-порфиров.

Процесс внедрения и формирования дискордантных интрузивных массивов гранит-гранодиоритовой формации сопровождался явлениями обрушения кровли и гибридизма, усиливающегося в апикальных и эндоконтактных частях интрузивов, что выражается в наличии большого количества переработанных, гранитизированных ксенолитов - преимущественно вулканитов кровли. Весьма широко проявлены явления калиевого метасоматоза, разрастание ранних вкрапленников калишпата и образование порфиробластов ортоклаза, калишпатизация и биотитизация экзоконтактных пород и ксенолитов. Кроме того четко проявлены явления контаминации за счет сланцев и реститовых обособлений.

Породы главной интрузивной фазы представлены порфировидными, реже среднезернистыми адамеллитами, гранодиоритами и гранитами. В эндоконтактах обычны кварцевые сиенито-диориты.

Помимо распространенных петрографических типов ряда биотит-амфиболовых гранит-адамеллит-гранодиоритов встречаются граносиениты, миароловые граниты, альбитизированные граниты.

Рассматривая вопрос о некоторой неоднородности состава интрузивов гранит-гранодиоритовой формации, необходимо подчеркнуть значительные вариации количественно-минерального состава.

Характерной особенностью порфировидных гранитоидов являются вариации текстурно-структурных характеристик. Выделяются три различных структурно-минеральных парагенетических групп.

1) Крупнозернистая мезократовая структурная группа, сложенная калишпатом, роговой обманкой и плагиоклазом. В этой группе иногда встречаются кварц и биотит. Размеры зерен 0,2–0,8 см. Структура гипидиоморфнозернистая, реже микропегматитовая.

2) Порфириобластовая лейкократовая структурная группа представлена порфириовидными вкрапленниками ортоклаза, реже амфибола и кварца. Части порфириовидные вкрапленники типа рапакиви. Структура алло-триоморфнозернистая, размеры 1–2 см до 3–4 см.

3) Мелкозернистая лейкократовая структурная группа имеет аляскитовый состав. Структура аплитовая, микрогранитовая, гранулитовая, реже микропегматитовая. Размер зерен 0,1–0,3 мм.

Особую структурную группу составляют мелкозернистые меланократовые обособления, представленные перекристаллизованными обломками пород кровли и амфиболитовых сланцев метаморфического фундамента.

Характерен следующий реакционный ряд: диопсид → роговая обманка → биотит. Размер зерен 0,1–1,6 мм. Изучение микроструктур порфириовидных гранитов указывает на "кашеобразный" характер гранитного расплава при формировании в верхнем структурном этаже.

Минералого-геохимические особенности гранит-гранодиоритовой формации весьма специфичны. Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом, или высоким и промежуточным ортоклазом (20–30% альбитовой составляющей), плагиоклаз зональный ($N = 46–22$, средний состав 30–32), роговая обманка обыкновенная ($f = 36–54$) и биотит ($f = 45–56\%$).

Весьма характерны послемагматические процессы калишпатизации, альбитизации, серицитизации и хлоритизации.

Видовой состав акцессорных минералов, наряду с обычными для данной формации – сфеном, апатитом, ортитом, цирконом, характеризуется наличием таких редких акцессориев как торит, ураноторит, шеелит, цитролит, эвксенит, касситерит, ксенотим, рутил, ильменорутит, монацит, уранинит, самарскит, молибденит, молибдешеелит, галенит, золото и др.

Касаясь геохимической специализации гранит-гранодиоритовой формации, необходимо отметить, что она отчетливо выделяется своей редкометальностью и высокой радиоактивностью. Характерной ассоциацией элементов, отражающей геохимическую спе-

Таблица 3.8.3.1

Химический состав пород гранит-гранодиоритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	пп	Сумма
1	74,22	0,33	13,51	3,41	1,32	0,03	не обн.	0,70	3,14	3,72	не обн.	0,20	100,58
2	67,48	0,30	15,22	3,56	1,76	0,04	1,48	3,48	3,70	3,40	не обн.	0,40	100,82
3	65,21	0,28	16,80	1,72	1,76	0,07	1,95	3,98	4,95	1,74	0,18	0,43	99,07
4	66,10	0,32	16,17	1,88	1,32	0,65	2,40	3,82	3,23	3,34	не обн.	0,72	99,95
5	68,32	0,28	15,63	1,28	1,61	0,05	2,58	1,58	4,67	3,59	0,10	не обн.	99,69
6	68,63	0,20	16,35	0,75	1,51	сл.	0,88	2,46	4,22	3,06	0,28	1,35	99,69
7	66,96	0,15	19,84	0,11	1,00	0,08	0,93	3,07	3,00	4,10	не обн.	0,60	99,84
8	69,96	0,20	16,81	1,20	1,12	0,10	0,82	2,78	3,45	4,15	не обн.	0,30	100,89
9	67,54	0,40	15,29	3,40	1,05	0,07	1,30	3,01	3,40	3,75	0,15	не обн.	99,36
10	67,62	0,45	13,60	1,96	2,53	0,06	2,99	3,71	3,10	3,37	не обн.	0,58	99,97

Опись анализов^х. 1. Порфировидный гранит, обр.310, Вохчинский интрузив, ущ.Хиар-Дарас; 2. Среднезернистый гранодиорит, обр.59, Вохчинский интрузив, ущ.р.Саккар; 3. Порфировидный гранодиорит, обр.277, Вохчинский интрузив, ущ. р. Саккар; 4. Порфировидный адамеллит, обр.281, Вохчинский интрузив, ущ. р.Мелри-гет; 5. Аплитовидный гранит, обр.75, Вохчинский интрузив, г.Хачкар; 6. Гранит-порфир, обр.220, Анкаванское месторождение; 7. Порфировидный адамеллит, обр.148, Амзачиманский интрузив; 8. Порфировидный граносиенит, обр.133, Амзачиманский интрузив; 9. Порфировидный адамеллит, обр.193, Шенатагский интрузив, колл. О.П. Гуюмджяна; 10. Порфировидный гранодиорит, обр.129, Казанличский интрузив, колл.О.П.Гуюмджяна.

х Анализы № 1-8 выполнены на образцах из коллекции Б.М.Меликсетяна.

циализацию формации, является Mo, TR(Ce), Th, U, Ba, W, Bi, Pb, Rb; понижено содержание Li, Be, Cs, Sc, Ce, Co, Zn и элементов группы железа.

Характерны довольно низкие ($K/Rb = 182$, $Th/U = 3,2$) и повышенные ($Rb/Sr = 0,92$, $Ba/Sr = 12,0$) отношения. Вместе с тем повышены $Fe/Co = 3 \cdot 10^{+3}$, $Ni/Co = 3,0$, $V/Cr = 8,0$ отношения.

Петрохимические особенности гранит-гранодиоритовой формации (табл. 3.8.3.1) указывают на ряд общих черт интрузивных комплексов: 1) несколько пониженная кремнекислотность ($Q = 16-25$), 2) повышенная известковистость и глиноземистость; 3) несколько повышенная железистость ($FeO/MgO \leq 1,8-4$), 4) повышенная щелочность, особенно калиевая ($H_2O/Na_2O = 1,1-1,4$); 5) пониженный щелочно-известковистый ($a/c = 4,7-4,8$) и повышенный щелочно-фемический ($a/b = 2,2$) индексы.

По парагенетическим ассоциациям минералов и их составу гранитоиды рассматриваемой формации относятся ко II полю щелочности диаграммы Д.С. Коржинского.

С металлогенической точки зрения гранит-гранодиоритовая формация является наиболее продуктивной. Проведенные исследования позволяют выделить две серии рудных месторождений и рудопоявлений: 1) раннюю, связанную с камерной дифференциацией, и 2) позднюю, связанную с глубокими очагами палингеного магмообразования.

Как правило, месторождения поздней серии представлены крупными медно-молибденовыми, медными, золото-полиметаллическими и золото-теллурическими месторождениями. Характерной особенностью металлогенической специфики формации порфировидных гранитов и Гранодиоритов является металлогеническая повторяемость. Повторные генетические ряды однотипных месторождений и процессов многократного палингенеза свидетельствуют о высокой рудогенерирующей роли рассматриваемой формации.

Геолого-тектоническая позиция интрузивов гранит-гранодиоритовой формации, их петрогеохимические особенности, приуроченность к узлам интенсивного магматизма, термодинамические условия формирования свидетельствуют в пользу "ювенильно-палингеного" (часто повторного) гранитного магмообразования, спровоцированного базальтоидными расплавами и глубинными интрателлурическими агентами.

3.9. Ряд верхнемиоцен-нижнеплиоценовых формаций

3.9.1. Андезит-дацитовая формация

Андезит-дацитовая формация развита в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зоны. Комплекс пород этой формации известен под названием амулсарской, биченагской, или агдабанской, свит.

Геологическое положение и петрографические особенности пород формации, с различной детальностью, рассмотрены в работах А.Т.Асланяна /36/, А.А.Габриеляна /87/, Ш.А.Азизбекова и др. /21/, П.Л.Епремяна (1953), Г.А.Казаряна и А.Г.Куюмджяна (1974), Дж.А.Оганесяна и В.М.Амаряна (1972), К.Н.Паффенгольца /253/, И.Я.Центер (1971).

Породы формации в основном развиты в северо-западной части Зангезурского хребта и занимают верховья рр.Гябут, Терп (притоки р.Арпа), Нахичеван-чай, правобережье бассейна р.Воротан и ее правого притока - р.Сисиан. В комплексе вулканогенных образований, слагающих формацию, участвуют андезитобазальты, андезиты и андезит-дациты, причем наблюдается значительное преобладание вулканогенно-обломочных образований над собственнo-лавовыми.

Ложем для пород формации является поверхность олигоцен-нижнемиоценового высокого пенеплена, развитого на абсолютной отметке выше 2000-2100 м, который, как указывает А.Т.Асланян, является региональным для всей Армении. Ш.А.Азизбеков и др. /21/, изучавшие породы формации в пределах Нахичеванской АССР, высказывают мнение об их плиоценовом возрасте.

Видимая мощность вулканитов андезит-дацитовой формации в западной части Зангезурского хребта составляет от 300 до 900 м. Максимальное значение мощности устанавливается обычно вблизи центров извержений.

В основании толщи вулканогенных пород рассматриваемой формации залегают амфиболовые андезит-дациты и их эксплозивные аналоги, слагающие сравнительно широкое поле в западной части района их развития. Мощность горизонта этих пород варьирует от 200 м на южном склоне Зангезурского хребта до 250 м на северном его склоне.

Выше следует горизонт амфиболовых андезитов с преобладающим участием туфообломочного материала. При ограниченном развитии в восточной части они занимают широкие поля на запа-

дном склоне, слагая примерно 20% всей площади, занятой вулканидами рассматриваемой формации.

Одними из наиболее широко распространенных являются породы, слагающие горизонт пироксен-амфиболовых андезитов и пироксеновых, пироксен-амфиболовых андезито-дацитов. Интенсивное развитие этих пород наблюдается в восточной части распространения вулканидов формации и в особенности на северном склоне хребта. При весьма подчиненном участии лав андезитов и андезито-дацитов (юго-западная часть района) устанавливается резкое преобладание эксплозивного материала в строении горизонта (коэффициент эксплозивности свыше 70%). Мощность этого горизонта составляет 200-450 м.

В центральной части области развития формации и, в частности, на южном склоне Зангезурского хребта довольно широко распространены оливинсодержащие андезиты и пироксеновые андезито-дациты, образующие довольно четкий горизонт. Внутри горизонта лавы и туфообломочные материалы находятся в примерно одинаковых количествах; мощность горизонта 150-180 м. Эквивалентом этого горизонта, вероятно, являются вулканиды района г. Кочбек, прорванные в центре андезито-дацитовым куполом.

Вулканогенно-обломочные образования в основании представлены вулканическими брекчиями, лахарами и в меньшей степени лавовыми агломератами.

Среди обломков эксплозивных образований представлены все разновидности пород, слагающих лавовые потоки, среди которых преобладают ошлакованные, окисленные разности, имеющие красно-бурую, черно-бурую и даже черную окраску.

Для рассматриваемой формации характерен центральный тип извержений в западной части Зангезурского хребта (район г. Агдабан). Здесь от жерловины вулкана радиально расходятся дайки андезито-дацитов, реже - андезитов. Образования жерловой фации подвергнуты гидротермальной переработке (окварцевание, алуинитизация, каолинизация). Центры извержений оливинсодержащих и нормальных андезитов отмечаются в районе г. Кочбек и на южном склоне Зангезурского хребта.

В целом, в восточной части области развития пород андезито-дацитовой формации Зангезурского хребта преобладают пироксеновые андезито-дациты, андезиты, оливинсодержащие андезиты и андезито-базальты, а в западной - амфиболовые андезито-дациты и андезиты. Все перечисленные породы слагают лаво-

Таблица 3.9.1.1

Химический состав пород андезито-дацитової формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	57,64	0,56	18,20	5,55	0,76	0,22	3,20	6,00	4,10	2,90	0,23	0,20	0,90	100,46
2	60,20	0,50	15,77	3,54	2,51	0,12	2,85	5,49	3,76	2,92	0,30	0,20	1,33	99,49
3	61,94	0,50	16,41	2,75	1,90	0,08	1,70	4,22	3,82	3,73	0,67	0,34	1,70	99,76
4	60,86	0,50	17,22	3,21	2,22	0,08	1,94	5,11	4,12	2,97	0,67	0,64	0,64	100,18
5	61,82	0,50	16,95	3,98	1,67	0,04	1,62	5,22	3,95	2,76	0,30	0,36	0,92	100,09
6	58,63	0,75	16,17	3,60	2,72	0,12	3,40	6,29	3,88	2,88	0,35	0,14	1,04	99,97
7	54,42	0,70	16,77	4,51	2,53	0,02	5,40	6,71	4,00	2,36	0,28	1,18	0,95	99,83
8	63,05	0,49	17,00	2,60	1,72	0,22	2,37	4,56	4,00	3,10	0,23	0,73	0,64	100,71

Опись анализов. 1. Андезит, обр.2331-г, в 5,5 км к ЮЗ от с.Борисовка, левый борт р.Шижкар, колл. Г.А.Казаряна; 2. Андезит амфиболовый, обр. 287-г, левый борт левой составляющей р.Султанлу, колл. И.Я.Центер; 3. Андезито-дацит амфиболовый, обр.332, водораздел рр. Мадан-Султанлу, колл. И.Я.Центер; 4. Андезито-дацит пироксеновый, обр. 1090, г.Такалик, колл. И.Я.Центер; 5. Андезито-дацит пироксеновый, обр.824, бассейн р.Кюкчу-чай; колл.И.Я.Центер; 6. Андезит оливинсодержащий, обр.283-в, левый борт левой составляющей р.Султанлу, колл. И.Я.Центер; 7. Андезито-базальт оливинсодержащий, обр.393, левый борт левой составляющей р.Султанлу, колл. И.Я.Центер; 8. Андезито-дацит, обр.2347, г.Шижкар, колл.Г.А.Казаряна.

вые потоки, экструзивные и дайковые тела и участвуют в составе пирокластических образований. В этих разновидностях пород в переменном количестве участвуют фенокристаллы плагиоклаза (лабрадор-олигоклаз), роговой обманки, авгита, реже гиперстена. В оливинсодержащих разностях в числе вкрапленников, кроме перечисленных минералов участвует также оливин. В сложении основной массы участвуют, в основном, нераскристаллизованное стекло, микролиты плагиоклаза, реже — гиперстен.

Акцессорные минералы в породах описанной серии представлены апатитом, цирконом, магнетитом; И.Я.Центер отмечает также наличие граната.

По особенностям химизма (табл. 3.9.1.1) породы андезито-дацитовый формации относятся к известково-щелочной серии и близки к породам типа Йеллоустонского парка. Следует отметить несколько повышенную калиевую щелочность пород ($M_2O \leq Na_2O$).

Количественные соотношения пород, слагающих формацию, указывают на значительное преобладание андезитов над андезито-дацитами, с одной стороны, и резко подчиненное значение базальтов и андезито-базальтов — с другой. Подобная закономерность количественных соотношений пород внутри серии, последовательность их внедрения (андезито-дациты — андезиты — андезито-базальты) позволяют предполагать комплементарность крайних членов серии и андезитовый состав исходного расплава. При этом несколько обогащенная щелочная андезитовая магма в процессе перемещения через земную кору претерпела неглубокую дифференциацию в промежуточной камере. Отдельные порции — дифференциаты этого расплава — извергались на поверхность в гомодромной последовательности вначале из верхних горизонтов, а потом последовательно из более нижних и придонной части камеры.

Металлогеническая роль пород андезито-дацитовый формации невелика; к зонам гидротермальных метасоматитов сольфатарной стадии, развитых в прижермовой зоне вулканов, приурочены проявления киновари (Варданское проявление).

3.9.2. Трахиандезит-фенолитовая формация

Породы рассматриваемой формации развиты в Еревано-Орду-бадской зоне, в междуречье Азат и Веди, а также на южных отрогах Гегамского нагорья и в Приереванском районе. Во времен-

ном отношении эквивалентом этой формации является андезитодацитовая, развитая в северо-западной части Зангезурского хребта (биченагская, амулсарская свиты).

Геологическое положение и петрографические особенности пород формации с различной детальностью рассмотрены в работах А.Т.Асланяна /36/, А.Т.Вегуни /80, 81/, А.А.Габриеляна /87/, С.А.Исаакяна /128, 129/, Г.А.Казаряна и А.Г.Куюмджяна /136/, А.С.Остроумовой /245/, К.Н.Паффенгольца /253/.

В тектоническом отношении трахиандезит-фонолитовая формация приурочена к зоне Ани-Ордубадского глубинного разлома и, будучи продолжением предыдущей трахиандезит-трахилипаритовой формации, контролируется единими нарушениями более низких порядков.

Нижний возрастной предел для всей формации А.Т.Асланяна /36/ определяет как верхний сармат. В песчаниках, подчиненных вулканогенной толще в районе к северо-востоку от с.Гортун, выявлена флора, которая по А.Л.Тахтаджяну и А.А.Габриеляну /291/ имеет нижнеплиоценовый возраст. Согласно результатам радиологических определений, возраст дацитов купола Гндасар равен 12 млн. лет. Диатомиты, выявленные нами севернее Джерманисского угольного месторождения, подчиненные этой вулканогенной толще, по определениям Т.А.Авакяна, в преобладающем количестве содержат флору, характерную для среднего плиоцена.

Приведенные данные позволяют считать, что породы трахит-фонолитовой формации формировались в интервале верхний миоцен - нижний плиоцен.

В Западном Вайке породы трахиандезит-фонолитовой формации развиты на водоразделе Аргичи - Арпа, слагая привершинную часть хребта. Они образуют вулканогенную толщу мощностью более 500 м, перекрывающую почти везде Гортунскую свиту трахиандезит-трахилипаритовой формации и только в участке между сс. Гортун и Елпин непосредственно налегающую на елпинскую свиту. Низы разреза этой толщи представлены калиевыми базальтами, корни излияния которых в виде даек, силл наиболее широко развиты в бассейне правого притока р.Гортун. Лавовые покровы в основном приурочены к центрам извержений и развиты на юго-западном борту циркообразной долины верховьев р. Гортун, на северных и северо-восточных склонах вершин Дидванк и Гндасар, в верховье р.Варданес. Извержения калиевых базальтов характеризовались высокой explosивностью, продук-

ты которых в виде вулканических шлаков, агломератов и взрывных брекчий залегают под лавовыми покровами. Мощность этих вулканогенно-обломочных образований непостоянна и варьирует в зависимости от палеорельефа и расстояния от вулканического центра, от I до 50+60 м.

Толща калиевых базальтов перекрыта потоками и взрывными продуктами трахиандезитового, андезито-дацитового и дацитового составов, развитыми в водораздельной части рр. Аргичи и Арпа, и пересечена экструзивными телами дацитов и андезито-дацитов гг. Дидванк и Гндасар.

В завершающей стадии происходило внедрение даек трахибазальтов и фonoлитов мощностью до 3+4 м.

Для рассматриваемой формации характерен центральный тип извержений. Центры извержений отмечаются в районе с. Гортун, вершин Дидванк и Гндасар, верховьев рр. Элпин и Зарданес, где кроме широкого развития дайкообразных тел, штоков щелочных и субщелочных базальтов, экструзивных куполов андезито-дацитов и дацитов, закартированы обширные площади гидротермальных метасоматитов, образованные в результате фумарольной деятельности вулканов.

В области развития вулканических центров, в верховье р. Элпин, впервые выявленные нами оливин-кальциевые габбро и вскрытые скважинами гранодиорит-порфиры, радиологический возраст которых (I0-II млн. лет) аналогичен таковому для рассмотренных экструзивных куполов. Эти данные позволяют выделить здесь единый эффузивно-интрузивный комплекс.

Другим районом развития пород трахиандезит-фonoлитовой формации является междуречье Веди - Азат. Здесь они представлены образованиями исключительно субвулканической фации (силлы, лакколиты, дайки, мелкие штоки), сложенными трахитами, трахиандезитами, лейцитовыми фonoлитами, щелочными оливиновыми базальтами, лейцитовыми сиенит-порфирами.

В области развития субвулканических тел центральное положение занимает ряд вулканических жерловин в виде секущих трубообразных тел, выполненных взрывным материалом, состоящим из обломков как вмещающих толщ, так и пород трахитового, трахиандезитового и в резко преобладающем количестве фonoлитового составов. Участки, сложенные жерловыми образованиями, в плане имеют изометричную форму, из которых наиболее крупный занимает площадь около 1 км².

Таблица 3.9.2.1

Химический состав пород трахиандезит-фенолитовой формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	49,30	1,55	17,52	3,39	5,00	0,18	3,50	8,42	3,20	4,20	0,75	0,50	2,80	100,31
2	57,45	0,66	20,35	5,82	0,71	0,05	0,76	4,69	4,00	3,70	0,46	0,62	1,35	100,62
3	57,94	1,02	17,34	3,15	1,69	0,10	2,49	6,72	4,05	5,30	0,45	0,30	0,54	101,09
4	59,45	0,90	18,10	4,63	0,71	0,07	1,50	4,81	4,45	4,20	0,40	0,15	0,95	100,32
5	65,15	0,50	16,76	2,09	1,14	0,07	1,30	4,15	4,40	2,60	0,17	0,40	1,90	100,63
6	65,43	0,19	18,01	1,62	0,71	0,07	0,77	1,61	5,80	5,20	0,05	0,10	0,22	99,78
7	59,50	0,86	18,09	3,11	1,44	0,06	1,21	4,82	5,55	4,95	0,38	0,31	0,52	100,80
8	52,67	0,09	24,26	0,92	1,70	0,19	0,82	2,97	8,80	5,00	не обн	0,16	1,83	99,41
9	52,50	0,09	23,31	1,13	1,15	0,18	1,30	3,64	7,80	5,40	0,05	0,09	2,44	99,08

Опись анализов^х. Западный Вайк: 1. Базальт калиевый, обр.942, р-н с.Гортун; 2. Трахиандезит, обр.2183-и, водораздел Варданис - Козулджа; 3. Трахиандезит, обр.1950, выс.2650,6м, к С от разв. с.Гортун; 4. Трахит, обр.1152а, зап.отрог г.Токлу; 5. Дациит, обр.1134а, южн. склон г.Дидванк; 6. Трахилипарит лейцитсодержащий, обр.2183д, водораздел Варданис - Козулджа; Междуречье Азат - Веди; 7. Трахит, обр.3035б, г.Чардаш; 8. Лейцитовый фенолит, обр.2264, междуречье Котур-булак - Котуц. 9. Лейцитовый фенолит, обр.2089, левый борт р.Котур-булак.

^х Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А.Казаряна.

Контактовое воздействие субвулканических тел трахит-фонолитового ряда весьма слабое и выражено в слабом ороговиковании вмещающих пород на расстоянии 1-1,5 м от контакта.

Трахиандезит-фонолитовая формация западного Вайка включает в себя породы эффузивной и субвулканической фаций, представленные калиевыми базальтами, пироксеновыми и пироксен-биотитовыми трахиандезитами, андезитодацитами, дацитами, лейцитсодержащими трахилипаритами и др. Отмеченные породы характеризуются, как правило, порфировым сложением. Вкрапленники представлены клинопироксеном, биотитом, плагиоклазом (андезин-лабрадор) — в трахиандезитах и дацитах, а также роговой обманкой, гиперстеном и кварцем — в экструзивных дацитах. Основная масса обычно полнокристаллическая и сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, калишпатом. Кроме того в основной массе иногда присутствуют: лейцит (в калиевых базальтах и трахилипаритах), гиперстен и биотит (в трахиандезитах), роговая обманка и биотит (в дацитах).

Трахиандезиты и трахиты междуречья Азат — Веди по своему минеральному составу несколько отличаются от однотипных пород западного Вайка. В частности, среди вкрапленников кроме клинопироксена (авгит) и биотита присутствует также роговая обманка, реже — калишпат, а плагиоклаз относится к олигоклаз-андезиновому ряду.

Весьма интересны в петрографическом отношении лейцитовые фонолиты. Вкрапленники в них представлены крупными (10х15х5 мм) выделениями санидина, плагиоклазом, гранатом, эгирин-авгитом, изометричными, округлыми зернами лейцита. Основная трахитовая масса состоит из микролитов плагиоклаза и калишпата.

В целом породы трахиандезит-фонолитовой формации междуречья Азат — Веди слагают ряд от щелочных оливиновых базальтов через трахиты до лейцитовых фонолитов, в то время как в западном Вайке — от калиевых базальтов через трахиандезиты и трахиты к лейцитсодержащим трахилипаритам. Иначе говоря, серия междуречья Азат — Веди представляет собой сравнительно более полно дифференцированный ряд, что, по-видимому, обусловлено его большей жесткостью, способствующей процессам дифференциации. Область же Ахавнадзор-Зовашенской вулканотектонической депрессии (западный Вайк) являлась относительно мобильной и периодические вулканические извержения препятство-

вали более полной дифференциации магматического расплава.

По особенностям химизма (табл. 3.9.2.1) породы трахиандезит-фонолитовой формации слагают две серии - субщелочную (западный Вайк), относящуюся, согласно индексу Пикока (56,8), к крайнему члену щелочно-известкового ряда, и щелочную (междуречье Азат - Веда), занимающую, согласно индексу Пикока (50,0), крайнее щелочное положение.

Резюмируя вышеизложенное, можно высказать предположение, что в андезит-трахиандезитовом составе исходного расплава, расщепление которого и обусловило формирование серии пород от щелочных базальтов до фонолитов. С породами трахиандезит-фонолитовой формации пространственно и парагенетически связана редкометальная, медная, молибденовая и ртутная минерализация.

3.9.3. Габбро-монцитонитовая формация

В состав формации входит Кахипраджурский интрузив (~ 0,5 км²), расположенный в Западном Вайке, в 6 км к В от с. Елпин. В своем пространственном размещении он контролируется Кетуз-Елпинским разломом северо-западного простирания, являющимся оперяющим разломом по отношению к Ани-Ордубадскому глубинному нарушению.

Кахипраджурский интрузив впервые выявлен и изучен нами в 1966 г. Нижняя возрастная граница его определяется на основании прорывания вулканитов трахиандезит-трахипаритовой формации верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Верхняя возрастная граница прямыми геологическими наблюдениями не устанавливается. Согласно радиологическим данным - $11,2 \pm 0,6$ млн. лет, возраст интрузива нижнеплиоценовый.

Кахипраджурский интрузив имеет дайкообразную форму, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 450 м при ширине 200 м с крутыми углами падения на СВ. Характеризуется неоднородным сложением, обусловленным присутствием большого количества в различной степени переработанных ксенолитов. Преобладающая часть интрузива представлена эссекситовыми габбро, слагающими большей частью эндоконтактовую фацию, и монцитонитами. Эссекситовые габбро - серовато-зеленые, среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В некоторых случаях относительное увеличение размеров зерен ангита и плагиоклаза придает породам порфировидный облик. Мг-

Таблица 3.9.3.1

Химический состав пород габбро-монцонитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	47,22	1,08	19,57	3,70	5,90	0,13	4,84	11,00	3,25	2,25	0,04	1,14	100,12
2	55,62	0,72	19,41	0,85	4,35	0,16	1,36	5,69	4,50	3,35	0,10	3,08 ^x	99,19

Опись анализов. 1. Эссекситовое габбро, обр.2273, Кахцраджурский интрузив, колл. Г.А.Казаряна; 2. Монцонит, обр.2274, Кахцраджурский интрузив, колл. Г.А.Казаряна.

x В том числе 0,27% P₂O₅.

неральный состав эссекситов представлен зональным плагиоклазом (лабрадор в ядре, андезин на краях), авгитом, оливином, биотитом, калиевым полевым шпатом, магнетитом.

Контактовое воздействие интрузива проявлено в образовании пироксен-биотит-плагиоклазовых роговиков по эксплозивным брекчиям трахиандезитового состава.

По особенностям химизма (табл. 3.9.3.I), рассматриваемая формация характеризуется повышенной щелочностью и несколько высокой известковистостью.

Вопрос генезиса формации решается исходя из тесной пространственной и возрастной сопряженности их с близкими по составу вулканами - калиевыми базальтами, с которыми интрузив слагает, по-видимому, единую вулкано-интрузивную формацию.

С рассматриваемой формацией связана редкометальная и ртутная минерализация.

3.10. Ряд среднеплиоценовых формаций

3.10.1. Андезит-липаритовая формация

Андезит-липаритовая формация развита в пределах Восточно-Севанского, Варденисского, Гегамского и Цахкуняцкого хребтов. Вопросы геологии рассматриваемой формации с различной детальностью освещены в работах многих исследователей /36, 44, 53, 58, 87, 162, 163, 214, 258 и др./; в последние годы проведено их специальное геолого-петрографическое изучение /136, 151 и др./.

Тектоническими структурами, контролирующими развитие формации, являются краевые швы Ани-Ордубадского глубинного разлома в сочетании с поперечными к нему нарушениями, а также Цахкуняцкий и Мармарикский разломы.

Структурам северо-восточного и частично северо-западного простираний подчинены области развития формации на Цахкуняцком, Гегамском и Варденисском хребтах. К поперечной структуре, контролирующей Кельбаджарскую наложенную мульду, приурочены вулканиды Восточно-Севанского хребта.

Во всех районах породы формации залегают на непленезированной поверхности более древних образований. На основании геологических и радиологических данных (5-11,5 млн. лет) возраст формации определяется как ниже-среднеплиоценовый. В час-

тности, на Восточно-Севанском хребте андезит-базальты низов разреза залегают на угленосных образованиях понт-киммерийского возраста (левобережье р.Зод), а в районе с.Сариягуб – на ксеноигнимбритовых туфах миоцена. На восточной периферии Гегамского нагорья, в районе с. Норадуз – г.Камо, породы верхов разреза перекрыты долеритовыми базальтами верхнего плиоцена. Формация сложена породами эффузивной, эксплозивной и субвулканической фации. Становление формации связано с деятельностью вулканов центрального и частично (на Цахкуняцком и Восточно-Севанском хребтах) многовыходного типа.

На Восточно-Севанском хребте вулканиты формации развиты по всей его протяженности – от верховьев р.Масрик до Зодского перевала. Они занимают площадь около 300 км^2 при максимальной мощности до 700 м. Центры извержений отчетливо устанавливаются в 3,5 км к ЮВ от с. В.Шоржа, у перевала дороги Азизлу – Кельбаджар (г.Кылышы) и в других пунктах.

Согласно результатам наших исследований, формация представлена породами ряда андезит-базальт – липарито-дацит, которые слагают три горизонта. Между отдельными горизонтами отсутствуют следы перерыва. Нижний горизонт имеет ограниченное развитие и представлен андезит-базальтами мощностью 80-120 м. Лавовые потоки основания горизонта, как правило, подстилаются маломощными эксплозивными брекчиями. Средний горизонт мощностью более 400 м сложен двупироксен-роговообманковыми и роговообманковыми андезит-дацитами, дацитами, реже – липарито-дацитами. Характерной особенностью является отсутствие в его составе эксплозивного материала. Верхний горизонт представлен двупироксен-амфиболовыми андезитами и андезит-базальтами и пироксен-плагиоклазовыми андезитами видимой мощностью до 200 м.

На Варденисском хребте породы андезит-липаритовой формации ("варденисская свита") слагают его осевую зону на протяжении более 40 км и занимают площадь около 600 км^2 при максимальной мощности около 900 м. Отчетливо устанавливаются центры извержений; нередко намечается их круговое-концентрическое расположение. Центры извержений представлены высотами Варденис, Сандухкасар, Малый Варденис, Марал, Гедикванк, Соганлу и др.

Варденисская свита сложена двумя горизонтами вулканистов, разделенных пачкой осадочных образований (глины, глинистые

песчаники, реже конгломераты) мощностью около 120 м. Нижний горизонт представлен эффузивно-обломочными образованиями мощностью более 500 м. Он сложен (снизу вверх) литифицированными пемзами, пемзовыми песчаниками (~ 100 м), липаритовыми и липарито-дацитовыми лавами и пирокластами (~ 70 м). На слабоэродированной поверхности последних залегают (снизу вверх) лавы и пирокласты роговообманково-биотитовых дацитов (~ 50 м), андезитов-дацитов (~ 180-300 м) и андезитов. Эффузивно-обломочный горизонт завершается излияниями оливиновых базальтов, чередующихся со шлаково-пепловым материалом аналогичного состава.

Верхний эффузивный горизонт начинается пачкой (~ 30 м) кислых пирокластов, сменяющихся лавами флюидалных липаритов с видимой мощностью 30-40 м. Они выступают в виде отдельных разрозненных выходов из-под последующих покровов вардениоской свиты, представленных липарито-дацитами, дацитами и андезитами. Последние образуют широкие лавовые покровы, которые почти сплошным чехлом покрывают северные склоны Вардениоского хребта, вплоть до берегов оз. Севан. Формирование верхнего эффузивного горизонта завершается эксплозивным материалом, лавами и куполами выжимания верхнеплиоценовых липаритов г. Сандухкасар, и верховьев р. Ехегис.

Фрагменты андезит-липаритовой формации обнажаются также на южном и северо-восточном склонах Гегамского хребта. Согласно имеющимся данным /300/, в основании разреза здесь также залегают туфы липаритового состава или же, в отдельных случаях, песчаники и глинистые отложения, в составе которых существенное участие принимает переотложенный материал кислого состава. Количество последнего увеличивается в западном направлении. Разрез среднеплиоценовых вулканитов венчают андезитовые лавы, аналогичные таковым Вардениосского хребта.

На Цахкуняцком хребте вулканиты формации в виде небольших потоков и покровов занимают площадь около 150 км², мощность их от нескольких десятков до 400 м. Центры извержений расположены на водоразделе хребта, количество их достигает 20, из коих 14 (Айкасар, Мец Техенис, Нахарар, Аверак, Катар и др.) являются центрами извержений вулканитов основного и среднего составов. Последние занимают площадь более 85 км², мощность до 350-400 м. По расположению вулканических центров маркируется крупная продольная, а также ряд более мелких -

поперечных трещин. Вулканы андезит-липаритовой формации расчленяются на четыре подсвиты (снизу вверх): I - нижние липариты (пирокласты и экструзивы) - нижний плиоцен (II,5 млн. лет); II - вулканогенно-обломочные образования среднего состава - нижний-средний плиоцен; III - верхние липариты, обсидианы, перлиты, пемза и их обломочные разности - средний плиоцен (5,5-6,8 млн. лет); IV - андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты - средний плиоцен (5,0-6,0 млн. лет). Часто наблюдается переслаивание продуктов извержений основного и особенно кислого материала с речными и озерными отложениями.

Нижние липариты имеют весьма ограниченное распространение; центры их не обнаружены. Верхние липариты представлены породами эффузивной, эксплозивной и экструзивной фаций. Они широко развиты вдоль всего Цахкуняцкого хребта от г. Дамлик до среднего течения р. Раздан (сс. Джаррат, Макраванк, Арзақан, Тхит). Центры извержений - гг. Дамлик, Ттвакар, Камакар, Аркаясар, Бжни, Далар, Мец Техенис, Техенис. Липарито-дациты IV подсвиты представлены лишь небольшим потоком, залегающим среди пироксеновых андезитов г. Цахкуняц, и дайкой, прорывающей породы основного состава IV подсвиты (ЮЗ подножье р. Аркаясар).

В сложении формации на Восточно-Севанском и Вардениском хребтах, как было отмечено выше, принимает участие широкая гамма пород - оливиновые базальты, двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые андезито-базальты и андезиты, андезито-дациты и дациты, липарито-дациты и липариты. Отмеченные породы характеризуются порфировым сложением. Зкрапленники представлены зональным плагиоклазом (андезин-лабрадоритового ряда в основных и средних породах и олигоклаз-андезиновый - в кислых), авгит (в основных и средних породах), гиперстен (в двупироксеновых андезито-базальтах, андезито-дацитах и дацитах), базальтическая роговая обманка (в двупироксеновых андезито-базальтах, андезито-дацитах, дацитах, липарито-дацитах), биотит (в дацитах, липарито-дацитах, липаритах), кварц и санидин (в липарито-дацитах и липаритах). Основная масса микролитовая, пилотакситовая, интерсертальная, витрофировая, криптокристаллическая. В составе основной массы присутствуют микролиты плагиоклаза, гиперстен, авгит, вулканическое стекло.

Различные типы пород Цахкуняцкого хребта также характери-

Таблица 3.10.1.1

Химический состав пород андезит-липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
I	50,71	1,10	16,13	5,08	4,23	1,17	2,92	8,76	4,00	2,65	0,99	0,18	3,10	101,02
2	60,15	0,50	17,72	4,07	1,25	0,12	2,35	5,20	4,10	2,70	0,21	0,62	1,56	100,55
3	69,65	0,50	14,54	2,24	0,71	0,03	0,20	3,23	3,90	3,20	0,13	0,48	1,10	99,91
4	75,32	не обн.	13,51	0,90	0,64	0,03	0,42	0,73	2,25	4,25	0,01	0,42	0,65	99,13
5	62,67	0,53	15,04	6,33	1,15	0,07	0,53	3,55	4,30	3,25	0,27	1,80	не обн.	99,49
6	46,84	1,44	13,04	7,48	4,22	0,16	5,61	11,76	4,00	1,30	0,69	0,78	3,48	100,80
7	72,21	0,18	13,91	1,93	0,62	0,07	0,28	1,98	3,70	4,80	0,12	не обн.	0,43	100,23
8	60,03	0,28	17,60	3,26	2,55	0,12	3,53	5,95	4,70	2,50	не опр.	0,10	0,25	100,87
9	55,55	1,05	16,71	5,72	1,36	0,11	3,68	7,27	4,00	2,43	0,68	0,58	0,49	99,63
10	55,62	0,44	18,15	5,47	2,27	0,25	2,54	6,86	4,35	2,25	не опр.	0,65	1,84	100,69
11	61,99	0,27	16,20	4,57	0,55	0,07	1,23	4,97	4,78	2,99	0,55	0,28	0,69	99,14

Опись анализов^х. Восточно-Севанский хр.: 1. Андезито-базальт, обр.1070, левобережье р.Сод; 2. Андезит, обр.767а, в 0,5 км к СВ от с.Н.Шоржа; 3. Липарито-дацит, обр.1019а, перевал дороги Азизкенд - Кельбаджар; Варденисский хр.: 4. Липарит, обр.463а, в 2 км к В от коч.Вагашен; 5. Андезито-дацит, обр.474а, в 4 км к Ю от коч.Азизнер, правый борт р.Варденис; 6. Базальт оливинный, обр.11, южн.склон г.Азиз, правый приток р.Варденис; 7. Липарит, обр. 129, в 2,5 км от коч. Азизнер; Цахкуняцкий хр.: 8. Нижний пироксеновый андезит, обр.877, р-н с.Цахкадзор, ниже минеральн.источника Туджур; 9. Нижний оливинный андезито-базальт, обр.926, второй поток, у с. Джаррат; 10. Верхний оливинный андезито-базальт, обр.854, вершина г.Катар; 11. Верхний пироксеновый андезит, обр.840, зап.стена кратера вулкана Аверак.

^х Анализы № 1-7 проведены на образцах из коллекции Г.А.Казаряна; № 8-11 - из коллекции С.Г.Карапетяна и Э.Х.Хараяна.

зуются порфировым сложением. В липаритах и липарито-дацитах вкрапленники представлены олигоклаз-андезином (до 15,3%), биотитом (до 5,8%), роговой обманкой (до 6,6%), кварцем (до 2%), рудным минералом (до 2,4%). Основная масса стекловатая, часто рассеченная перлитовой отдельностью, фельзитовая, сферолитовая, гиалиновая.

В оливин-пироксеновых андезито-базальтах вкрапленники представлены лабрадором (до 15%), клинопироксеном (до 6%), оливином (до 6%), ортопироксеном (~ 1%). Основная масса - полнокристаллическая, микроклеритовая, реже - гиалопилитовая, пилотакситовая.

В роговообманковых андезитах и андезито-дацитах вкрапленники представлены андезин-лабрадором (до 7%), базальтической роговой обманкой (до 5%), клино- и ортопироксеном (1,5%). Основная масса гиалопилитовая, микролитовая.

Поствулканические процессы проявлены в алунитизации, цеолитизации, окварцевании, хлоритизации вулканитов, в особенности, в области центров извержений.

По особенностям химизма (табл. 3.10.1.1) породы андезит-липаритовой формации относятся к известково-щелочным ассоциациям. Породы основного и среднего состава характеризуются повышенной щелочностью, в особенности, повышенным содержанием K_2O . В разрезах, в поздних порциях однотипных пород, наблюдается относительное увеличение кремнекислотности, повышение общей железистости и уменьшение известковистости.

Происхождение пород андезит-липаритовой формации Восточно-Севанского и Варденисского хребтов связывается (Г.А.Казарян) с эволюцией исходного расплава андезитового состава. Для Цахкуняцкого хребта представляется (С.Г.Карапетян), что становление оливин-пироксеновых андезито-базальтов, с одной стороны, пироксеновых андезитов, роговообманковых андезитов и андезито-дацитов - с другой, а также липаритов и липарито-дацитов связано с деятельностью автономных магматических очагов.

3.10.2. Трахиандезитовая формация

Трахиандезитовая (трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты, трахиты) формация развита в центральной и южной частях Гегамского и в западной части Варденисского нагорий. Формация выделена и, в целом, изучена К.И.Кара-

петяном; некоторые сведения о ней приведены в публикациях автора и других исследователей /97, 143, 151, 184, 245, 246/.

Формация приурочена к верхам мощной (до 700 м) вулканической толщи среднего плиоцена и перекрыта маньчарскими лавами конца среднего – начала верхнего плиоцена /60/. В преобладающей своей части она перекрывается более поздними вулканитами и обнажается в виде относительно небольших "окон" – возвышенностей и в бортах глубоких ущелий. Судя по всему, извержения пород формации происходили на площади не менее 1800 км². Образования формации слабо дислоцированы; дислокации связаны с поздним подъемом Гегамского и Варденисского нагорий и сопряженными с ним разрывами северо-западного, меридионального и широтного направлений.

Формация выражена, главным образом, в эффузивной фации; обычная мощность потоков не более 10 м, мощность всего комплекса редко превышает 100–120 м. Формирование ее связано с вулканической деятельностью ареального типа. Сохранившиеся вулканы единичны: это купол у с.Гехаркуник (трахилипариты), купол Еракатар в верховьях р.Азат и Архашенские холмы (трахиандезиты). Очень возможно, что руинами вулканов являются обнажения "мыса с развалинами" и у с.Еранос (западная периферия Гегамы).

В объеме формации абсолютно преобладают трахиандезиты (не менее 90 % площади развития). Область развития трахиандезито-базальтов – Западный Айонцзор ("свита дацитовых лав" А.С. Остроумовой /245, 246/; на Гегамском нагорье они встречены в виде небольшого потока и "подводящей" дайки в верховьях ущелья Грыдзор. Другие разновидности развиты только на восточных склонах и периферии Гегамы. Трахидациты обнажены на "мысе с развалинами" (~2,4 км²) и у с.Еранос (~3,5 км²), в последнем пункте они налегают на трахиандезиты. Трахилипариты обычно образуют жилки различной мощности (0,5 мм ÷ 40 см) и сложных очертаний, пересекающие трахидациты; установлено, что обе разновидности извергались или в единой массе, или же последовательно, с небольшим перерывом. "Самостоятельно" трахилипариты обнажены у с. Гехаркуник (упомянутый купол) и на "мысе с часовой" (небольшие тела внедрения). Трахиты обнажены на двух участках в междуречье Грыдзор – Куку: у с.Сарухан (~1,8 км²) и на левом берегу р.Грыдзор, у выс. 2243 (~0,5 км²). Соотношение трахитов с другими породами формации не наблюдается; с определенной долей уверенности можно лишь сказать, что трахиты

извергались позже трахиандезитов.

Трахиандезиты и только химически отличные от них трахиандезито-базальты имеют эвпорфировое, часто мегафировое строение и окрашены в серые, серо-розовые и розовые цвета. Вкрапленники представлены андезином (до 27,5% объема породы), опациitized биотитом (до 11,6%) и бурой роговой обманкой (до 7,2%), мелкими кристаллами клинопироксена (до 3,3%). Биотит распределен спорадически; редки микровкрапленники гиперстена, встречаются единичные выделения оливина. Основная масса состоит из серо-бурого, бурого, буро-желтого, изредка бесцветного стекла, микролитов плагиоклаза, клинопироксена, иногда роговой обманкой и рудной сыпи. Стекло часто полураскристаллизовано и даже раскристаллизовано с выделением плагиоклаза, калишпата и кристаллитов. В порах (что характерно и для других пород формации) часто отлагается кристобалит. "Общими" для формации являются и акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рутил и т.д. /151/. Для трахиандезитов характерны включения гомеогенного типа, состоящие из оливина, клинопироксена, лабрадора, рудного минерала, черно-бурого стекла.

Трахидациты представлены черными, черно-серыми и, редко, буроватыми олигофировыми породами с обязательными фенокристаллами андезина (до 12,5%) и опациitized биотита (до 2,9%). В лавах "мыса с развалинами" к ним присоединяются санидин (до 2,8%) и клинопироксен (до 0,7%). Единичны микровкрапленники гиперстена, а для пород у с. Еранос и санидина. Основная масса стекловатая и, частично, гиалопилитовая, с микролитами плагиоклаза, реже калишпата и рудного минерала. Коричневое, серо-коричневое стекло в разной степени девитрифицировано (плагиоклаз + калишпат) и участками содержит кристаллиты. В трахидацитах встречаются небольшие (несколько мм) глазки-включения, вероятно, гомеогенного характера, состоящие из лабрадора, клинопироксена, рудного минерала, совершенно свежего коричневого стекла (до 40%) и, иногда, оливина.

Трахипариты выражены олигофировыми, белыми, розовато-белыми, светло-серыми породами, содержащими вкрапленники санидина (до 6,9%), плагиоклаза (до 4,6%) и опациitized биотита (до 2,1%); очень редки микровкрапленники клинопироксена и оливина. Ортофировая основная масса сложена микролитами калишпата, плагиоклаза, редкими кристалликами рудного минерала и, как правило, совершенно свежим, бесцветным, иногда желто-

коричневатым стеклом. Для трахипаритов характерны близкие по составу небольшие (до 10-15 мм) шаровидные и ленточные обособления, имеющие ликвационное происхождение /143/.

Трахиты, в общем имеющие серую окраску, нередко бывают пронизаны черными и бурными стекловатыми жилами толщиной 0,2-4 см, придающими породе флюидальный облик; местами из-за резких фьяммеобразных раздувов жилок она даже напоминает игнибригит. Состав и плезиофировое содержание вкрапленников во всех случаях остается постоянным: андезин (до 32,1%), опациitized-ованный биотит (до 5,7%), клинопироксен (до 3,3%), гиперстен (до 0,8%), очень редкая совершенно замещенная рудным минералом базальтическая роговая обманка. Основная масса "серой" части апогиалиновая; стекло, зараженное рудной сыпью и содержащее редкие микролиты плагиоклаза, полураскристаллизовано и раскристаллизовано в полевошпатовую массу, в которой присутствуют волосовидные иногда собранные в пучки кристаллы калишпата. В полосках и "фьямме", имеющих сложные очертания, стекло сохранилось лучше и окрашено в серый, темно-серый, светло-фиолетовый, желтоватые и буроватые цвета. Окраска распределяется по отдельным, сложно переплетающимся струям, ориентированным, в общем, в согласии с границами жилок и их раздувов; струйчатость подчеркивается и разным содержанием в стеклах кристаллитов, которые вместе с редкими микролитами пироксена и плагиоклаза, также ориентированы.

В целом, формация отличается повышенной щелочностью при обычном преобладании Na_2O над K_2O ; исключение составляют трахиты, в которых содержания щелочей примерно одинаковы или калия несколько больше (табл. 3.10.2.1). В поле αsb диаграммы А.Н.Заварицкого породы ограничиваются линиями Йеллоустона и Марос-Хайвуда, аккумулируясь, главным образом, около "субщелочной" кривой Этны. Главная масса пород (по А.Ритману) относится к субизвестково-натровому типу атлантической серии ($\text{b} = 4,1+5,4$). Породы формации насыщены и слабо пересыщены кремнеземом ($\text{Q} = 0,2+20,3$).

В формировании состава формации выявлена следующая последовательность, образующая четкий эволюционный ряд: трахиандезит-базальт, трахиандезит, трахидацит, трахипарит; в этой схеме неясным остается место трахитов. Такая закономерность в изменении состава, скорее всего, определяется дифференцированным характером эволюции с заключительным ликвацион-

Таблица 3.10.2.1

Химический состав пород трахиандезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	54,96	0,99	16,39	5,23	1,72	0,03	1,78	5,57	4,50	3,12	не опр.	не опр.	2,31	3,19	99,79
2	59,27	1,23	17,75	3,96	2,23	0,11	1,90	5,08	5,28	3,08	не опр.	не опр.	не обн.	0,18	100,07
3	61,36	0,74	16,28	4,98	1,35	0,08	1,15	3,58	5,45	4,50	не опр.	не опр.	не обн.	0,92	100,39
4	61,66	0,94	17,63	3,58	2,63	0,13	0,51	3,57	5,25	3,50	не опр.	не опр.	0,29	0,26	100,15
5	63,36	0,61	17,57	3,11	1,65	0,11	1,23	2,50	5,25	4,20	не опр.	не опр.	не обн.	1,29	100,88
6	68,40	0,16	15,66	1,24	0,86	0,07	2,13	0,70	5,49	3,91	0,17	0,28	0,10	0,97	100,14
7	69,30	0,19	15,81	1,08	1,00	0,05	0,40	0,42	5,56	3,35	0,14	0,43	0,10	1,63	99,46
8	63,55	0,43	16,30	1,94	1,71	0,05	1,21	2,57	4,50	5,90	не опр.	не опр.	0,22	2,06	100,44

Опись анализов^X. 1. Трахиандезито-базальт, обр.1841, верховья ущ. р.Грыдзор; 2. Трахиандезит, обр.1191, р-н с.Гехаркуник; 3. Трахиандезит, обр.1557, к В от с.Цахкашен в 0,7 км; 4. Трахиандезит, обр.1422, вост. окр. с.Еранос; 5. Трахидацит, обр.1433, вост. окр. с.Еранос; 6. Трахилипарит, обр.1143а, р-н с.Гехаркуник, купол; 7. Трахилипарит (шаров.обособл.), обр.1140а, р-н с.Гехаркуник, купол; 8. Трахит, обр.1527, средн. течение р.Грыдзор, выс.2243.

X Анализы выполнены на образцах из коллекции К.И.Карапетяна.

ним расщеплением трахипаритов. Возможно, что роль ликвации в общем процессе эволюции была более значительной: так, не исключено, что и сами трахипариты являются ликватом. Что касается наиболее ранних, основных и распространенных членов серии — трахиандезито-базальтов и трахиандезитов, то есть все основная считать, что генетически они связаны с основной, базальтовой, магмой.

3.10.3. Габбро-гранодиоритовая формация

В состав формации входит Вагашенский интрузив ($\sim 2 \text{ км}^2$), расположенный в верховьях р. Мартуни, в районе коч. с. Вагашен. Пространственное размещение интрузива контролируется Джермук-Гридзорским разломом северо-западного простирания, трассируемым выходами минеральных источников (Джермук — Азизнер — Гридзор).

Отдельные сведения о Вагашенском интрузиве приведены Ж.М. Григоряном и А.А. Тер-Маркаряном (1953) при проведении геолого-съемочных и поисковых работ. Позднее нами было проведено его детальное геолого-петрографическое изучение /136 и др./.

Нижняя возрастная граница интрузива определяется на основании прорывания андезитов и дацитов среднего эоцена. Верхняя возрастная граница прямыми геологическими наблюдениями не определяется. Ранее интрузив датировался как палеогеновый. Однако результаты радиологического изучения пород интрузива — 5,5 млн. лет, позволили нам установить его среднеплиоценовый возраст.

Вагашенский интрузив имеет дайкообразную форму, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 2,5 км при ширине 0,6±0,7 км. Северо-восточный контакт интрузива приурочен к тектоническому нарушению, по которому блок с интрузивом приподнят на 200 м. В сложении интрузива принимают участие гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, эссекситовые габбро, причем заметно преобладают кварцевые диориты и гранодиориты, слагающие свыше 70% площади интрузива. Разности диоритового состава отмечаются в эндоконтактной полосе массива; эссекситовые габбро встречены лишь в юго-западной части интрузива. Весьма редки маломощные прожилки аплитов. Контактное воздействие интрузива проявлено в образовании пироксен-плагноклазовых роговиков.

Таблица 3.10.3.1

Химический состав пород габбро-гранодиоритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	50,10	1,00	15,55	4,98	2,98	0,14	5,90	10,31	3,62	2,62	0,38	1,60	99,18
2	54,96	0,52	17,24	4,28	2,71	0,11	4,00	7,33	4,40	2,44	0,18	0,98	99,15
3	61,24	0,68	15,58	5,08	1,99	0,07	1,49	2,74	5,00	3,05	0,56	1,78	99,26

Опись анализов^х. 1. Эссекситовое габбро, обр. 638; 2. Диорит, обр. 649; 3. Кварцевый диорит, обр. 646.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А. Казаряна.

Вышеотмеченные разности пород характеризуются равномерно-зернистым, среднезернистым сложением, гипидиоморфнозернистой структурой; некоторые разности эндоконтактовых диоритов имеют порфировидный облик, обусловленный несколько более крупными размерами зерен зонального плагиоклаза. В минеральном сложении кварцевых диоритов и гранодиоритов участвуют зональный плагиоклаз (андезин в ядре, олигоклаз на краях зерен), калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, диопсид, биотит, магнетит. В эссекситовых габбро отмечается повышение основности плагиоклаза (лабрадор-андезин) и присутствие редких, обычно корродированных зерен оливина.

По особенностям химизма (табл. 3.10.3.1) различные типы пород Вагашенского интрузива характеризуются отчетливо повышенной щелочностью.

Габбро-гранодиоритовая формация пространственно и во времени тесно сопряжена с вулканитами среднеплиоценовой андезит-липаритовой формации Варденисского хребта, с которыми они составляют, по-видимому, генетически единую вулcano-интрузивную формацию.

Металлогеническая роль последней незначительна.

3.II. Ряд верхнеплиоцен-антропогеновых формаций

Становление верхнеплиоцен-антропогеновых магматических формаций происходит в условиях сводово-глыбовых воздыманий.

Пространственно магматические формации приурочены к зоне Транскавказского поперечного поднятия и Мисхано-Зангезурского разлома.

3.II.I. Базальтовая формация

Породы рассматриваемой формации, известные в литературе под названием "долеритовые базальты", с различной детальностью изучены Г. Абыхом, К. Н. Паффенгольцем, А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном, А. А. Адамян, К. Г. Шириняном, В. М. Амаряном, Э. Х. Харазяном, К. И. Карапетяном, Ю. Г. Гукасяном и др.

В тектоническом отношении формация отчетливо приурочена к глубинным — сквозькоровым разломам ареала Транскавказского меридионального поднятия /145/, представляющего северное

проявление Африкано-Аравийского рифтового пояса /225/.

На территории Армянской ССР породы формации известны в пределах Лорийского, Гукасянского, Котайкского плато, бассейнов рр. Ахурия, Дебед, а также вдоль юго-западного побережья бассейна оз. Севан /41/. За пределами республики породы формации широко развиты в районах Ахалкалакского и Цалкинского плато в Эрзрумской и Северо-Ванской области, в бассейнах рр. Тигр и Евфрат.

Породы формации с угловым несогласием залегают на эродированной поверхности пород среднего плиоцена и более древних образований. Согласно радиологическим данным, возраст долеритовых базальтов равен 3-4 млн. лет /38/. Вместе с тем известны излияния таких же базальтов несколько более молодых, возможно апшеронского или нижнеплейстоценового возраста /82/. При этом базальты плиоценового возраста намагничены обратно, а плейстоценового - нормально /36, 59, 98/. В Цалкинском районе (Грузинская ССР) отдельные потоки базальтов переслаиваются с озерными отложениями, содержащими остатки позднеплиоценовых (акчагыльских) млекопитающих /123/.

Извержения базальтов были исключительно трещинными и имели пульсационный характер, в связи с чем образовались покровы, сложенные из десятков отдельных потоков. Общая площадь потоков и покровов в северо-западной части Армянской ССР около 450 км², на Котайкском плато 100 км², в бассейне оз. Севан (окрестности г. Камо, долина нижнего течения р. Аргичи) 20 км². Общая мощность потоков иногда превышает 250-300 м. Отдельные потоки двигались по руслам рр. Ахурия, Дзорагет, Дебед в виде узких (1,5-3 км) лентообразных "языков" на расстоянии до 80-90 км. В полных разрезах лавовая толща долеритовых базальтов расчленяется на две пачки, которые разделены стратиграфическим перерывом, выраженным слоистыми озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями (в бассейне р. Дебед мощностью до 50-60 м). В бассейне р. Дебед самые нижние потоки базальтов влиялись в небольшие местные водоемы (запруды реки) и образовали горизонты шаровых лав и гиакокластитов мощностью до 50-55 м, протягивающихся вдоль долины до 7,5 км /300/.

Почти во всех районах распространения верхнеплиоценовые лавы заметно дислоцированы, особенно вдоль региональных разломов и в районах развития солянокупольных структур.

Базальты различных районов петрографически очень близки.

Это серые, синевато-серые, сахаровидно-зернистые массивные (в средних частях потоков) или темно-серые до черных, сильно пористые, пузыристые (во внешних зонах потоков) породы. Во многих потоках, начала разреза нижней пачки, базальты окрашены грязно-зеленовато-бурым, зеленовато-синеватым цветом, что обусловлено довольно сильными вторичными изменениями этих лав в зоне гипергенеза /304/. Базальты характеризуются порфировой - серийно-порфировой структурой с вкрапленниками частично идиогенетизированного оливина (5-7%, редко до 12%) состава форстерит-гялосидерит (до 30% FeSiO_4), реже - авгита и плагиоклаза (до 2%) состава лабрадора (№ 55-62). Основная масса имеет полнокристаллическую долеритовую, пойкило-офитовую структуру. Главнейшими минералами полнокристаллической основной массы являются лабрадор № 50-57 (объемом до 50-55%) и авгит - титано-авгит (до 30-35%). Остальная часть представлена оливином, титаномagnetитом и редко гематитом, халькопиритом, пиритом, апатитом. В межплагиоклазовых интерстициях основной массы лав северо-западной Армении обнаружено небольшое количество ксеноморфных скоплений калиевого полевого шпата /302/.

Существенного изменения петрографического состава пород формации по разрезу или по простирацию лавовых толщ не наблюдается.

Большое сходство базальтов из различных районов выявляется также по химизму (табл. 3.II.I.I), что обуславливает тождество или небольшие колебания их главнейших петрохимических параметров.

Оливин-пироксеновый парагенезис минералов и главные петрохимические параметры долеритовых базальтов послужили основанием для отнесения их к щелочным оливиновым толеитам /294/. Пересчеты на нормативный состав (по методу CIPW) показывают, что в долеритах Армении больше всего встречается минеральный парагенезис оливин-нефелин и меньше - оливин-гиперстен с небольшими значениями гиперстена. По Д.Х.Грину и А.Е.Рингвуду /101/ такие лавы соответствуют щелочному оливиновому базальту.

В целом необходимо отметить однородность состава долеритовых базальтов, повышенную их щелочность и, в некоторой степени, глиноземистость. Выявляется близость последовательных излияний лав и по геохимическим признакам. Согласно имеющимся данным /294/, для всех лавовых потоков характерно соотноше-

Таблица 3.II.I.I

Химический состав пород базальтовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	47,00	1,05	16,43	8,45	5,40	0,21	7,80	9,48	3,30	0,85	0,26	0,16	0,14	100,53
2	50,45	1,07	14,89	3,62	8,83	0,16	6,87	9,10	3,70	1,00	не обн.	0,18	не обн.	99,87
3	50,92	1,68	16,75	6,90	6,08	0,17	4,90	9,00	4,00	1,32	не обн.	0,02	не обн.	100,84
4	51,00	1,12	18,18	5,24	4,84	0,15	4,91	9,46	3,11	1,45	не обн.	0,10	0,20	100,39
5	48,66	1,20	16,33	5,17	6,52	0,14	6,52	9,72	3,52	0,92	0,21	0,39	0,29	99,59
6	48,86	1,60	17,03	5,65	5,00	0,18	7,02	9,01	4,00	0,88	не обн.	0,14	0,69	100,06
7	48,24	1,70	16,71	4,27	7,13	0,17	6,80	9,01	4,20	1,00	не обн.	0,13	0,38	99,74
8	49,85	1,34	18,11	4,40	4,86	0,09	5,35	9,04	4,24	1,05	не обн.	0,27	0,36	98,96
9	49,12	0,48	16,92	4,55	6,72	0,20	7,00	10,60	3,75	1,75	0,50	0,08	0,08	101,75
10	48,54	0,96	18,65	1,15	8,26	0,07	7,18	9,31	3,90	1,50	0,41	не обн.	не обн.	99,93

Опись анализов. Долеритовые базальты: 1. Обр.27, у с.Куйбышево (Степанаванский р-он), колл. А.А.Адамян; 2. Обр.44, над Дзоргетской ГЭС, колл. Э.Х.Харазяна; 3. Обр. 25, между сс.Амасия и Ваграмаберд, колл. Ю.Г.Гукасяна; 4. Обр.3, нижн.течение р.Ахурян, поток над поймой реки, колл. К.Г.Шириняна; 5. Обр. 7, нижнее течение р.Ахурян, в 800 м к ЮЗ от вулкана Калаус, колл. К.Г.Шириняна; 6. Обр. 1405, Приереванский р-он, колл. И.Я.Центер; 7. Обр.1395, Приереванский р-он, колл. И.Я.Центер; 8. Обр.14, у г.Камо, колл. К.О.Парсамяна; 9. Обр.3233, бассейн р.Аргичи, колл. Э.Х.Харазяна; 10. Обр.815, бассейн р.Аргичи, колл. К.Г.Шириняна.

ние $Cr > Ni > Co$, свойственное начальным этапам магматической активности. По сравнению с кларковыми содержаниями рассматриваемые базальты обеднены элементами-примесями группы железа и несколько обогащены редкими элементами (Mo, Zr, Zn). Наблюдается значительный дефицит редких щелочных элементов (Rb и Li). Низкое содержание калия, высокие K/Rb (700 против 185 кларковых) и Mg/Li отношения, восстановительные условия среды магмообразования (наличие самородного железа), низкое давление кислорода, высокое содержание нормативного оливина, позднее выделение магнетита, свидетельствуют об абиссальности рассматриваемых базальтов. По экспериментальным данным Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда /101/, базальты такого типа могут быть получены при выплавлении и отделении около 20% первоначального объема пиrolита верхней мантии на глубинах 40-60 км. При быстром подъеме этот состав не претерпевает никаких изменений.

3.11.2. Липаритовая формация

Породы липаритовой формации развиты в пределах отдельных вулcano-структурных подзон - Арагацкой, Гегамской, Варденисской, Сюникской.

Сведения различной детальности о размещении, составе, возрасте и петрографической характеристике пород формации имеются в работах многих исследователей /35, 36, 79, 87, 144, 145, 184, 222, 243, 258, 261, 262, 312, 318 и др./. Детальное и систематическое исследование новейших липаритов, позволявшее выделить их в самостоятельную формацию /88, 145, 316/, проведено С.Г.Каралетяном /152-160/.

Породы липаритовой формации слагают отдельные куполовидные вулканы, которые распределены следующим образом: комплекс Артени (Мец и Покр Артени) - в Арагацкой подзоне; Атис, Гутансар^х, Спитаксар, Гехасар - в Гегамской подзоне; Хоралпор (Карни Ярых) - в Варденисской подзоне; Базенк, Сатанаксар (Мец, Покр и Мичнак), Барцратумб и др. - в Сюникской подзоне.

^х Вулканы Атис, Гутансар, а также более мелкие - Фонтан и Алапарс расположены в пространстве между западной границей Гегамского нагорья и Арзаканским массивом, условно названном нами Разданской структурой /158/.

Участки расположения вулканов по географическим данным соответствуют локальным гравитационным минимумам силы тяжести. Вулканы маркируют локальные трещины протяженностью до 15 км близмеридионального простирания.

Суммарная площадь, занятая новейшими липаритами, равна около 200 км^2 , общий объем — 32 км^3 . Суммарная мощность комплекса сильно варьирует, наибольшая мощность наблюдается в пределах самих вулканов, достигая 450 (Мец Сатанакар) — 500 м (Артени). Формирование рассматриваемого комплекса связано с вулканизмом многовыходного типа. Центры извержений липаритов представлены часто крупными, морфологически хорошо выраженными куполовидными вулканами, имеющими веерообразную, слоистую, натеchnую и более сложные структуры.

В строении вулканов принимают участие небольшие купола, нежки, трещинные и концентрические экструзии, лавовые и агломератовые потоки, а также скопления пирокластического материала.

Породы, слагающие вулканы, представлены: липаритами, обсидианами, перлитами, пемзами, их туфами и брекчиями. Последние, часто перемежаясь с лавовыми потоками, указывают на многоактность деятельности этих вулканов; количество актов у отдельных вулканов достигает $4 \div 5$, иногда 8 (Артени).

Зарождению вулканов предшествовали сильные эксплозии с отложением рыхлой перлит-пемзовой пирокластике; продукты последней имеют слоистое строение, обычно хорошую сортировку материала. Для начальных фаз извержений вулканов характерен липаритовый состав продуктов, конечных — липарито-дацит-дацитовый (Атис, Гутансар, Гехасар, Артени).

Для большинства вулканов характерны излияния зональных липаритовых, обсидиановых и перлитовых потоков. В конечную стадию деятельности у отдельных вулканов излились липарито-дацит-дацитовые потоки (Атис, Гутанасар, Гехасар); ими сложена большая часть аппарата первых двух вулканов. У Артени выжат аналогичного состава небольшой купол Тапак Блур.

Таким образом, в строении отмеченных вулканов выделяют породы экструзивной, эффузивной и эксплозивной фаций. Наиболее полно они представлены в комплексе Артени. Здесь встречаются очень интересные экструзии самых различных размеров — от громадного концентрически-зонального купола Хцан (диаметр

основания 1200 м, высота - 450 м) и слоистого купола Тапак Блур до небольших складкообразных и трещинных выжимок диаметром и высотой от 2-3 до 15-20 м и более.

Вулканиты липаритовой формации по составу и петрографическим особенностям подразделяются на две группы: липаритовую и липарито-дацит-дацитовую. Породы первой группы по структурно-текстурным особенностям подразделяются на раскристаллизованные (собственно липариты) и стекловатые (обсидианы, перлиты, литоидные пемзы) разновидности.

Среди собственно липаритов выделяются: фельзитовые, сферолитовые и гялиновые разности. Характерна часто наблюдающаяся зональность потоков, выражающаяся в чередовании полос и зон с названными структурами и в наличии на их поверхности и в подошве обсидиановой зоны закалки; степень кристалличности возрастает от подошвы и кровли к центральной части потоков. Характерно для липаритов также наличие ажурных литофиз и шаровидных обособлений (сферолоидов); происхождение части последних объясняется процессами ликвации /74/.

Из стекловатых разностей наиболее разнообразны обсидианы. Среди них выделяются: однородные, полосчатые и брекчиевидные разности. Перлиты и пемзы являются водосодержащими в разной степени вспученными разновидностями обсидианового стекла и обычно проявляются совместно в виде так называемой "перлит-обсидиановой парн".

Породы липарито-дацит-дацитовой ветви представлены флюидалными лавами и частично лавобрекчиями. Внешне они отличаются от липаритов общим буроватым, буровато-коричневым цветом; характерно наличие черных стекловатых полосок и пропластков матового облика.

В обеих группах пород (липаритовой и дацитовой) встречается одинаковая ассоциация минералов-вкрапленников, но в разных количественных соотношениях. Вкрапленники представлены: плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, реже калиевым полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой и еще реже - моноклинным и ромбическим пироксеном (Тапак Блур). Количество вкрапленников колеблется в пределах 0,4-4,2%. В нормативном составе некоторых липаритов калиевые минералы составляют до 91-97% их объема, из коих на долю кварца выпадает 23-32%; в дацитах это число равно 21-29%. На долю железо-магnezияльных минералов приходится соответственно 1,8-5,6% и 2,9-8,1%.

От липаритов к дацитам количество анортитовой составляющей закономерно увеличивается от 18-28% в липаритах до 38-46% - в липарито-дацитах и 53-57% в дацитах. Калиевый полевой шпат в виде вкрапленников (санидин, анортотлаз) встречается чрезвычайно редко; он сконцентрирован в основной массе породы. Вкрапленники рововой обманки (ферротремолит, $f = 46-63\%$) и биотита (лепидомелан, флогопит, реже - мероксен, $f = 36-67\%$) встречаются преимущественно в липарито-дацитах, дацитах, реже в перлитах и пемзах (вулканы Гутансар, Мец Сатанакар, Бардратумб); в липаритах встречаются обычно в основной массе.

Вкрапленники пироксена также очень редки. Он чаще присутствует в основной массе черных обсидианов.

Кварц, а также тридимит и кристобалит совместно с калиевым полевым шпатом входят в состав криптокристаллического-фелъзитового, сферолитового и аксиолитового агрегатов. Вторичные генерации этих минералов часто инкрустируют стенки пор и трещины лав.

В породах формации выявлено более сорока двух аксессуарных минералов, характерных в целом для семейства гранитоидов /I60/. Кроме обычных сквозных минералов - магнетита, гематита, мартита, ильменита, пирита и др. выявлены также: самородные свинец, цинк, олово, медь, золото, молибденит, галенит, ортит, цитролит, турмалин и др. Замечается некоторая специализация их по отдельным подзонам, вулканам, а также фациям и типам пород.

Ассоциация элементов-примесей в целом также характерна для гранитного расплава. Наиболее характерными являются: Mo, Pb, Cu, Li, Be. Наиболее высокими содержаниями Mo, Pb, Cu характеризуются вулканиды Сюникской подзоны; что обусловлено, по-видимому, особенностями погребенной рудоносной зоны.

По особенностям химизма (табл. 3.II.2.I) преобладающая часть пород формации относится к среднетихоокеанской известково-щелочной ассоциации. Они характеризуются насыщенностью кремнекислотой ($Q = 19,0-37,4$) и обогащенностью щелочами. Содержания Al_2O_3 , CaO, MgO и отношение FeO/MgO от липаритов к дацитам возрастают, а общая железистость понижается от 83% до 77%. В указанном же направлении уменьшается также сумма щелочей (за счет калия). Отношение K_2O/Na_2O в липаритах в общем > 1 , в дацита < 1 .

Все вышесказанное, а также геологическое строение фун-

Таблица 3.II.2.I

Химический состав пород липаритовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅ ⁻	ппп	Сумма
1	72,74	0,07	15,59	0,12	0,54	0,10	0,61	0,58	4,70	4,60	0,07	1,06	100,78
2	75,52	0,10	14,71	0,94	0,89	0,09	0,20	1,40	3,90	4,18	0,02	0,40	99,35
3	71,54	0,18	14,45	1,07	0,45	0,10	0,63	1,23	5,12	2,64	0,08	2,86	100,35
4	72,60	0,13	15,02	0,72	1,08	0,07	0,49	1,25	4,60	4,65	не опр.	0,24	100,85
5	69,60	0,39	16,40	2,40	0,48	0,06	1,31	2,19	4,20	3,20	не опр.	0,48	100,71
6	72,12	0,19	14,06	1,72	1,26	0,08	0,92	1,25	4,90	4,30	не опр.	0,12	100,92
7	70,00	0,26	16,59	1,61	1,82	0,07	0,98	1,95	3,90	2,90	0,20	-	100,28
8	74,56	0,08	14,18	0,34	0,91	0,11	0,29	1,07	4,27	4,33	0,05	0,46	100,65
9	73,92	сл.	14,03	1,24	0,48	0,08	не обн.	1,32	4,20	4,80	0,04	0,40	100,51
10	72,88	0,10	14,45	0,60	0,54	0,05	0,20	0,83	4,50	4,90	не опр.	0,40	99,45

Опись анализов^х. 1. Липарит, обр.304, вершина вулк.М.Артени; 2. Обсидиан, обр.96, юго-западный склон вулк. П.Артени; 3. Перлит, обр.125, юго-западный отрог вулк. М.Артени; 4. Липарит, обр. 158, юго-западный склон вулк. Атис; 5. Липарито-дацит, обр.765, вершина вулк. Атис; 6. Липарит, обр. 256, овраг у Лусаванского карьера; 7. Липарито-дацит, обр.225, южный отрог вулк. Гутансар; 8. Обсидиан, обр.360, северный склон вулк. Спитакасар; 9. Липарит, обр.553, вершина вулк.Гехасар; 10. Липарит, обр.1073, вершина вулк. Мец Сатанакар.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции С.Г.Карапетяна.

даменты, геофизические и другие данные позволяют предполагать, что рассматриваемые породы образовались из родоначальной магмы липарит-липарит-дацитового состава. Пространственное размещение вулканитов по отдельным подзонам, отличия в особенностях их вещественного состава свидетельствуют о наличии изолированных магматических очагов в каждой из подзон. Некоторая специфичность состава пород отдельных вулканов внутри группы свидетельствует о том, что окончательное формирование расплава могло происходить в промежуточных камерах, которые питались из очага, общего для всей группы.

С новейшим кислым вулканизмом Армении связаны промышленные месторождения (Арагацкое, Джаберское, Гюмшское и др.) высококачественных кислых вулканических стекол, типа перлита, обсидиана и литодной пемзы.

3. II. 3. Андезит-базальт-дацитовая формация

Рассматриваемая формация представлена сложным парагенетическим комплексом пород андезит-базальт-андезит-андезито-дацит-дацитового состава, при преобладании разностей андезитодацит, дацитового составов.

Породами указанного комплекса сложены Кечутский вулканический хребет, некоторые территории Гукасянского и Лорийского плато, отдельные участки Памбакского хребта, Арагацкий массив с прилегающими периферическими плато (Кармрашенское, Егвардское, Шаирамское, Анийское), крупные межгорные котловины (Арагатская, Ширакская, Апаранская). К северу формация продолжается на территории Грузинской ССР, а к западу — на территории Турецкой Армении.

Только в пределах Армянской ССР вулканиты формации покрывают площадь более чем 3000 км².

В разное время породы формации были изучены Г.Абихом, П.И.Лебедевым, К.Н.Паффенгольцем, А.Т.Асланяном, В.С.Белянкиным и В.П.Петровым, П.В.Гамкрелидзе, Н.И.Схиртладзе, К.Г.Шириняном, Е.М.Великовской, В.М.Амаряном, Э.Х.Харазяном, Ю.Г.Гукасяном и др.

Впервые как самостоятельная парагенетическая ассоциация (формация) выделена К.Г.Шириняном /316/.

В тектоническом отношении андезит-базальт-дацитовая формация контролируется Транскавказской зоной меридионального

поперечного поднятия.

В пределах армянской части Транскавказского поднятия находятся две зоны относительно самостоятельных блоковых поднятий: Кечутская и Арагацкая. Разделенные структурами среднеальпийской складчатости указанные поднятия располагаются: первая в пределах Севанского, а вторая — в пределах Араксинского оротектонических поясов /36/. В районе Кечутского хребта вулканизм рассматриваемой формации тесно связан с новейшим меридиональным разломом, протягивающимся вдоль восточного крутого крыла Транскавказской региональной зоны поперечного поднятия, а также с двумя другими субширотными разрывными структурами, ограничивающими с севера и юга Верхнеахурянскую котловину.

На Арагацком вулканическом нагорье породы формации генетически связаны с крупным полигенным массивом Арагац и периферическими центральными и трещинными извержениями.

Относительная геологическая самостоятельность вулканизов Кечутской и Арагацкой областей, местные петрографические особенности вулканизов и другие частные признаки позволяют рассматривать их в качестве самостоятельных свит.

Кечутская свита в стратиграфическом отношении подразделяется на ниже-среднечетвертичную и среднечетвертичную пачки пород. В основании ниже-среднечетвертичной пачки залегают двупироксеновые андезиты-базальты, которые снизу вверх постепенно сменяются андезитами /299, 301, 303/. Общая мощность двупироксеновых андезитов-базальтов достигает 700 м, обнаженная площадь — 245 км². Они слагают постамент и нижние склоны Кечутского хребта. Небольшие их покровы и лавовые "языки" развиты также на близлежащих участках Лорийского и Гукасянского плато. Выше по разрезу залегают кварцсодержащие андезиты. Распространены они главным образом в Гукасянском плато (вокруг вулканов Воскесар, Езнасар, Ерицлер) и в западной части Лорийского плато (в районе с. Благодарное). Максимальная их мощность достигает 150 м, обнаженная площадь — около 100 км². На пироксеновых андезито-базальтах и андезитах непосредственно залегают роговообманковые андезиты-дациты. Образуют они лавовые покровы мощностью до 500 м на водоразделе и на восточных склонах Кечутского хребта, связанные с вулканами Кечут, Андраник, Гайлакар, Айкасар и др. /303/. Обнаженная их площадь — около 200 км². Разрез ниже-среднечетвертичной пачки вулканизов завершают гиалодациты. Послед-

ние, по данным Э.Х.Харазяна (1970) представлены несколькими куполовидными экструзивными телами (общей площадью 18 км²), выходы которых контролируются субширотной разрывной зоной Арпи-Казанчинского уступа и полосы сс. Дарагх - Ильмазлу.

Наиболее молодые породы кечутской свиты имеют среднечетвертичный возраст. К ним относятся двупироксеновые андезитобазальт-андезитовые лавы шлаковых конусов водораздельной части Кечутского хребта (Кечут, Цахкасар, Севкатар и, частично, Ампасар).

Арагацкая свита характеризуется относительной длительностью и многофазностью формирования однотипных комплексов пород, многофациальностью вулканических образований. Формирование формации протекало в большом геологическом интервале времени - начиная от верхнего плиоцена до голоцена включительно, что установлено как на основании их фациальных взаимоотношений с озерными, флювиогляциальными отложениями и речными террасами, так и на основании многочисленных радиологических определений /49/.

В арагацкой свите, в отличие от кечутской, широким развитием пользуются вулканокластические фации пород андезит-дацитового состава, в особенности продукты игнимбритового вулканизма, представленные различными пирокластическими туфами и туфолавами. Как показали работы П.И.Лебедева /188/, К.Г.Шириняна /311-313/, А.Т.Асланяна и В.М.Амаряна /37/, В.М.Амаряна /25/, Ю.Г.Гукасяна и др., арагацкая свита образовалась в результате нескольких циклов (вероятнее всего 4-х), причем в каждом цикле намечается гомодромная смена состава вулканитов от андезито-базальта до дацита включительно.

Картина постепенного подкисления пород отчасти "нарушается" в третьем цикле вулканизма. Мы имеем в виду локальную эффузивно-эксплозивную активность базальтовой магмы на северной - привершинной области Арагацкого массива. Однако К.Г.Ширинян и Ю.Г.Гукасян /294/ указывают на их сегрегационное происхождение при дифференциации кислой магмы.

Андезито-базальтовые излияния начала вулканической активности Арагацкой области были довольно продолжительными. Вулканисты этого типа являются одними из наиболее распространенных в Арагацкой области и по объему уступают только андезитодацитам, однако уверенно судить об истинной площади их распространения затруднительно.

Наличие андезито-базальтовых лав устанавливается в основа-

ний разреза Амбердского каньона, где они при мощности 40 м прослеживаются от с. Бюракан до вершинной части г. Арагац. Большое распространение имеют они и на южном склоне Арагацкого щитовидного массива и на Даштакар-Шамирамском плато. Значительное участие андезито-базальтов устанавливается в строении западных склонов г. Арагац. Андезито-базальтами представлены лавы, связанные со шлаковыми конусами Егвардского и Анийского плато и др.

Общая площадь, покрытая андезито-базальтовыми излияниями, составляет около 1000 км^2 , максимальная суммарная мощность всех циклов излияний около 100-120 м.

Вариации состава вулканитов от андезито-базальта до андезита характерны также и для моногенных центров активности. В этом аспекте можно отметить вулканические конусы Даштакар-Шамирамского и Егвардского плато и др. Ряд центров активности, расположен и по склонам щитовидного массива г. Арагац. Вместе с тем известны и чистые андезитовые излияния с небольшими вариациями химизма. К последним можно отнести андезитовые лавы северо-восточных, восточных склонов и привершинной зоны Арагаца, андезитовые лавы моногенных вулканов Воскетас, Маралик, Гель-зиарат, Севсар, Цахкасар и др.

В Арагацкой области наиболее распространенными являются лавы и вулканокластические породы андезито-дацит-дацитового состава. Последние играют главную роль в строении вулканов Арагац и Араилер, отдельных моногенных вулканов (Мусху, Иринд, Цахкасар и др.), а также трещинных извержений среднегорья, периферических плато и равнин (Апаранское, Мараликское, Приахурянское и др.). Суммарная мощность андезито-дацит-дацитовых вулканитов всех 4-х циклов составляет около 500 м, объем - около 350 км^3 .

Породы андезито-базальт-дацитовый формации характеризуются порфировой структурой, большим или меньшим количеством стекла в основной массе. Структуры последней обусловлены составом пород и меняются от микродемитовой и интерсертальной, в наиболее основных членах до пилотакситовой, микрофельзитовой и гиалопилитовой в наиболее кислых. Для всей рассматриваемой серии характерен следующий набор минералов: плагиоклаз, оливин, ромбический и моноклинный пироксены, базальтическая роговая обманка. Примечательно изменение парагенезисов вкрапленников минералов по разрезу; оливин присутствует лишь

в андезит-базальтах, клинопироксен - во всех породах формации, но с переходом к кислым сериям его доля резко падает. Ортопироксен является характерным минералом андезито-дацит-дацитовых пород и с переходом к андезитам и андезито-базальтам его доля значительно уменьшается. Базальтическая роговая обманка, являющаяся характерным минералом андезито-дацитов водораздельной части Кечутского хребта, в вулканитах Арагацкой области не встречается. Характер и состав минералов - вкрапленников во всей серии пород формации довольно близок. Состав плагиоклаза меняется, в общем, соответственно изменению кислотности породы (от № 39-42 до № 53-55), но значительные колебания состава наблюдаются иногда и в пределах одной и той же породы. В андезитах и в более кислых разностях плагиоклаз зонален. Состав клинопироксена колеблется в ряду диопсид-геденбергит, близкого по составу с авгитом. Ортопироксен повсеместно представлен гиперстеном, отмечается слабая тенденция к увеличению железистости в более кислых сериях. Оливин представлен хризолитом с колебанием фаялитовой молекулы от 20 до 30%.

По особенностям химизма (табл. 3.II.3.I) вулканиты формации могут быть отнесены к известково-щелочной серии тихоокеанского типа. Для них характерно повышенное содержание CaO и постоянное преобладание Na_2O над K_2O . Породы формации в основном тяготеют к типам пород Йеллоустонского парка и Лассен-Пик. По мере возрастания кислотности пород происходит медленное и небольшое повышение щелочности. В последовательных продуктах извержения наблюдаются изменения в сторону увеличения кислотности, щелочности, железистости.

Относительно геохимической специализации вулканитов рассматриваемой формации намечается ряд интересных закономерностей. Во-первых, следует указать на обедненность вулканитов формации элементами группы железа. Концентрация редких элементов (Mo , Zn , V , Nb) колеблется в пределах кларка, а Mn содержится в вышекларковых содержаниях. Количество щелочных элементов (K , Rb , Na , Li) понижено относительно кларка в андезито-базальтах и андезитах и приближается к нему или превышает его в породах андезито-дацит-дацитового ряда /236, 294/.

Вулканические породы, составляющие Кечут-Арагацкую андезито-базальт-дацитовую формацию, имеют сложную петрологическую природу. По данным К.Г.Шарияна /315, 316/, породы фор-

Таблица 3.II.3.I

Химические составы пород андезито-базальт-дацитової формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
I	52,69	1,03	17,10	6,30	4,52	0,14	4,09	8,15	3,00	1,32	не опр.	0,62	0,25	99,21
2	56,69	1,05	14,39	5,71	5,40	0,13	4,03	7,29	3,00	1,52	не опр.	0,02	0,06	99,29
3	63,36	0,75	15,85	3,81	4,09	0,09	1,22	4,24	4,00	2,75	0,20	не обн.	не обн.	100,36
4	66,24	0,99	15,65	3,58	1,49	0,06	1,23	3,52	4,58	2,75	не опр.	не обн.	0,04	100,05
5	53,79	1,15	17,68	4,40	5,56	0,14	4,15	7,35	3,65	1,45	не опр.	0,59	0,79	100,70
6	58,95	0,96	16,36	3,30	5,03	0,10	3,40	6,30	4,00	2,50	не опр.	не обн.	не обн.	100,90
7	51,00	1,00	18,50	4,12	4,70	0,20	8,68	5,18	4,50	1,90	0,11	0,10	0,30	100,29
8	54,00	0,60	16,98	4,84	4,25	0,10	4,77	7,72	4,84	1,62	0,20	не обн.	не обн.	99,92
9	60,32	0,79	15,95	5,38	0,31	0,10	2,98	5,61	4,12	2,72	0,24	0,48	1,14	100,14
10	64,40	0,61	16,75	3,76	1,49	0,10	2,17	3,20	4,34	3,14	не опр.	не обн.	0,30	100,26
II	67,08	0,15	16,11	3,84	1,26	0,07	1,20	3,00	3,76	3,47	не опр.	не обн.	не обн.	99,94

Опись анализов^х. Кечутская свита: I. Андезито-базальт, в 1,5 км к ЮЗ от с.Караис; 2. Андезит, южн. склон Кечутского хр.; 3. Андезито-дацит, г.Андраник; 4. Гиалодацит, г.Гейлакар; 5. Андезито-базальт (верхний), вулк. Ампасар; 6. Андезит (верхний), вулк. Кечут; Арагацкая свита: 7. Базальт, вулк.Барцрадир; 8. Андезито-базальт, вулк.Калаус; 9. Андезит, вулк.Маралик; 10. Андезито-дацит, вулк.Цахкасар; II. Дацит, севернее с.Мастара.

^х Анализы № I-6 выполнены на образцах из коллекции Э.Х.Харазяна; № 7 - К.Г.Шириняна и Ю.Г.Гукасяна; № 9-II - К.Г.Шириняна.

мации являются производными мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных) магм. Имеющиеся петро-геохимические данные /236, 294, 318/ позволяют предполагать андометаморфизм первичной базальтовой магмы путем ассимиляции ею гранитного вещества земной коры, причем этот процесс не нарушает нормального течения кристаллизационной дифференциации базальтов, а лишь приводит к увеличению объемов кислых выплавов.

3.II.4. Андезито-базальтовая формация

Андезито-базальтовая формация приурочена к Северной вулканической дуге Армянского нагорья, которая выражена верхнеплиоценовыми и четвертичными вулканами и их продуктами, образующими выпукло обращенный к северу пояс, протягивающийся примерно на 1000 км с запада на восток и юго-восток от района гор.Эрзерума, через Карсское плато, массив г.Арагац, Гегамское и Варденисское нагорья до Зангезурских гор /145/.

Формация как таковая была выделена К.И.Карапетяном; им же дана ее наиболее полная общая характеристика /89, 144, 145/. Сведения различной детальности о геологии и петрографии вулкаников формации приведены в работах многих исследователей /11, 12, 25, 36, 97, 120, 121, 138-151, 172, 177, 179, 184, 190, 199, 221-223, 253, 254, 294, 317, 318, 320 и др./.

В Советской Армении андезито-базальтовая формация наиболее полно представлена на Гегамском и Варденисском нагорьях; на массиве г.Арагац, отмечающем место пересечения Северной вулканической дуги с Транскавказской вулканической зоной, она совмещена и замаскирована более мощно проявленными формациями последней.

Гегамское и Варденисское нагорья представляют молодые, обособленные брахиподиятия, в основе своей, вероятно, имеющие блоковое строение. Извержения пород формации, происходящие в три этапа (ранне-, средне- и позднечетвертичный), сопровождали формирование, выпучивание этих структур. Центры извержений, представленные моногенными вулканами, возникали на локальных, недолговечных трещинах, главная масса которых имеет северо-западное, северо-восточное и близмеридиональное направления. Закупорка старых и возникновение новых трещин, общий пространственный характер их распределения проя-

ляют зависимость (особенно на Гегаме) от хода поднятия. Трещины непосредственно связывали поверхность с неглубоко залегающими, изолированными вулканическими очагами (гегамский и варденисский), образование которых также связано с образованием нагорий. Очаги снабжались магмой, скорее всего, посредством зоны глубокого разлома.

Извержения, происходившие в субаэральных условиях, носили типично многовыходный (ареальный) характер. Центры извержений (их около 200) представлены простыми и сложными шлаковыми конусами, лавовыми конусами, линейно-локальными вулканами и вулканами гегамского типа.

Лавы формации покрывают площадь около 2600 км^2 , причем большая ее часть (свыше 1500 км^2) приходится на долю Гегамского нагорья. Здесь же очень мощными были излияния позднечетвертичного этапа, тогда как на Варденисском нагорье площадь лав этого времени незначительна. Суммарная мощность лав, но только в ложевых депрессиях, достигает 300-400 м. Площади покровов, связанных с отдельными вулканами, очень редко превышают 200 км^2 (Севкатар, Гегамское нагорье); максимальная, аномальная длина потоков до 65 км (стобчатые андезито-базальты ущелья р.Раздан). Мощности отдельных потоков, как правило, не превышают нескольких метров; эта величина резко возрастает при выполнении лавами каньонов, иногда достигая 70-80 м (поток конуса Джермук).

Фациально образования формации выражены в лавах и рыхлом материале. Подавляющее большинство лавовых потоков имеет глыбовый характер, определяемый хорошо развитой обломочной мантией; в некоторых потоках на долю кластической части приходится $2/3$ общей мощности. Лавам в объеме сильно уступает рыхлый материал (всего около 14% от общей массы), состоящий большую часть вулканических построек. Представлен он шлаками, лапами, песками, пеплами, спумолитами, вулканическими оолитами; пирокластика очень часто окислена и агглютинирована. В исключительно редких случаях рыхлый материал фумарольно изменен, обычно опализован.

В составе формации преобладают андезито-базальты. Немного меньшим развитием пользуются андезиты и небольшие базальты. Известно только одно исключение из этого набора - локальные андезито-дацитовые тела внедрения у основания вулкана Менасар (Ковасар). Возрастной и площадной закономерности

ти в распределении той или иной разновидности в общем как будто нет; можно лишь отметить, что на Варденисском нагорье базальты извергались преимущественно в раннечетвертичное время. В Вайке (южные склоны и предгорья Варденисского нагорья), где стратиграфия лав не вызывает сомнений, в каждом из трех этапов происходила последовательная смена извержений роговообманковых пород пироксеновыми, а затем и оливиновыми.

Сложение пород формации, как правило, порфировое; характерно невысокое суммарное содержание вкрапленников (очень редко более 10-12%) и их небольшие размеры (до 3-3,5 мм). Обязательными в фенокристаллах являются плагиоклаз и клинопироксен. Большим распространением пользуется оливин, особенно в породах Гегама; безоливиновыми чаще бывают андезиты. Для образований Варденисского нагорья характерна базальтическая роговая обманка, которая в породах Гегама встречается редко. В виде исключения она присутствует и в базальтах. Редок гиперстен; более всего этого минерала в среднечетвертичных породах Гегамского нагорья. Минералы вкрапленников ассоциируют в самых различных комбинациях, вплоть до сонахождения — плагиоклаз + клинопироксен + оливин + гиперстен + роговая обманка. Наиболее распространены ассоциации: плагиоклаз + клинопироксен, плагиоклаз + клинопироксен + оливин, плагиоклаз + клинопироксен + роговая обманка. Очень часто клинопироксен образует гломеропорфировые скопления; полиминеральные скопления редки.

Основная масса сложена из микролитов плагиоклаза и клинопироксена, рудной сыпи и стекла. В некоторых породах (особенно роговообманковых разностях Варденисского нагорья) встречается апатит, кристаллы которого в единичных случаях достигают 1,8 мм (вулкан Гндеванк). В отдельных случаях в порах пород находятся чешуйки слюды. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, реже гиалиновая и полнокристаллическая; стекловатые разности обычны для пирокластиков и участков быстрого охлаждения лавовых потоков. Для образований формации очень характерен кварц, вероятно имеющий ксеногенное происхождение. Представлен он зернами (редко более 3-4 мм), окаймленными пленкой стекла, а затем клинопироксеновым венчиком; присутствует независимо от минерального и химического состава породы.

По особенностям своего химизма (табл. 3.II.4.I) породы андезито-базальтовой формации относятся к известково-щелочно-

Таблица 3.11.4.1

Химический состав пород андезито-базальтовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	49,30	1,45	17,13	8,39	2,61	0,11	5,33	9,67	4,50	1,90	опр.	0,10	не обн.	100,49
2	50,74	0,90	18,00	6,02	2,52	0,14	5,76	9,80	3,70	1,90	0,11	0,20	0,18	99,97
3	56,20	0,66	17,50	4,48	2,80	0,11	4,40	7,00	3,90	2,70	0,11	0,12	0,32	100,30
4	56,50	0,45	17,60	5,00	1,96	0,11	3,42	7,42	3,70	2,75	0,34	0,25	1,03	100,53
5	58,48	0,33	17,76	3,76	3,36	0,09	3,47	6,00	4,00	2,60	0,11	0,10	0,41	100,47
6	50,07	0,95	16,92	7,96	1,12	0,13	5,47	10,01	4,50	2,00	не опр.	0,05	1,46	100,64
7	51,19	1,38	19,28	5,01	2,24	0,06	4,42	8,29	4,25	3,37	не опр.	0,50	0,64	100,63
8	54,61	1,13	16,87	6,29	1,69	0,11	4,02	7,90	3,75	2,00	не опр.	0,48	0,70	99,55
9	55,52	0,90	17,91	5,05	2,08	0,14	4,43	7,04	4,25	3,25	не опр.	0,01	0,19	100,77
10	58,60	0,53	15,47	4,76	3,90	0,14	2,88	6,33	3,32	3,09	не опр.	0,20	0,50	99,72

Опись анализов^х. Гегамское нагорье: 1. Базальт, обр.1517, вулк.Пахапан, основание вулкана; 2. Базальт, обр.1153, вулк.Месропасар, начало потока; 3. Андезито-базальт, обр.2218, вулк.Сев-катар, в 2,4 км к СВ от с.Кянкян; 4. Андезито-базальт, обр.2291, вулк.Мазаз, в 2,2 км к ЮВ от с.В.Ахта; 5. Андезит, обр.982, вулк.Срписар, у г. 3.Лчасар; Варденисское нагорье: 6. Базальт, обр.2112, вулк.Хонарасар, с.Чичакли; 7. Базальт, обр.2178, вулк. Артавазданист, вершина, шлак; 8. Андезито-базальт, обр.2190, вулк.Порак, вост.склон; 9. Андезито-базальт, обр.2118, вулк. Ервадапал, начало потока; 10. Андезит, обр.134, вулк.Гндеванк, вершина.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции К.И.Карапетяна.

му и субизвестково-щелочному типам тихоокеанской (известковой) серии. Часть, правда небольшая, базальтов выражена даже переходным к атлантической серии субизвестково-натровым типом (серийный индекс А.Ритмана > 4). Обязательно соотношение $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; с увеличением суммы щелочей, в общем, разность между этими составляющими несколько понижается. Относительно широкий щелочной разброс не имеет связи с этапной принадлежностью и составом вкрапленников, а определяется областной принадлежностью: породы Варденисского нагорья (область Этна - Йеллоустон) щелочнее пород Гегамского нагорья (область Йеллоустон - Лассен - Пик). Кроме этого породы Варденисского нагорья отличаются несколько более высоким содержанием кальция. Базальты слегка недосыщены кремнеземом ($Q = -6,2 \div -14,7$); андезитобазальты и андезиты насыщены и слабо пересыщены SiO_2 ($-6,5 \div +12,8$), причем слабая пересыщенность более характерна для андезитов. В общем, степень недосыщенности несколько выше для пород Варденисского нагорья, а степень пересыщенности - для пород Гегамского нагорья.

Нет сомнения в том, что окончательное становление состава формации происходило в уже отмеченных очагах. В оба очага поступала, вероятнее всего, единая базальтовая магма и изменение ее состава до андезитобазальтов и андезитов, в котором преобладающая роль принадлежала процессам дифференциации, происходило в ходе "очаговой эволюции". Некоторые химические и минералогические различия объясняются более продолжительными перерывами в вулканической деятельности на Варденисском нагорье, в ходе которых эволюция заходила дальше; в результате происходило ошелачивание магмы, отсадка оливина и длительное накопление летучих (в частности H_2O) в верхних частях очага, дающее возможность образованию роговой обманки в большем масштабе. Есть основания считать, что андезитобазальтовая формация произошла из той же изначальной магмы, что и верхнеплищевая базальтовая формация.

3.II.5. Трахибазальт-трахиандезитовая формация

Породы рассматриваемой формации приурочены к Сяникскому вулканическому нагорью Восточной вулканической зоны Армении /314, 315/ и представлены трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, при резком преобладании раз-

ностей трахибазальт-трахиандезитового составов; крайне редко присутствуют вулканы дацитового состава.

Сведения различной детальности о геологии, петрографии, петро-, геохимии вулканитов формации приведены в работах А.Н. Соловкина /279, 281/, К.Н.Паффенгольца /255/, А.Т.Асланяна /36/, А.А.Габриеляна и др. /90/, В.М.Амаряна (1967), Р.Г.Иванова и К.Г.Шириняна /127/, А.В.Гущина (1973) и др.

Впервые трахитоидная специфика пород формации была выявлена исследованиями А.Н.Соловкина. В качестве самостоятельной трахи-базальт-трахиандезитовой ассоциации (формации) комплекс вулканитов Сюникского нагорья выделен К.Г.Шириняном /315,316/.

В тектоническом отношении область вулканизма, контролирующая распространение формации, приурочена к Сюникскому поднятию - пологому брахантиклинальному своду СЗ-ЮВ простирания.

В осевой зоне Сюникского поднятия и на юго-юго-западном склоне фиксируются разрывные нарушения СЗ-ЮВ простирания, контролируемые расположением большого числа моногенных вулканов. Значительный объем пород формации связан с активностью полигенного вулкана Ишхансар - крупного щитовидного массива, возникшего на месте сочленения двух глубинных разрывных нарушений - Анкаван-Сюникской шовной зоны СЗ-ЮВ простирания и близ меридиональной зоны нарушения, представляющего северное продолжение Гиратахского разлома.

В пределах Сюникской структуры разломная зона фиксируется узкой полосой высоких градиентов силы тяжести /319/ и отложениями термальных источников. Характерным является также и высокая сейсмическая активность зоны. Общая площадь, занятая породами формации, составляет около 1500 км². Суммарная мощность пород формации варьирует от первых десятков метров до 1,5-2 км.

Обычно верхнеплиоцен-четвертичные вулканические образования Сюникского нагорья подразделяются на горисскую толщу, покровные эффузивы Ераблурского плато и ишхансарскую толщу. Существует единое мнение о том, что в основании всего комплекса залегают породы, получившие название горисской толщи /36/. Последняя представлена сложной по строению и по составу вулканогенно-обломочной толщей, заполнившей обширную эрозивно-тектоническую депрессию междуречья бассейнов Воротан и Акера. Мощность толщи местами составляет более 500 м. Представлена горизонтально залегающими, частично косослоистыми

мы, грубо- и мелкообломочными лавокластами, агломератами, туфобрекчиями, агломератовыми туфами, песками и пеплами, местами прослаиваемыми лавами. Главная масса вулканогенно-обломочного материала имеет состав трахиандезито-базальта-андезита, но в отдельных частях толщи мелкообломочная песчано-пепловая фракция имеет и более кислый состав (до трахидацита), но опять-таки содержит в себе крупные угловатые осколки более основного по составу лавообломочного материала. В среднем течении бассейна р.Воротан, в районе сс.Шамб, Урут, Вагуди и Агуди, наблюдается фациальный переход горисской вулканогенно-обломочной толщи в сунжиканскую песчано-глинистую диатомовую толщу, выраженный в многократном переслаивании этих толщ /36/. Это обстоятельство дает основание решать возраст горисской вулканогенно-обломочной толщи однозначно, поскольку в диатомовой толще обнаружена богатая ископаемая флора, возраст которой, по данным ряда исследователей /178, 291/, определяется как верхний плиоцен - нижний постплиоцен. Кроме того, как справедливо отмечает А.Т.Асланян /36/, в раме гор, окружающих диатомовый бассейн, хорошо прослеживается пенеплен, заложенный на фоне верхнемиоценовой вулканогенной толщи и имеющий среднеплиоценовый возраст. Диатомовая толща вложена в депрессию рельефа (бассейн Палеоворотана), который был выработан после образования указанного пенеплена.

Комплекс пород ишхансарской толщи и покровных эффузивов Ераблурского плато, бесспорно, залегает на горисской вулканогенно-обломочной толще и имеет послеверхнеплиоцен-нижнечет-вертичный возраст.

Ишхансарская толща одагает центральную часть Сюникского нагорья и в главной своей массе является продуктом активности крупнейшего в восточной части Малого Кавказа полигенного вулкана Ишханасар. Вулканическая постройка Ишханасара имеет слоистое сложение и в своей более чем 1 км мощности представлена чередующимися слоями эффузивных потоков трахиандезито-базальтового, трахиандезитового состава. Более кислые лавы в строении Ишханасара не известны, за исключением небольшой дацитовой дайки, прорывающей вершинную зону Малого Ишханасара. В строении Ишханасара весьма ограничена роль лавокластического материала.

А.А.Габриелян и др. /90/ считают, что в основании ишхансарской толщи, возраст которой они определяют как бакинский

ярус, залегают покровные эффузивы Ераблурского плато, относимые ими же к апшерону. По данным А.Т.Асланяна /36/, лавовые покровы Ераблурского плато к северу уходят под лавовый комплекс средней части г.Ишханасар.

Вулканисты Ераблурского плато на левом борту каньона р.Воротан представлены неоднократным чередованием пирокластического и эффузивного материала. Пирокластический материал представлен вулканическими песками, лапилли и пемзами. Состав пирокластиков меняется от трахибазальта до трахиандезита. Аналоги андезитовых туфовых песков Ераблурского плато нами обнаружены в средней зоне массива г.Ишханасар, где они представлены крупнообломочными туфами.

Таким образом, на Ераблурском плато имеет место переслаивание вулканистов, связанных как с центральным полигенным вулканом Ишханасар, так и с продуктами ареального вулканизма Ераблурского плато.

Ареальный вулканизм не ограничивался пределами Ераблурского плато. Вулканизм ареального типа был характерен для всего Сюникского нагорья и охватывал отрезок времени начиная от верхнего плиоцена до голоцена. К последнему можно с уверенностью отнести вулканические образования Айлахского (Аллагеларского) плато.

Породы трахибазальт-трахиандезитовой формации подразделяются на трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты. В составе формации в ничтожных объемах известны кислые вулканисты дацитового состава (до 1% от общего объема пород формации), которые мы относим к локальным палингенным выплавкам кислой магмы.

Трахибазальтовые вулканисты представлены в эффузивной и пирокластической фациях. Это продукты преимущественно ареального вулканизма, центры которых представлены десятками хорошо сохранившихся, аккумулятивных шлаковых конусов (Гарусар, Фармаш, Пир, Шерепасар, Хазаз, Шингер, Сутбайтапа, Базальтаин, Ампасар, Чобансар и многие другие). Центры трахибазальтовых излияний расположены на самых различных гипсометрических отметках, начиная от Ераблурского плато (1600-1700 м) до водораздельной линии (2500-3000 м). Следует отметить факт проявления трахибазальтового вулканизма от верхнего плиоцена до средне-верхнечетвертичного времени. Трахибазальтами покрыто около 400-450 км² площади.

Среди трахибазальтов можно выделить оливин-пироксеновые и роговообманковые разновидности. Структура порфировая, офировая. Порфировая структура наиболее характерна для роговообманковых разновидностей. Основная масса имеет микролитовое, пилотакситовое, гиалопилитовое сложение. В редких случаях наблюдается микро-долеритовая структура.

Трахибазальтовые лавы обычно бедны порфировыми вкраплениями плагиоклаза (до 4-5%). Средний состав плагиоклаза отвечает лабрадору. Оливин (15% Fa) встречается не во всех лавах, но в отдельных потоках его содержание высокое (~ 15%). Пироксен в трахибазальтах представлен только моноклинными, богатыми кальцием разновидностями. В пироксеновых трахибазальтах содержание пироксена составляет около 14%. Базальтическая роговая обманка является наиболее распространенным минералом пород формации. В роговообманковых трахибазальтах его содержание варьирует от 2 до 24%. Встречаются как свежие, так и глубоко опациitized кристаллы. Ностоянным минералом вкрапленников является апатит /314/.

Трахиандезито-базальты и трахиандезиты связаны как с ареевым моногенным вулканизмом, так и с центральным полигенным вулканом Ишханасар.

Трахиандезито-базальт-трахиандезиты представлены афировыми светло-серыми лавами с мелкой пористостью. Потоки и шлакообломочный материал некоторых вулканических центров, представленные роговообманковыми типами пород, имеют резко выраженную порфировую структуру. В некоторых потоках макроскопически хорошо отмечены ксеногенные включения кварца размером до 0,5 мм. Кварц обнаруживается также в эксплозивных шлаковых выбросах.

По характеру главного цветного минерала трахиандезито-базальты и трахиандезиты подразделяются на пироксеновые и роговообманковые типы.

Пироксеновый тип представлен пироксеновыми, пироксен-оливиновыми разновидностями. Среди лав, содержащих роговую обманку, можно выделить роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и пироксен-роговообманковые разновидности.

Структура лав афировая, олигоафировая, серийно-порфировая, порфировая. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, гилотакситовая. Следует отметить в целом низкое содержание минералов вкрапленников (от 6 до 12%, в отдельных

случаях — до 15-18% и выше). Наиболее богаты порфировыми вкраплениями роговообманковые лавы (в среднем 20-22%).

Составной частью всех пород является вулканическое стекло и мелкая сыпь рудного минерала. В отличие от трахибазальтов базальтическая роговая обманка в трахиандезито-базальтах и трахиандезитах глубоко опацифицирована.

Плагиоклаз встречается в виде сильно резорбированных зональных кристаллов. В роговообманковых лавах содержание плагиоклаза выше (до 24% от общего количества порфировых вкраплений), чем в пироксеновых (7-9%). Состав плагиоклаза в трахиандезито-базальтах соответствует андезин-лабрадору (№ 35-55), в трахиандезитах — андезину (№ 35-45).

Во всех породах рассматриваемой формации довольно часты многочисленные включения, представленные ксенолитами вмещающих пород, метаморфизованные захватившей их магмой. Наиболее часты ксенолиты порфировидных гранитов, гранодиоритов. Особенно богаты ксенолитами трахибазальтовые шлаковые эксплозии Гарусар, где наряду с аналогичными хадалитами (неизменные магмой ксенолиты) встречаются и хадалиты метаморфически измененных магмой ксенолитов /314/. В составе роговообманковых лав редко встречаются и гомеогенные хадалиты, образованные в результате сегрегации минералов из той же магмы. По составу их можно отнести к пироксенитам, состоящим из идиоморфных призматических кристаллов диопсид-авгита размерами 1-3 мм. Кроме пироксена в составе хадалитов до 10-15% плагиоклаза (№ 34).

Особенности химизма пород рассматриваемой формации (табл. 3.II.5.I) прежде всего свидетельствуют о их высокой щелочности. Индекс Ритмана от трахибазальтов к трахиандезитам уменьшается от 7,52 до 4,03. В целом это породы атлантического (натриевого) типа. По известково-щелочному индексу Пикона (54,5) рассматриваемая серия вулканитов относится к щелочно-кальциевой серии пород.

В реальном минеральном составе пород щелочные полевые шпаты отсутствуют, что объясняется неравновесными условиями охлаждения расплавов и закалкой части остаточного расплава в виде относительно кислого щелочного стекла. Согласно нормативным пересчетам, в трахибазальтах среднее содержание ортоклаза составляет 16,4%, а в трахиандезитах — 19,48%. Одновременно в трахибазальтах среднее содержание нормативного нефелина составляет 5,9%.

Таблица 3.II.5.I

Химические составы пород трахибазальт-трахиандезитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1	49,08	1,30	17,59	7,76	1,45	0,17	4,59	8,54	5,10	3,00	не опр.	0,15	0,53	99,26
2	50,44	1,38	18,62	6,47	0,57	0,22	5,20	8,75	4,75	3,20	0,67	0,07	0,22	100,56
3	50,95	1,05	18,25	6,49	0,28	0,22	4,59	8,61	4,20	3,25	0,90	0,18	1,81	100,78
4	52,93	0,57	17,55	6,50	1,45	0,12	3,27	8,26	4,50	3,65	не опр.	0,25	0,63	99,68
5	53,55	1,71	15,90	5,35	0,56	0,24	5,00	7,84	4,70	4,00	0,23	0,25	0,95	100,28
6	55,10	1,21	16,85	3,30	2,80	0,25	4,60	7,04	4,50	3,10	0,18	0,10	0,90	99,93
7	55,16	0,72	18,44	4,03	2,49	0,22	4,03	6,80	5,10	3,00	0,34	0,02	не обн.	100,35
8	56,31	0,42	17,79	6,48	0,29	0,19	2,51	6,09	4,60	4,20	0,69	0,17	0,87	100,61
9	60,49	0,52	17,02	3,80	1,43	0,10	1,34	4,27	5,43	2,61	0,88	не обн.	1,35	99,24
10	60,63	0,50	18,17	4,99	не обн.	0,11	1,47	3,99	5,60	4,20	не опр.	0,01	0,12	99,79

Опись анализов^х. 1. Трахибазальт, вулк.Шингар; 2. Трахибазальт, вулк.Тек; 3. Трахибазальт, вулк.Чобансар; 4. Роговообманковый трахибазальт, вулк.Кайцакасар; 5. Трахиандезито-базальт, вулк. Янсар; 6. Трахиандезито-базальт, вулк.Каратапа; 7. Трахиандезито-базальт, вулк.Лчаин; 8. Трахиандезит, г.Пир; 9. Трахиандезит, вулк. Мец Ишханасар; 10. Трахиандезит, каньон р.Воротан, у с.Хот.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции К.Г.Шириняна и С.Г.Карапетяна.

По сравнению со средним щелочным базальтом Гавайских островов трахибазальты Сюника характеризуются сравнительной лейкократовостью и более высокой щелочностью, причем калиевая щелочность трахибазальтов Сюника в среднем выше щелочных лав Гавайских островов более чем в 2,5 раза. Кроме того вулкани-ты Сюника богаче пятиокисью фосфора.

Нам представляется, что вулкани-ты горисской вулканогенно-обломочной толщи, Ишханасарского массива и ареального вулка-низма Сюникского нагорья в целом представляют единую парагене-тическую ассоциацию пород, связанную с единым очагом магмы, активность которого охватила значительный геологический отрезок времени от верхнего плиоцена до голоцена включительно. При-чем особенности проявления вулканизма и их вещественного соо-става менялись не только во времени, но и в пространстве.

Ряд особенностей химизма пород формации, в частности, близкие значения железо-магние-вых отношений, уменьшение сери-ального индекса при возрастании содержания SiO_2 , отсутствие существенного увеличения содержания щелочей, не позволяют объяснить их происхождение процессами кристаллизационной диф-ференциации исходного, недосыщенного щелочами расплава.

Ряд геохимических особенностей вулкани-тов формации ука-зывает на определенную роль процессов контаминации исходного расплава коровым материалом (А.В.Гущин, 1973). В частности, этими процессами объясняют высокие содержания Mo и Cu в тра-хибазальтах Ишханасара, хорошо согласующиеся с металлогени-ческими особенностями более древних пород юго-восточной час-ти Армянской ССР, для которых характерно медноколчеданное и медно-молибденовое оруденение. Высокая обогащенность пород Сюникского нагорья медью отмечалась и ранее /318/, что также объяснялось контаминацией исходной магмы. Для трахибазальто-в установлен (А.В.Гущин, 1973) четкие корреляционные связи Sr , Ni , Co , V , Sc , Zn , Nb , La , Pb , и Sn с магниаль-ностью, щелочностью и железистостью пород. С увеличением кис-лотности пород эти связи не проявляются. Для пород среднего состава количественное и качественное распределение микро-элементов является случайным и, по-видимому, является резуль-татом неравномерной контаминации исходного расплава.

А.В.Гущин (1973) причины разнообразия пород трахибазальт-трахиандезитовой серии объясняет ассимиляцией трахибазальто-вой магмой силикатического вещества коры. По его расчетам, соо-

тав вещества, которое следует добавить к трахибазальтам, чтобы получить трахиандезиты, близок к щелочным сиенитам интрузий Баргушатского хребта, а также к граносиенитам, ксенолиты которых имеются в трахибазальтах.

3.II.6. Базанитовая формация

Область распространения вулканитов базанитовой формации ограничивается южной частью Кафанской тектонической зоны. Масштабы проявления формации невелики. Представлена она продуктами деятельности четвертичных – ресс-вюрм вулканов: Норашеник, Эркенац, Кармракар, Кахнут, Какавасар, Арицвани /321/.

Сведения различной детальности о геологическом положении, петрографии и петрохимической характеристике пород формации приведены в работах А.Эрна /323/, Л.К.Конюшевского /168/, А.Л.Додина /116/, И.А.Тараяна /284/, А.Т.Микаеляна (1956), Э.Г.Малхасяна и др. /201/, К.Г.Шириняна и Л.Б.Нагапетяна /321/.

Впервые А.Эрн описал эффузивные породы левого берега р. Халадж как типичные лимбургиты. Изучение всего комплекса пород, проведенное К.Г.Шириняном и Л.Б.Нагапетяном /321/, позволило показать, что он представлен оливиновыми базанитами и роговообманковыми базанитами типа нефелиновых базанитов, которые в качестве самостоятельной базанитовой формации были выделены К.Г.Шириняном /315/.

Большинство вышеотмеченных вулканических центров расположено по дугообразной трещине, приуроченной к оси Кызылванкской антиклинали, осложненной сбросом /230/. Вулканический центр Норашеник расположен на месте пересечения Мец-Магаринского меридионального разлома с нарушениями, проходящими по оси Халаджской антиклинальной складки северо-западного простирания. Иначе говоря, контролирующие четвертичный вулканизм тектонические структуры представлены активизированными мезозойскими дизъюнктивными нарушениями.

Вулканиты базанитовой формации представлены эффузивной (лавовой) и эксплозивной – обломочной фациями. Наиболее хорошо выражены лавовые потоки, берущие начало от вулканов Кармракар и Норашеник. Первый из них спускается в направлении с. Давид-Бек и имеет протяженность 1,5-2 км, а второй – вдоль левого берега р.Халадж и имеет длину более чем 8 км.

Средняя мощность кармракарского потока составляет 10-15 м при ширине от 400 до 800 м. Норашихский поток более мощный: максимальная мощность потока местами доходит до 70-80 м, средняя его мощность - 40-50 м.

Эксплозивная фация вулканитов представлена главным образом грубообломочным шлаком и лапилли. Вместе с ними в подчиненном значении встречается более крупный - глыбовый и более мелкий - песчаный материал. Вулканогенно-обломочный материал слагает аккумулятивные шлаковые конусы, представляющие моногенные центры вулканических извержений. Размеры конусов варьируют по высоте от 25 до 100 м и от 200 до 1300 м по диаметру основания.

Вулканиты формации, как выше было отмечено, представлены оливиновыми базанитами и роговообманковыми базанитами. Оливиновыми базанитами представлены лавы и вулканокласты вулканов Нораших и Эркенац. Структура пород порфировая. Фенокристаллы представлены оливин, клинопироксеном (авгит), рудным минералом. В редких случаях встречается плагиоклаз лабрадорового ряда. Оливин ($Fe_{88}Fe_{12}$), являющийся главным породообразующим минералом, в верхних частях потоков - в зоне окисления, глубоко изменен. Изменения выражены в образованиях илдингсита, магнитного железняка и в слабой серпентинизации.

Основная микролитовая, иногда пилотакситовая масса состоит из игольчатых и пластинчатых кристаллов плагиоклаза, пироксена, тонкой рудной сыпи и стекла. Методом протравливания и окрашивания обнаруживаются мелкие зерна нефелина; часть нефелина находится в растворенном виде в стекле.

Изменения в основной массе выражены в хлоритизации и карбонитизации, в образовании эпидота, кварца и гидроокислов железа. В породах нижних частей потоков наблюдаются явления палагонитизации.

Роговообманковыми базанитами представлены продукты вулканов, контролируемые Барабатур-Халаджским разломом. Роговообманковые базаниты представляют собой светло-серые или темно-серые мелкопористые или плотные породы с крупными (до 4-5 мм) кристаллами базальтической роговой обманки. Нередко присутствуют разнотипные включения хадалитов. Структура пород порфировая, структура основной массы микролитовая, гипокристаллическая (догиалиновая), редко пилотакситовая. Вкрапленники представлены базальтической роговой обманкой, клинопиро-

ксеном (авгит), апатитом, Оливин встречается крайне редко.

Основным породообразующим минералом является базальтическая роговая обманка (10-15% объема всей породы). Присутствует как в виде свежих, так и глубоко диссоциированных кристаллов. Апатит представлен относительно крупными фенокристаллами (до 1,3 мм). Очень часто встречаются мелкие кристаллы ксеногенного кварца. Основная масса роговообманковых базанитов имеет микролитовую структуру. Изменения количества стекла, увеличение размеров микролитов и преобладающее в последнем случае субпараллельное расположение кристаллов обуславливает появление гипокристаллической или пилотакситовой структуры. Соотношение кристаллов и стекла в основной массе меняется от 7:1 до 5:3. Микролиты представлены плагиоклазом, пироксеном, мелкой рудной сыпью. Как и в оливиновых базанитах, в основной массе присутствует нефелин. Изменения выражены в хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации.

По особенностям химизма (табл. 3.II.6.I) породы рассматриваемой формации соответствуют щелочным породам ассоциации Марос-Хайвуд при явно выраженном преобладании Na_2O над K_2O .

Серийные индексы колеблются для оливиновых базанитов от 8,85 до 27,02, равняясь в среднем 16,3, а для роговообманковых базанитов - от 9,95 до 34,5, равняясь в среднем 23,4. Указанные параметры родства дают нам основание отнести породы рассматриваемой формации к атлантической - натриевой группе пород: от слабого (субнатриево-кальциевого) до сильного (натриевого) типов.

По комплексу петрохимических характеристик щелочные базальтоиды Кафанской тектонической зоны занимают промежуточное положение между лимбургитами и нефелиновыми базанитами. Нормативные содержания нефелина очень высокие (~ 11%).

Петрохимическую специфику базанитов Кафанской области, исходя из имеющихся данных /101, 206/, можно объяснить с точки зрения относительно низкого положения мантийной области питания вулканов.

Роговообманковые базаниты, возможно, являются наиболее дифференцированными разностями исходной щелочной оливин-базальтовой магмы. Индекс дифференциации составляет 28,7 для оливиновых базанитов и 37,6 для роговообманковых. Наличие в роговообманковых базанитах большого количества хадалитов интрузивных пород дает основание считать, что указанные различия могут

Таблица 3. II. 6. I

Химический состав пород базанитовой формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	пп	Сумма
1	44,02	1,21	12,92	8,42	2,15	0,25	11,12	12,69	3,75	1,50	1,19	0,10	1,49	100,81
2	45,09	1,24	13,60	7,22	3,44	0,31	10,30	12,22	3,25	1,05	1,19	0,39	1,44	100,74
3	44,50	1,24	11,64	8,90	2,58	0,36	11,56	13,04	3,50	1,62	0,91	0,08	0,83	100,76
4	44,88	1,51	15,67	11,13	1,00	0,43	6,00	11,37	5,25	1,20	1,13	0,13	1,35	100,75
5	44,04	1,43	15,80	7,62	4,16	0,39	7,31	11,26	4,00	1,75	1,38	0,18	1,31	100,63
6	44,15	1,43	14,67	9,22	1,86	0,18	8,12	11,70	4,75	1,55	1,19	0,21	1,34	100,37
7	46,62	1,65	13,96	11,93	0,28	0,45	6,04	10,11	3,25	2,75	1,30	0,38	1,90	100,52

Опись анализов^х. Оливиновые базаниты: 1. Красный шлак вулкана Норашеник; 2,3 - поток вулкана Норашеник; Роговообманковые базаниты: 4. Красный шлак вулкана Арцваник; 5. Черный шлак вулкана Какавасар; 6. Поток вулкана Кармракар; 7. Красный шлак вулкана Кармракар.

х Анализы выполнены на образцах из коллекции К.Г.Шириняна и Л.Б. Нагапетяна.

быть следствием не только дифференциации магмы, но и ее частичной контаминации.

Проникновение магнеподводящих разломов, послуживших каналами для подъема меланократовых щелочных магм, в глубокие горизонты мантии объясняется высокой "жесткостью" активизированного блока /321/.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ
МАГМАТИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Главнейшие эпохи магматизма на рассматриваемой территории, как следует из вышеизложенного, приурочены к байкальскому, киммерийскому и альпийскому тектоно-магматическим этапам. Проявления магматизма байкальского этапа фиксируются в фрагментарных выходах древнего кристаллического фундамента в виде различных порфиритоидов и порфиридов верхней зеленосланцевой серии, а также мафит-ультрамафитовых, плагиогранитных и мигматит-гранитных интрузивов в пределах Апаран-Арзаканского кристаллического массива. Киммерийский и особенно альпийский магматизм по своей интенсивности и исключительному многообразию значительно превосходит таковой байкальского тектоно-магматического этапа. Проведенная формационная типизация разновозрастных магматических образований позволяет рассмотреть некоторые особенности их вертикальной и латеральной эволюции и в общих чертах отметить основные петрогенетические и металлогенические особенности выделенных магматических формаций.

4.1. Сравнительная характеристика вулканических
формаций

Анализ результатов формационного расчленения разновозрастных вулкаников указывает на повторяемость во времени некоторых типов формаций, из которых прежде всего следует отметить андезитовую и липаритовую. Одновременно определенные типы формаций — оливин-базальтовая, спилит-диабазовая, трахиандезитовая щелочная, появляются эпизодически, будучи связаны с периодами коренных тектонических перестроек и деструкций земной коры.

Ниже рассматриваются наиболее существенные особенности

вещественного состава описанных выше формаций и некоторые особенности их пространственно-временной эволюции по отдельным формационным группам.

4.1.1. Группа андезитовых формаций

В рассматриваемой группе объединяются как собственно-андезитовые, так и несколько отклоняющиеся от них по составу (до андезито-базальтов, с одной стороны, и до липарито-дацитов — с другой) формации, рассмотренные отдельно при конкретном описании в предыдущих разделах.

Отмечая повсеместное и широкое распространение данной формации, необходимо указать, что разновозрастные составляющие ее проявляют некоторые различия, которые могут иметь определенное значение при рассмотрении петрогенетических вопросов.

Главнейшие петрографические и петрохимические признаки разновозрастных андезитовых формаций сведены в табл. 4.1.1.1.

Андезитовая формация средней юры характеризуется приуроченностью лишь к Сомхето-Карабахской и Кафанской зонам (рис. 4.1.1.1), неравномерным распределением лавовых и пирокластических фаций и последовательной сменой состава извержений от андезито-базальтов до дацитов. Вулканическая деятельность протекала в прибрежно-морских, островных условиях при преобладании извержений центрального типа.

Одноименная формация верхней юры — нижнего мела также локализуется преимущественно в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах; в небольших масштабах она проявлена в пределах наиболее приподнятых участков Мисхано-Зангезурской зоны. Вулканические извержения, происходящие в условиях наземно-островного перекомпенсированного режима, характеризовались длительным чередованием выбросов пирокластического материала с излияниями лав. На конечных этапах местами проявляются мощные лавовые излияния, контролируемые зонами разломов, ограничивающих крупные блоки в пределах отдельных геолого-структурных зон. Примером подобного распределения лавовых фаций является Кафанский антиклинорий (блок).

В пространственном размещении среднеэоценовой андезитовой формации отмечаются существенно иные закономерности.

Таблица 4.1.1.1

Основные особенности группы андезитовых формаций

№ пп	Воз- раст	Геолого-структурная позиция	Вариации петрогра- фического состава	Петрохимические параметры	Петрохимический тип по классифи- кации Мак-Берри	Вторичные пре- образования
1	2	3	4	5	6	7
1	J ₂	Сомхето-Карабахская, Кафанская зоны	Андезито-базальты- андезиты-дациты	Слабая пересыщен- ность SiO ₂ (Q = 2,2÷ 29,0), а:с = 1,2÷1,8; умеренно повышенная железистость (f = 38- 67%), пониженная ще- лочность при Na ₂ O ≥ K ₂ O	Окраинно-кон- тинентальный известково-ще- лочной	Региональное зе- ленокаменное перерождение
2	J ₃ -K ₁	Сомхето-Карабахская, Кафанская зоны, ло- кально - в Мисхано- Зангезурской зоне	Андезито-базальты- андезиты-дациты	Насыщенность, слабая пересыщенность SiO ₂ (Q = 2,8÷29,0) а:с = 0,7÷2,3, повышенная же- лезистость (f = 42÷70%), умеренная щелочность при Na ₂ O > K ₂ O.	—"	Красноцветное перерождение, хлоритизация, цеолитизация, се- ладонитизация, халцедонитизация
3	P ₂	Присеванская, Мисха- но-Зангезурская зо- ны, локально - в Сом- хето-Карабахской зоне	Андезиты-андезито- базальты-андезито- дациты	Слабая пересыщенность SiO ₂ (Q = 1,0÷27,0); а:с = 1,6-6,3 высокая железистость (f = 49- 80%), умеренная ще- лочность при Na ₂ O ≥ K ₂ O.		Региональное зеленокаменное перерождение

Продолжение таблицы 4.1.1.1

1	2	3	4	5	6	7
4	$P_2^3 - P_3^1$	Присеванская, Мисхано-Зангезурская зоны	Оливиновые базальты-трахибазальты-трахидолериты-трахиандезиты	Насыщенность и слабая пересыщенность SiO_2 ($Q = -7,5 \div +10$), повышенная глиноземистость; $a:c=1,2 \div 5,7$; умеренная железистость ($F = 45 \div 61\%$), высокая щелочность при $K_2O \geq Na_2O$.	Континентальный щелочно-известковый	Красноцветное перерождение, цеолитизация, окварцевание, карбонатизация
5	$N_1^2 - N_2^1$	Граница Мисхано-Зангезурской и Приараксинской зон	Андезиты-андезитобазальты-андезитодациты	Насыщенность и слабая пересыщенность SiO_2 ($Q = -2,1 \div 14,1$); $a:c=2,0 \div 3,6$; умеренная глиноземистость, умеренная до повышенной железистость ($F = 38 \div 76\%$), повышенная щелочность при $Na_2O > K_2O$.	—	Окварцевание, алуinitизация, каолинизация (сольфатарная стадия)

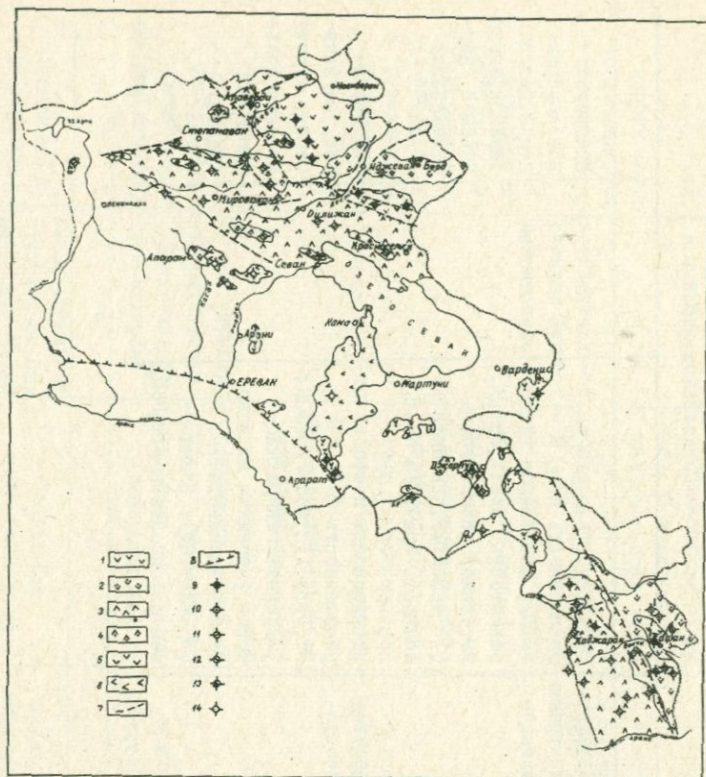


Рис. 4. I. I. I. Схема пространственного размещения андезитовой группы формаций. 1. Андезитовая (J_2); 2. Андезито-базальтовая + андезит-липаритовая ($J_3 - K_1$); 3. Андезитовая (P_2^2); 4. Базальт-трахиандезитовая ($P_2^3 - P_3^1$); 5. Андезит-дацитовая ($N_1^3 - N_2^1$); 6. Андезит-липаритовая (андезитовая ветвь) + трахиандезитовая (N_2^2); 7. Тектонические нарушения; 8. Границы структурно-формационных зон. Центры вулканической активности; 9. Среднемиоценовые; 10. Верхнемиоценовые - нижнеплиоценовые; 11. Среднемиоценовые; 12. Верхнемиоцен-нижнеолигоценные; 13. Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые; 14. Среднеплиоценовые.

Она приурочена почти исключительно к Присеванской и Мисхано-Зангезурской зонам и локально проявляется в пределах бортовых участков смежной Сомхето-Карабахской зоны (Лалварский про-

гиб). Формирование ее связано преимущественно с извержениями и излияниями лав и лавобрекчий центрального и трещинного типа. Вулканическая деятельность происходит в прибрежно-морских и частично континентальных условиях и контролируется региональными северо-западными разломами.

В верхнем эоцене — нижнем олигоцене в условиях дальнейшей консолидации Присеванской и Мисхано-Зангезурской зон непосредственным продолжением линии развития среднеэоценовой андезитовой формации является трахиандезитовая формация, в составе которой участвуют также оливиновые базальты. Более поздней ветвью этой формации являются трахилипариты. В целом ареалы развития данной формации тяготеют к областям максимального проявления среднеэоценового вулканизма, размещаясь в унаследованных остаточных прогибах и частных структурах близмеридионального и близширотного простирания.

Облик вулканических накоплений рассматриваемой формации собственно-континентальный, преобладают грубообломочные лаво-агломератовые фации; широко развиты также разности субвулканической фации. Тип вулканических извержений центральный, с неоднократным чередованием эффузий и эксплозивных выбросов.

Та же верхнеэоцен-нижеолигоценовая трахиандезитовая формация развивается в пределах северного борта поперечного Иджеванского прогиба Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны.

Более молодые, верхнемиоцен-нижеплиоценовые проявления андезитовой формации локализованы на границе Мисхано-Зангезурской и Приараксинской структурно-формационных зон, распространяясь одинаково в пределах той и другой. Это собственно-континентальные образования, связанные с извержениями грубообломочного пирокластического материала и незначительными по объему излияниями лав. Вулканическая деятельность испытала сложную эволюцию от извержений из крупного стратовулкана до извержений из периферических очагов вдоль кольцевых разломов и завершалась формированием экструзивных куполов.

4.1.2. Группа липаритовых формаций

Эта группа формаций широко проявлена в пределах различных структурно-формационных зон на разных возрастных этапах их развития. Объемы липаритовых формаций значительно уступа-

ют андезитовым. Липаритовые формации обычно сменяют во времени андезитовые, обнаруживая при этом определенную структурную и временную самостоятельность. В объем данного ряда формаций включаются породы довольно однородного состава от дацитов до липаритов, плагиолипаритов и трахилипаритов. Петрографические и петрохимические признаки их суммированы в табл. 4.1.2.1. Основные особенности разновозрастных липаритовых формаций представлены следующим образом.

Липаритовая (плагиолипаритовая) формация средней юры приурочена исключительно к Сомхето-Карабахской и Кафанской зонам (рис. 4.1.2.1). Пространственное размещение формации в пределах указанных зон крайне неравномерно. Максимальные мощности и наиболее широкий спектр фациальных разновидностей плагиолипаритовой формации отмечается в пределах Шамшадинского антиклинория (блока), характеризующегося, в ряду смежных структур, наиболее приподнятым положением кристаллического фундамента.

В целом формация характеризуется квазиоднородным сложением (липариты, липарито-дациты); количественные соотношения пирокластической и субвулканической фаций резко непостоянны. Тип извержений наземно-островной, центральный.

Липаритовая формация верхней юры - нижнего мела также преимущественно тяготеет к Сомхето-Карабахской зоне и максимально проявлена в пределах Алавердского и Кафанского антиклинориев. Отличительная особенность ее проявления состоит в исключительном преобладании разновидностей субвулканической фации и структурной приуроченности к зонам тектонических нарушений близширотного простирания.

Липаритовая формация верхнего мела проявляется лишь в пределах Прикуринской структурно-формационной зоны. Пространственное ее размещение является линейным и контролируется Прикуринской системой северо-западных разломов. Вулканические извержения, протекавшие в наземно-островной обстановке, эволюционировали от взрывных на ранних этапах до формирования вулканических куполов на заключительных.

Липаритовая формация среднего эоцена приурочена к Присеванской и Мисхано-Зангезурской зонам; в меньших масштабах она проявлена в Сомхето-Карабахской зоне (Лалварский прогиб). Пространственно она тяготеет к участкам воздыманий и контролируется в основном разломами северо-западного простирания. В ее составе объемные соотношения фаций указывают на резкое

Таблица 4.1.2.1

Основные особенности группы липаритовых формаций

№ пп	Воз- раст	Геолого-структур- ная позиция	Фации	Вариации петрографическо- го состава	Петрохимические параметры	Вторичные изменения
I	2	3	4	5	6	7
1		Сомхето-Карабахс- кая и Кафанская зоны	Пирокластичес- кая, лавовая, субвулканичес- кая	Плагиилипариты, липарито-дациты	Пересыщенность SiO_2 ($Q =$ $= 23,0+51,0$) и глиноземом; $a:c=1,8+5,0$; умеренно высокая железистость ($F=41+66\%$), пони- женная щелочность при $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$	Пропилитиза- ция
2		Сомхето-Карабах- ская и Кафанская зоны	Субвулканичес- кая	Липариты-липари- то-дациты	Пересыщенность SiO_2 ($Q =$ $= 29,0+44,0$) и глиноземом; $a:c=5,5+7,0$; высокая желези- стость ($F=54+78\%$), умеренная щелочность при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$.	Альбитизация, карбонатиза- ция, серицити- зация, окварце- вание
3		Прикуринская зона	Пирокластичес- кая, лавовая, вулканических куполов, субвул- каническая	Дациты-липариты и липарито-да- циты-трахили- париты	Непостоянство содержаний SiO_2 ($Q \approx 7,0+42,0$), глинозе- ма и извести; $a:c=3,0+10,9$; вариации железистости ($F =$ $= 43+82\%$), умеренное до высо- кого содержание щелочей при переменных соотношениях Na_2O и K_2O .	Калишпатизация, цеолитизация, хлоритизация, монтмориллони- тизация

Продолжение таблицы 4.1.2.1

1	2	3	4	5	6	7
4	p_2^2	Присеванская, Мисхано-Зангезурская зоны, Лалварский прогиб Сомхето-Карабахской зоны	Пирокластическая, суб-вулканическая, в меньшей степени лавовая	Дациты-липарито-дациты-липариты	Пересыщенность SiO_2 ($Q = 24,0 \div 38,0$), повышенная железистость ($F = 43 \div 89\%$), пониженная известковистость ($a:c = 4,1 \div 10,0$), умеренно-высокая щелочность при $Na_2O = K_2O$.	Низкотемпературные пропитты, вторичные кварциты (кварц-серпичит-каолинитовые фации)
5	$p_2^3 - p_3^1$	Присеванская зона	Пирокластическая, суб-вулканическая, вулканические купола	Дациты-липариты-трахилипариты	Слабая пересыщенность SiO_2 ($Q = 19,0 \div 34,0$), умеренная, до высокой железистость ($F = 38 \div 81\%$), $a:c = 4,2 \div 11,0$; умеренно-высокая, высокая щелочность при $K_2O \geq Na_2O$.	Окварцевание, цеолитизация, адуляризация, хлоритизация
6	N_1^1	Центральная часть Мисхано-Зангезурской зоны, Восточный Вайк, бассейн оз. Севан	Лаво-пирокластическая, игнимбритовые поля стратовулканов	Липариты-липарито-дациты	Пересыщенность SiO_2 ($Q = 15,0 \div 35,0$) и глиноземом; $a:c = 4,3 \div 8,0$ умеренно-высокая щелочность при $K_2O \geq Na_2O$	Сольфатарная стадия преобразований
7	N_1^1	Западный Вайк	Эксплозивные континентальные	Трахиты-трахилипариты	Насыщенность SiO_2 ($Q = 11,0 \div 15,0$), повышенная известковистость; $a:c = 3,1 \div 4,8$, пересыщенность глиноземом умеренно-высокая, высокая щелочность при $K_2O > Na_2O$.	—

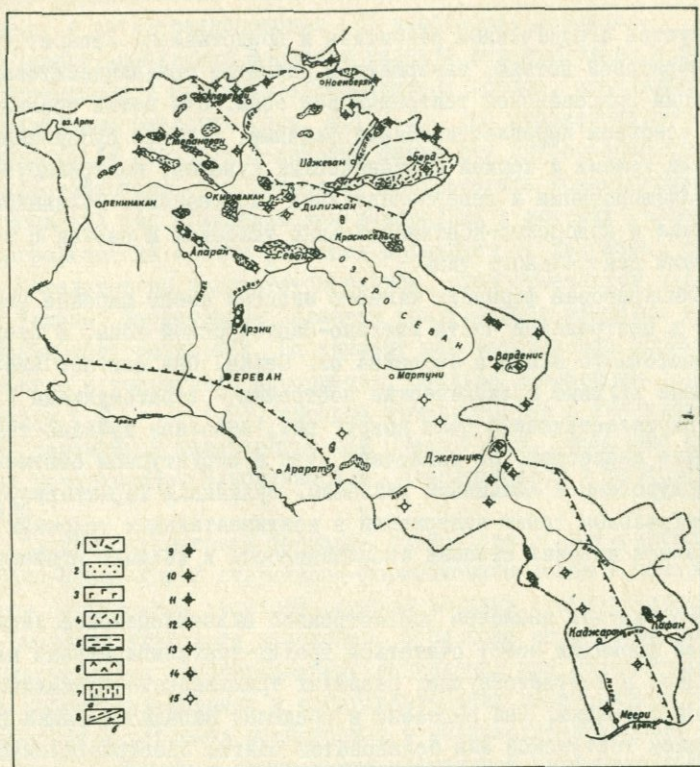


Рис. 4.1.2.1. Схема пространственного размещения липаритовой группы формаций. 1. Плагииолипаритовая (J_2); 2. Липаритовая (J_3-K_1); 3. Липаритовая (K_2); 4. Липаритовая (P_2^2); 5. Базальт-трахиандезитовая (липаритовая ветвь) ($P_2^3 - P_3^1$); 6. Липаритовая (N_1^1); 7. Андезит-липаритовая (липаритовая ветвь) (N_2^2); 8. а - тектонические нарушения, б - границы структурно-формационных зон. Центры вулканической активности: 9. Среднеюрские; 10. Верхнеюрские-нижнемеловые; 11. Верхнемеловые; 12. Среднеэоценовые; 13. Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые; 14. Нижнемиоценовые; 15. Среднемиоценовые.

преобладание пирокластов и субвулканических тел при незначительной роли собственно лав. Тип извержений наземно-островной, центральный с повышенной эксплозивностью.

Липаритовая формация верхнего эоцена-нижнего олигоцена

пользуется ограниченным развитием и представлена липарит-трахилипаритовой ветвью, завершающей развитие трахиандезитовой формации Присеванской тектонической зоны. Эта ветвь проявлена в основном пирокластическими фациями, а также субвулканическими телами и сериями вулканических куполов, контролируемых близширотными и северо-западными нарушениями. Вулканизм протекал в прибрежно-континентальных условиях и связан с аппаратами центрального типа.

Липаритовая формация нижнего миоцена имеет широкое развитие в центральной части Мисхано-Зангезурской зоны, в пределах восточного Вайка и бассейна оз. Севан. Она складывается из изолированных крупные вулканические постройки — стратовулканы и лавово-пирокластические поля вокруг них, заполняя вулканотектонические депрессии. Не исключено, что в структурном отношении они приурочены к кольцевым разломам. Вулканизм характеризует —ся центральным типом извержений в континентальных условиях; отмечается высокая степень explosивности и наличие игнимбри-тов.

Возрастным аналогом рассмотренной нижнемиоценовой липаритовой формации может считаться трахит-трахилипаритовая ветвь описанной в соответствующих разделах трахиандезит-трахилипаритовой формации. Она выделена в пределах Западного Вайка под названием гортунской или белесоватой свиты. Пространственное размещение ее контролируется разломами, параллельно смещенными от Ани-Ордубадского разлома к северу. Сложена она преимущественно explosивными континентальными фациями однородного трахит-трахилипаритового состава. Центры вулканической активности фиксируются выходами разнообразных по морфологии экструзивных и субвулканических тел крупнопорфировых трахилипаритов.

4.1.3. Группа базальтовых формаций

Эта группа формаций имеет несколько самостоятельное развитие и особенно четко обособляется на верхнемеловом возрастном уровне, когда происходит коренная перестройка тектонического плана развития крупных структурных единиц Малого Кавказа. По сравнению с андезитовой и липаритовой формациями группа базальтовых формаций имеет относительно наибольшее площадное распространение. В данной группе рассматриваются главным

образом верхнемеловые спилит-диабазовая, оливин-базальтовая формации и даний-палеоценовая (?) диабазовая формация.

Спилит-диабазовая формация развита исключительно в пределах Севанского и Вединского офиолитовых поясов, отвечающих зонам глубинных разломов (рис. 4.1.3.1). Она характеризуется преобладанием собственно-лавовых фаций над грубообломочными пирокластическими, что позволяет предполагать преимущественно трещинный тип вулканических извержений в морских условиях. Петрографический состав формации варьирует от диабазов, спилитов, базальтов до андезито-базальтов, реже отмечаются андезиты и дациты. Характерным является преобладание афировых и слабо порфировых разностей. По химизму рассматриваемая формация относится к толеитовой ассоциации, обладая насыщенным SiO_2 составом ($Q = -8+7,9$), высокой титанистостью и железистостью, резко пониженной щелочностью при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Вторичные изменения представлены альбитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией.

Оливин-базальтовая формация приурочена к Прикуринской и Сомхето-Карабахской структурно-формационным зонам и контролируется сопряженной системой северо-западных и северо-восточных разломов глубокого заложения. В составе ее преобладают эпикластические грубообломочные накопления при подчиненной роли собственно-лавовых и субвулканических образований. Вулканические извержения происходили в мелководно-островной обстановке и связаны с explosивно-эффузивной деятельностью отдельных центров типа шлаковых вулканов. Петрографический состав пород формации варьирует от меланократовых оливиновых долеритов до двупироксеновых андезито-базальтов, преобладающим типом являются оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты и долериты. Характерна высокая степень порфировости всех разностей. Химизм формации отвечает недосыщенным кремнеземом составам ($Q = -20+8,7$) с высокой известковистостью и глиноземистостью, умеренной железистостью ($f=65\%$) и щелочностью при преобладании Na_2O над K_2O . Вторичные преобразования пород формации отвечают цеолитовой метаморфической фации (палагонитизация, хлоритизация, цеолитизация, карбонатизация).

Диабазовая формация также приурочена к Прикуринской структурно-формационной зоне и контролируется постскладчатыми близ-меридиональными разломами. Петрографический состав формации однороден — это почти исключительно плагиоклаз-пироксеновые

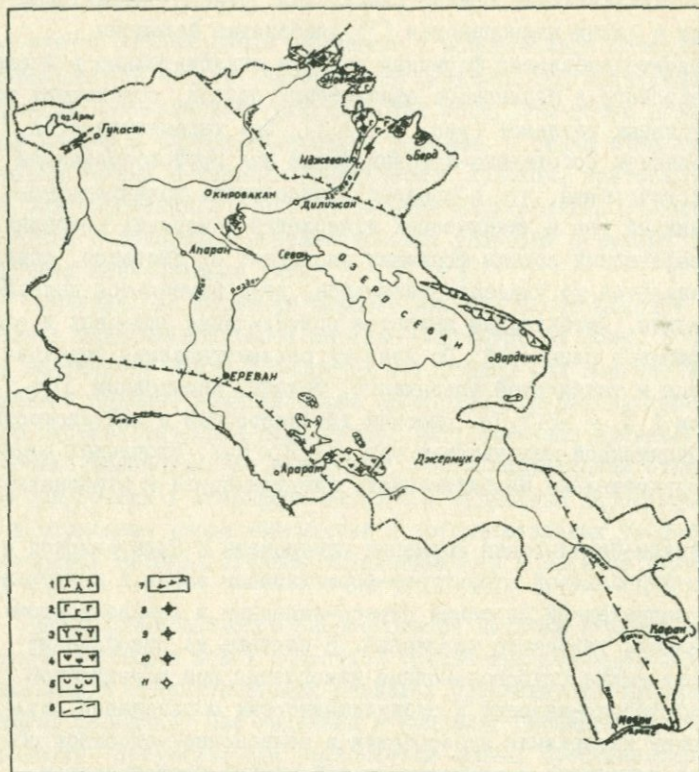


Рис. 4.1.3.1. Схема пространственного размещения базальтовой и щелочно-трахиандезитовой групп формаций. I. Спилит-диабазовая (K_2); 2. Базальт-андезитовая (K_2); 3. Трахиандезит-фонолитовая ($P_2^3 - P_3^1$); 4. Трахиандезит-трахилипаритовая ($P_3^3 - N_1^1$); 5. Трахиандезит-фонолитовая ($N_1^3 - N_2^1$); 6. Тектонические нарушения; 7. Границы структурно-формационных зон. Центры вулканической активности; 8. Верхнемеловые; 9. Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые; 10. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые; 11. Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые.

диабазы и диабазовые порфиры субвулканической фации. Химизм характеризуется насыщенным SiO_2 составом, пониженной известковистостью и магнезиальностью, умеренным содержанием щелочей при преобладающей роли окиси натрия. Вторичные преобразования выражены хлоритизацией и карбонатизацией.

4.1.4. Группа трахиандезитовых щелочных формаций

Трахиандезитовые щелочные формации характеризуются небольшим развитием, своеобразием тектонических условий становления и приуроченностью во времени к поздним возрастным стадиям развития региона. В эту группу формаций входят щелочные вулканические комплексы Тежсара (верхний эоцен – нижний олигоцен) и Западного Вайка (миоцен и верхний миоцен – нижний плиоцен).

Трахиандезит-фонолитовая формация верхнего эоцена – нижнего олигоцена приурочена к области сочленения Присеванской тектонической зоны с Цахкуняцким выступом кристаллического фундамента, обозначенного пересечением северо-западного Анкаванского глубинного разлома с поперечным Уляшикским разломом. Формация контролируется отчетливо выраженной палеовулкано-тектонической кольцевой структурой. Ее формирование связано с мощной эксплозивной деятельностью крупного стратовулкана, испытывавшего затем кальдерообразное проседание. В строении формации резко преобладающими являются пирокластические фации, подчиненную роль играют образования лавовой и субвулканической фаций. Петрографический состав ее уникален и представлен щелочными базальтоидами, щелочными трахиандезитами и трахитами, эпидейцитовыми трахифонолитами и фонолитами. По химизму формация отвечает недосыщенным кремнеземом составам ($Q = -46,04 - 7,4$), обладающим высокой глиноземистостью, известковистостью, магнезиальностью с резко повышенной калиевой щелочностью ($K_2O/Na_2O = 1,343,2$). Вторичные преобразования выражены своеобразной минеральной ассоциацией, связанной с калиевым и калиево-натровым метасоматозом и карбонатизацией.

Трахиандезит-трахилипаритовая формация верхнего олигоцена-нижнего миоцена (елпнская свита) и трахиандезит-фонолитовая формация верхнего миоцена – нижнего плиоцена приурочены к зоне пересечения Ани-Ордубадского глубинного разлома северо-западного простирания с северо-восточными и близширотными разломами, ограничивающими Аргичинский выступ кристаллического фундамента. Она слагает Зовашен-Агавнадзорскую вулкано-тектоническую депрессию в пределах Вайкского грабен-синклинория, а также выступают в междуречье Веди-Азат. В составе формации преобладают пирокластическая и лавово-агломератовые фации, связанные с взрывной и эффузивной деятельностью круп-

ных стратовулканов. Субвулканическая фация в виде даек и штокообразных тел развита в центральных зонах и по периферии вулканических построек. По петрографическому составу формация отвечает ряду от анальцимовых и лейцитовых тефритов до трахиандезитов. Химизм их характеризуется недосыщенностью или слабой насыщенностью кремнеземом ($Q = -13 \pm 4,0$), повышенной магниальностью и известковистостью, высокой щелочностью при непосредственных соотношениях Na_2O и K_2O . Метасоматические преобразования пород формации соответствуют полифациальным вторичным кварцитам сольфатарного типа и гидротермальной аргиллизацией.

4.2. Особенности пространственно-временной эволюции вулканизма

Приведенная сравнительная характеристика формаций позволяет заключить, что начиная с юрского времени исследованная часть Малого Кавказа являлась ареной проявления мощного и разнообразного по составу вулканизма. Эти вулканические процессы связаны с различной геодинамической обстановкой и отражают смену тектонических условий на отдельных этапах развития региона.

Наиболее общей тенденцией магматических процессов в течение юры-неогена надо считать развитие андезитового (известково-щелочного) вулканизма. Тектонический контроль размещения андезитовых формаций осуществляется преимущественно зонами крупных разломов, план которых для юрско-нижнемеловой стадии, главным образом северо-западный, для палеоген-неогеновой стадии в северной части региона также северо-западный, в южной — близмеридиональный. На протяжении от юры до неогена ареалы проявления андезитовой формации в пределах изученной части Малого Кавказа смещаются с северо-востока и юго-востока на юго-запад и запад, концентрируясь на конечных этапах в центральных частях сформировавшегося к этому времени Мисхано-Зангезурского геоантиклинального поднятия. При этом наблюдается смена собственно-андезитовых формаций трахиандезитовыми.

Липаритовые формации имеют сравнительно ограниченное площадное распространение, подчиненное ареалам развития андезитовых (и базальтовых) формаций, и составляют верхние стратиграфические горизонты соответствующих разрезов. Они прояв-

ляются главным образом на участках, характеризующихся геосинклинальными тенденциями и приподнятым положением кристаллического фундамента. Липаритовые формации контролируются главным образом прерывистыми линейными зонами нарушений, которые имеют для юры близширотное, а для верхнего мела и эоцена — северо-западное простирание. В неогене липаритовые формации приурочены к крупным дугообразно-кольцевым вулканотектоническим структурам.

Образование андезитовых формаций происходит как в этапы прогибаний (преимущественно эксплозивные фации), так и в переходные периоды замедления прогибаний или смены нисходящих движений восходящими (собственно-эффузивные и экструзивные фации). В то же время липаритовые формации формируются преимущественно в периоды локальных или общих воздыманий. Связь этих формаций с историей развития и осадконакопления в соответствующих им по возрасту терригенных и терригенно-флишеидных прогибах несколько ослаблена. Все это может свидетельствовать о наложенном характере данного типа вулканизма. Возникновение липаритовых формаций, по-видимому, отражает условия глубинного сжатия данного участка земной коры на уровнях магмообразования.

Химизм рассматриваемых андезитовых и липаритовых формаций в целом постоянен и отвечает известково-щелочным (юра, средний эоцен) и щелочно-известковым (верхний эоцен, неоген) ассоциациям (рис. 4.2.1). При закономерной смене в разрезах одних и тех же зон или в пределах их отдельных блоков андезитовых формаций липаритовыми, последние наследуют главные особенности химизма предшествующих андезитовых формаций. Это в частности выдерживается для формаций юры и среднего эоцена в отношении таких петрохимических параметров, как железистость, известковистость и, главное, соотношение щелочей. В липаритовых формациях верхнего эоцена-миоцена данная преемственность сохраняется с одновременным усилением темпа возрастания калиевой щелочности. Указанная выше смена составов андезитовых и липаритовых формаций во времени от известково-щелочных к щелочно-известковым сопровождается возрастанием степени эксплозивности и изменением типов извержений. Одновременно с общим возрастанием калиевой щелочности ассоциация породообразующих минералов типа плагиоклаз + клинопироксен (+ кварц) сменяется ассоциацией плагиоклаз +

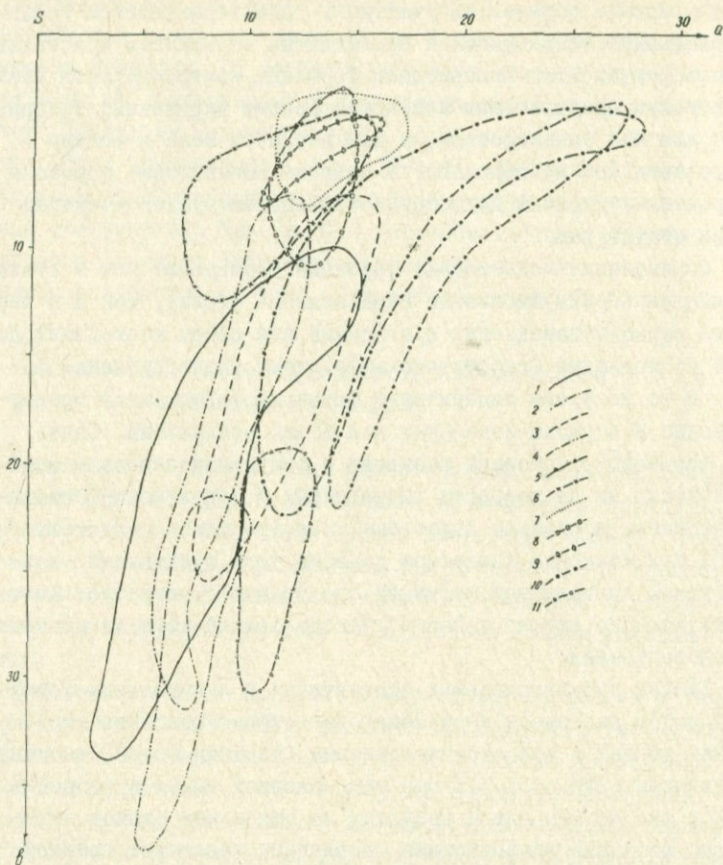


Рис. 4.2.1. Обобщенная петрохимическая диаграмма палео-вулканических формаций. Ареалы составов формаций: I Андезитовая (J_2) + андезито-базальтовая ($J_3 + K_1$); 2. Андезитовая (P_2^2); 3. Базальт-трахиандезитовая ($P_2^3 - P_3^1$) + андезит-дацитовая ($N_1^3 - N_2^1$); 4. Базальт-андезитовая (K_2); 5. Сплит-диабазовая (K_2); 6. Плагииолипаритовая (J_2) + липаритовая ($J_3 - K_1$); 7. Липаритовая (K_2); 8. Липаритовая (P_2^2) + ($P_2^3 - P_3^1$) + (N_1^1); 9. Андезит-липаритовая (N_2^2); 10. Трахиандезит-трахилипаритовая ($P_3^3 - N_1^1$) + трахиандезит-фонолитовая ($N_1^3 + N_2^1$); 11. Трахиандезит-фонолитовая ($P_2^3 - P_3^1$).

+ биотит + амфибол, усиливается роль карбоната, цеолитов, калишпата (и адуляра), халцедона в комплексе минеральных новообразований. Все это в совокупности свидетельствует о направленном возрастании в исходных магмах роли водяного пара, калиево-натровых флюидов и степени окисленности флюидной фазы. Эволюция магматических расплавов происходит таким образом от сухих, недосыщенных H_2O (натровые андезиты и липариты) в сторону расплавов, насыщенных H_2O и летучими компонентами (калиево-натровые и калиевые трахиандезиты и трахилипариты).

Значительные объемы и пространственное распределение андезитовых формаций, не обнаруживающие определенной зависимости от особенностей строения и мощности земной коры, позволяют подчеркнуть стохастический характер связи между андезитовым вулканизмом и киммерийско-альпийской историей развития структурно-формационных зон Малого Кавказа. Факты неоднократной генерации в целом однотипных известково-щелочных магм в течение альпийского этапа развития региона позволяют нам присоединиться к точке зрения тех исследователей, которые считают эти магмы первичными и допускают их формирование в пределах верхней мантии /99, 125, 225 и др./. Применимость известных механизмов образования андезитовых магм /270/ к конкретным формациям требует их детального петрографического и минералого-геохимического изучения.

Липаритовые формации, тесно связанные в изученном регионе с андезитовыми общим трендом эволюции, обнаруживают вместе с тем черты некоторой самостоятельности и могут рассматриваться в зависимости от их объемных соотношений и тектонической обстановки двояко. С одной стороны, они могут являться конечными производными андезитовой магмы, как это имеет место, в частности, для среднеэоценовой липаритовой формации, с другой — продуктом палингенеза гранитно-метаморфического субстрата на участках, где сиалическая кора несколько утолщена (верхнеэоцен-олигоценовая и миоценовая липаритовая формации). Особое место в данном ряду занимает липаритовая формация верхнего мела, имеющая признаки палингенного происхождения, но пространственно связанная с предшествующим интенсивным базальтовым вулканизмом.

Особенности тектонического режима Малого Кавказа и известные реконструкции геодинамической обстановки для альпийского этапа развития всего Кавказского региона /10/ позволя-

ют подчеркнуть, что описанный известково-щелочной вулканизм в целом и его последовательная эволюция в сторону щелочно-известковых составов, как и пространственное смещение к юго-западу, вглубь континента в сторону Иранской плиты, отражают развитие данной области по типу активных континентальных окраин. Выявляется, что для юрского-нижнемелового этапов это континентальная окраина западнотихоокеанского типа, а для палеогена и неогена — средиземноморского типа.

Образование базальтовых формаций совпадает с мощным альб-сенонским импульсом тектонической активности, процессами растяжения и общего погружения фундамента в пределах всего Малокавказского региона. Их пространственное распределение определяется зонами глубинных разломов, вдоль которых происходит дробление ранее сформированной континентальной окраины. Данная группа формаций объединяет два первичных типа базальтовых магм. Первый тип, толеитовый, приурочен к Севано-Акеринскому и Вединскому разломам северо-западного, близширотного простираний. Он характеризуется насыщенным SiO_2 составом, афировым сложением лав, низкой эксплозивностью и трещинным типом извержений. Второй тип, щелочной оливин-базальтовый, контролируется Предмалокавказской системой разломов, сочетающей северо-западные и северо-восточные простирания. Этот тип отличается недосыщенностью SiO_2 , высокой степенью порфиоровости лав, повышенным коэффициентом эксплозивности и центральным типом извержений.

Эти различия, связанные с глубинами проникновения расколов коры в верхнюю мантию, в генетическом аспекте отражают степень водонасыщенности и дифференцированности исходных мантийных расплавов, генерирующихся на разных уровнях при разной полноте плавления субстрата.

Трахиандезитовые щелочные формации появляются эпизодически и приурочены к наиболее поздним олигоцен-неогеновым этапам активной жизни упомянутой континентальной окраины средиземноморского типа, локализуясь в ее тыловых частях.

Специфические особенности этих формаций, которые позволяют отводить им особое место в ряду вулканических формаций всего Малого Кавказа, состоят в следующем: 1) тектонический контроль размещения, определяющийся узлами пересечения региональных долгоживущих разломов с поперечными, на стыках с выступами приподнятого кристаллического фундамента; 2) цент-

ральный тип извержений, высокая эксплозивность, наличие грубообломочных эруптивных брекчий и формирование вулканотектонических депрессий; 3) вулканоплутонический характер формирования в целом с широким развитием экструзивных фаций; 4) присутствие пород типа высококалийных лейцитовых феоцитов и тефритов, высокая основность плагиоклазов и высокомагнезиальный состав цветных минералов.

Перечисленные признаки позволяют допустить первичную природу высококалийной щелочной базальтовой магмы и в соответствии с современными петрогенетическими представлениями [269, 276 и др.] считать, что ее зарождение происходит в специфических условиях. Эти условия предполагают либо невысокую степень плавления флогопитсодержащего лерцолитового мантийного субстрата, при непереносимом участии воды и углекислоты в качестве флюидной фазы, либо глубинное взаимодействие исходной щелочной оливин-базальтовой магмы с флогопитсодержащими блоками на границе верхней мантии и земной коры. Реализация этих условий на олигоцен-неогеновом этапе развития Малокавказского региона, по всей вероятности, способствовало возникновению трансальпийской (транскавказской) зоны растяжения.

В заключение отметим, что все разнообразие вулканических формаций альпийского этапа развития изученной части Малого Кавказа, может быть, на наш взгляд, отвечает трем первичным типам магм — андезитовой, базальтовой и щелочно-базальтовой высококалийной. Масштабы их проявления и объемы соответствующих вулканических формаций существенно различны и возникновение каждой из них на разных этапах развития региона определяются своеобразными, часто противоположными тектоническими напряжениями. При этом преобладание на всем альпийском этапе продуктов андезитовых выплавов позволяет сделать вывод об относительной однородности магмообразующего мантийного субстрата и длительно сохраняющихся в глубинных зонах региона Р-Т условий, способствующих генерации и последовательной эволюции андезитовых расплавов. В определенные моменты коренных тектонических перестроек и резкого возрастания тектонической активности создаются благоприятные условия для общего подъема глубинных мантийных магмообразующих субстратов и выплавления собственно-базальтовых и, в исключительных случаях, щелочных высококалийных расплавов.

Становление новейших (верхнеплиоцен-антропогенных)

вулканических формаций происходит после общей пенепленизации (акчагыльская трансгрессия) в условиях сводово-глыбовых поднятий рассматриваемой территории. Новейшие вулканические формации, в отличие от более древних, приурочены к двум главным зонам — Западной и Восточной, отвечающим соответственно Транскавказскому поперечному поднятию и Мисхано-Зангезурскому антиклинорию /316/. Связь между типом вулканических формаций и их тектоническим положением является в целом стохастической, проявляющейся в виде тенденции. Так, если андезито-базальтацитовая формация приурочена лишь к ареалу. Транскавказского поперечного поднятия, то породы базальтовой формации, будучи в основном также приуроченными к указанной структуре, известны, правда в значительно меньших объемах, и на Гегамском нагорье Мисхано-Зангезурской антиклинорной области (рис. 4.2.2). Аналогичная картина наблюдается и в пространственном размещении пород липаритовой формации, основная масса которых находится в Мисхано-Зангезурской области, однако отдельные ее проявления отмечаются и в Транскавказском ареале (см. рис. 4.2.2).

Таким образом, хотя и намечается связь между тектоническим положением и типом формаций, одновременно становится очевидным, что тектоническая обстановка "... далеко не исчерпывает главнейших петрологических факторов образования и эволюции магм..." /74/.

Среди новейших вулканических формаций базальтовая, липаритовая и базанитовая имеют однородное сложение, остальные формации характеризуются неоднородным распределением составов пород.

Сопоставление однотипных пород, входящих в состав различных формаций, указывает на то, что независимо от формационной принадлежности состав базальтов, андезито-базальтов и андезитов, в направлении СЗ — ЮВ изменяется в сторону увеличения меланократовости, общей и калиевой щелочности, вплоть до появления недосыщенных щелочных базальтоидов (рис. 4.2.3). В том же направлении отмечается постепенное увеличение объемов основных вулканитов, по отношению к более кислым. Эта закономерность относится в основном к вулканитам ареальных извержений. Для базальтовой формации какие-либо закономерности изменения состава по латерали не обнаруживаются. Это в определенной степени относится и к породам липаритовой формации,

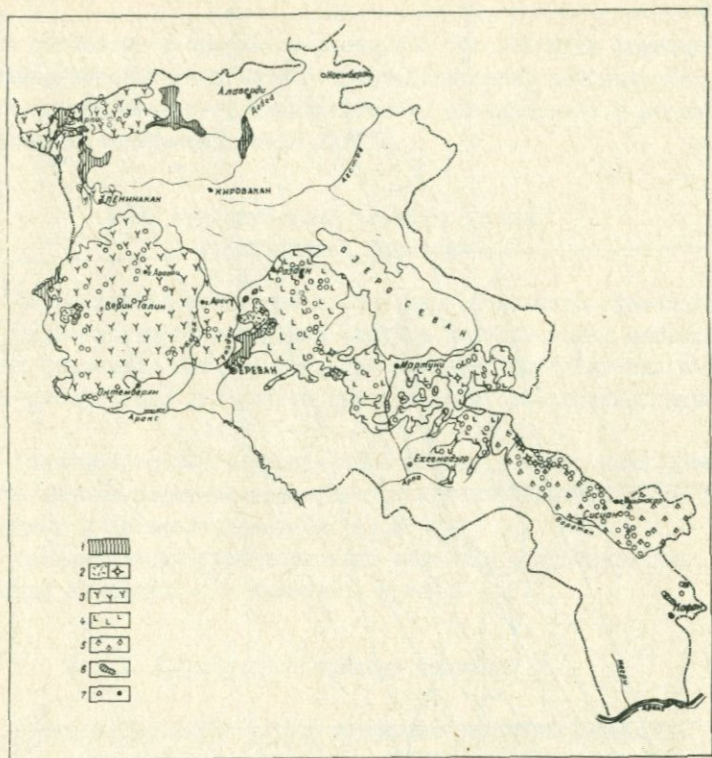


Рис. 4.2.2. Схема пространственного размещения верхне-плиоцен-четвертичных вулканических формаций. 1. Базальтовая; 2. Липаритовая и центры извержений; 3. Андезит-базальт-дацитовая; 4. Андезит-базальтовая; 5. Трахибазальт-трахиандезитовая; 6. Базанитовая; 7. Центры извержений (черные кружки - полигенные вулканы, белые - моногенные вулканы).

если не считать небольшие вариации в щелочности, сказывающиеся в незначительном ее увеличении в направлении СЗ - СВ. Новейшие вулканические формации по сравнению с однотипными более древними формациями в целом характеризуются повышенной, особенно калиевой, щелочностью.

В петрогенетическом аспекте новейшие вулканические фор-

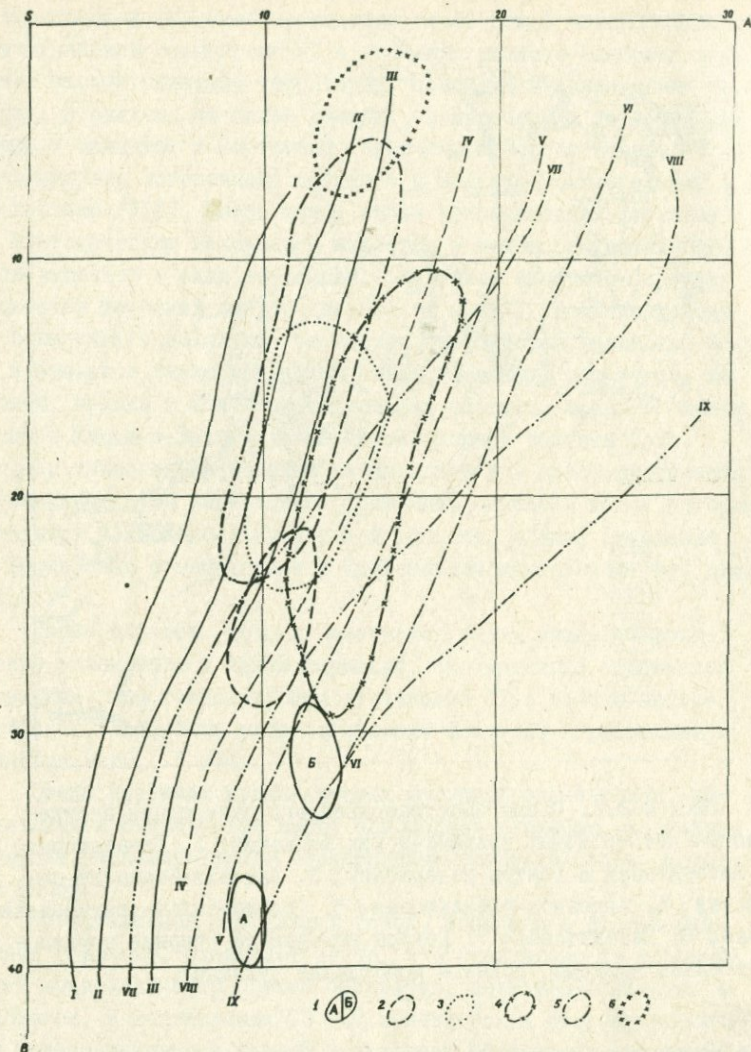


Рис. 4.2.3. Обобщенная петрохимическая диаграмма верхне-плиоцен-четвертичных вулканических формаций. Ареалы составов формаций: I. Базанитовая (А - оливиновые, Б - роговообманковые); 2. Базальтовая; 3. Андезито-базальтовая; 4. Трахибазальт-трахиандезитовая; 5. Андезито-базальт-дацитовая; 6. Липаритовая. Кривые естественных ассоциаций горных пород: I-I - Мон-Пеле; II-II - Лассен-Пик; III-III - Йеллоустонский парк; IV-IV - Этна; V-V - Марос-Хайвуд; VI-VI - Буфумбира; VII-VII - Гавайи; VIII-VIII - Таити.

мации относятся к продуктам мантийной (базальтовая формация), мантийно-коровой (андезито-базальт-дацитовая, андезит-базальтовая, трахибазальт-трахиандезитовая, базальтовая) и коровой (липаритовая формация) магм /316/.

4.3. Сравнительная характеристика гранитоидных формаций

Формационная типизация интрузивных комплексов Армянской ССР свидетельствует о широком спектре плутонических магматических формаций — от мафит-ультрамафитовых до гранитных и щелочно-сиенитовых, при резком преобладании гранитоидных формаций.

Разновозрастные плутонические формации могут быть объединены в группы мафит-ультрамафитовых, гранитоидных, габбро-гранитоидных и щелочно-сиенитовых формаций.

Сравнительная характеристика главнейших гранитоидных формаций Армянской ССР приведена в табл. 4.3.1.

4.3.1. Группа гранитоидных формаций

В рассматриваемую группу формаций включены мигматит-гранитовая (гранито-гнейсовая) и плагиогранитная формация докембрия (?) и нижнего палеозоя, среднеюрская плагиогранитная формация и верхний олигоцен-нижнемiocеновая гранодиорит-гранитная формация.

Мигматит-гранитовая (гранито-гнейсовая) формация, представленная Бжнийским гнейсо-гранитным куполом (рис. 4.3.1.1), размещена в пределах нижней гнейсо-кристаллосланцевой амфиболитовой серии Арзаканского кристаллического массива /9/. Среди кварц-слюдистых сланцев и гнейсов в виде небольших автохтонных тел с нечеткими, реже — секущими контактами обособляются розовые мелкозернистые, иногда порфириобластовые K-Na граниты и жилы альбитовых гранитов анатектического типа. Вмещающие терригенно-осадочные толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (термодинамические условия нижней границы — $P = 3,0-3,5$ кбар, $T = 600-670^{\circ}\text{C}$) на глубинах порядка 12 км /9/ вначале были преобразованы в кварц-полевошпатовые слюдяные сланцы, а затем — с повышением глубинного теплового пото-

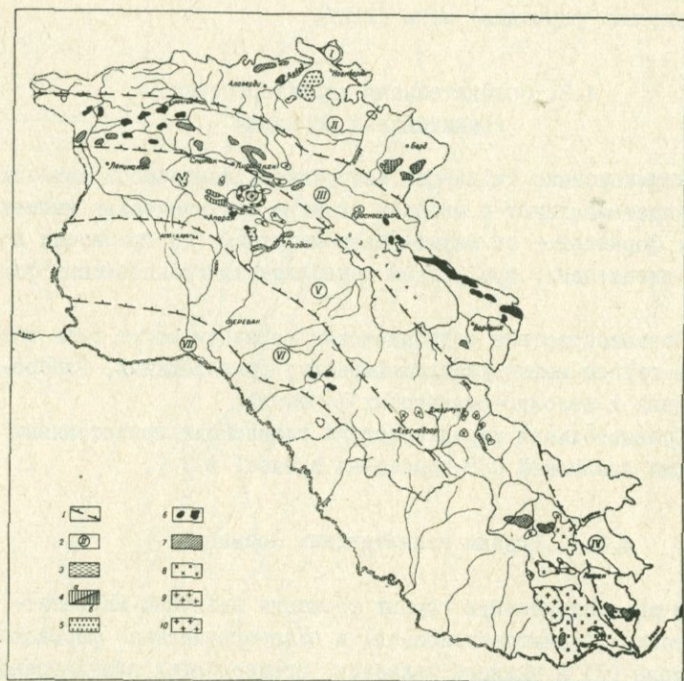


Рис. 4.3.1.1. Схема пространственного размещения главных плутонических формаций. I. Границы структурно-формационных зон (по А.Т.Асланяну); 2. I-Предмалокавказский (Прикуриятский) синклиорий, II - Сомхето-Карабахский антиклиорий, III - Севано-Акеринский (Присеванский) синклиорий, IV - Кафанский антиклиорий, V - Цаххунк-Зангезурский (Мисхано-Зангезурский) антиклиорий, VI - Еревано-Ордубадский синклиорий, VII - Приараксинский (Среднеараксинский) антиклиорий. Плутонические формации: 3. Мигматит-гранитовая; 4. Плагногнитная (а - нижнепалеозойская, б - предверхнеюрская); 5. Тоналитовая; 6. Мафит-ультрамафитовая; 7. Габбро-диорит-гранодиоритовая; 8. Габбро-монзонит-граносиенитовая; 9. Щелочносиенитовая; 10. Гранит-гранодиоритовая.

ка, в гнейсо-граниты, мигматиты. В результате дальнейшей дифференциации указанного субстрата и сегрегации анатектического расплава возникают небольшие тела розовых гранитов анхизтектического состава ($Or_{25} + Ab_{23} + An_6 + K_{40} + (Bi + Mt)$).

Петрохимические и геохимические особенности этих пород /213/ и расчеты указывают, что процесс собирательной гранитизации в триаде сланец → гнейс → гранит происходил в основном в результате привноса щелочей (K и Na), кремнекислоты и выноса Ca, Mg, Fe, Al.

Одновременно с возрастанием роли K_2O и SiO_2 имеет место и геохимическая дифференциация, выражающаяся в почти трехкратном возрастании содержаний Rb, Ba, Be, Sn, Nb, Y, U, т.е. типичных гранитофильных элементов. Геохимические параметры анатектических гранитов наиболее близки к таковым верхний олигоцен-нижнемиоценовых порфировидных гранитов и гранодиоритов и значительно отличаются от соответствующих параметров гранитов поздних фаз габбро-гранитоидных формаций (табл. 4.3.1.1). Эта особенность, возможно, свидетельствует о ведущей роли в петрогенезисе гранитов габбро-гранитоидных комплексов мантийных источников, а для анатектических гранитов — процессов повторной гранитизации сиалического субстрата бжнийского типа.

Нижнепалеозойская плагиогранитная формация также отмечается лишь в пределах Мисхано-Зангезурской зоны, а точнее в Арзаканском кристаллическом массиве (см. рис. 4.3.1.1). В ее составе кроме плагиогранитов участвуют тронцjemиты, олигоклазиты, альбитовые лейкократовые граниты, тесно взаимосвязанные с метавулканитами (порфиритоиды и порфириоиды) верхней зеленосланцевой серии фундамента /9/.

Плагиограниты слагают преимущественно аллохтонные тела с широко проявленными процессами анатексиса и мигматизации. Характерной особенностью плагиогранитов является стабильность их количественно-минерального состава (70–75% альбит и альбит-олигоклаз, 20–25% кварц).

По плагиогранитам и нижнемеловым тоналитам отчетливо проявлены процессы метасоматического замещения и гранитизации, обусловившие образование порфиробластовых лейкократовых гранитов, мелкозернистых аляскитов. В минеральном сложении отмеченных пород кроме кварца и ортоклаза присутствуют также альбит (иногда "шахматный"), мусковит и биотит. Характерной

особенностью их химизма является пересыщенность кремнекислотой ($Q = 35:45$), высокая щелочность ($a = 14:15$) при резком преобладании K_2O над Na_2O , высокий коэффициент агапайности ($0,9:0,96$). В геохимическом отношении эти породы резко выделяются редкометальной специализацией на Pb, Sn, Nb, Be, U и Y /213/.

Среднеюрская плагиогранитная формация развита исключительно в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской зон (см. рис. 4.3.1.1). Становление формации связано с раннегеосинклинальной стадией развития Сомхето-Кафанского юрского прогиба и во времени приурочено к периоду ее частной инверсии. Резко преобладающая часть интрузивов этой формации (Тавушский, Хидзорутский, Атабекский, Гиланбирский массивы) размещена в пределах Шамшадинского блока, характеризующегося приподнятым положением и выходами кристаллического фундамента. В меньших объемах они присутствуют в Алавердском блоке (Ахпатский интрузив) и еще менее — в Кафанском. Отмеченные интрузивы представлены обычно штокообразными телами, размещенными в ядрах антиклинальных структур. В отличие от нижнепалеозойской одноименной формации интрузивы предверхнеюрской плагиогранитной формации представлены многофазными массивами, причем в наиболее крупных интрузивах Шамшадинского блока выделяются две фазы плагиогранитного состава и третья фаза — лейкократовых гранитов. Полифазным строением, согласно данным Г.В. Мустафаева, характеризуются также Атабек-Славянский (плагиограниты, лейкократовые граниты) и Гиланбирский (плагиограниты, аплитовидные плагиограниты) интрузивы. В Алавердском блоке к ранней фазе Ахпатского интрузива относятся мелкие тела габброидов, подвергшиеся зеленокаменному перерождению /219/. Характерной особенностью интрузивов среднеюрской плагиогранитной формации, наиболее отчетливо проявленной в Шамшадинском блоке, является отмечаемая почти всеми исследователями их тесная пространственно-временная сопряженность и генетическая связь с предшествующими вулканитами различных фаций плагиолипаритового состава.

Главнейшей особенностью минерального сложения преобладающих типов пород формации плагиогранитов является их биминеральный состав ($Kb + Pl = 95\%$) и низкощелочной минеральный парагенезис (I и U поля по Д.С. Коржинскому). Эти особенности отчетливо проявляются в их химизме — пересыщенности кремнекислотой и глиноземом, крайне высоконатриевым уклоном ($n =$

Таблица 4.3.1

Сравнительная характеристика главных гранитоидных формаций Армянской ССР

Этапы	Формации	Возраст (млн. лет)	Тектоническая позиция	Тип предшествующего вулканизма	Характеристика формаций	Особенности химизма
Байкальский	Мигматит-гранитовая	103 (омоложены)	Блоки байкальского кристаллического фундамента, в пределах слюдястых сланцев амфиболитовой фации	Отсутствует	Куполовидные однофазные мигматит-гранитные (гнейсо-гранитные) комплексы; абиссальные (6+10 км)	K/Na=1,53; Fe/Mg =3,6 a/c = 2,7; a/v = 1,6 Q = 35+45; n =20+35
	Плагиигранитная	57 + 26I (омоложены)	Блоки байкальского кристаллического фундамента, в пределах вулканитов зеленосланцевой фации.	Андезит-базальтовые порфиритовиды щелочно-земельного химизма	Однофазные комплексы; мезо-абиссальные (3+5 км)	K/Na=0,26; Fe/Mg= 2,5; a/c=4,2; a/v =3,1; Q =30+35; n =80+90
Киммерийский	Плагиигранитная	158 + 164	Геосинклинальные блоки киммерийской (ранней) консолидации с приподнятым байкальским фундаментом	Платиолипаритовый, щелочноземельный, резко выраженного натрового химизма	Многофазные, реже однофазные вулкано-интрузивные комплексы; гипабиссальные (1 + 2 км)	K/Na =0,15; Fe/Mg =3,5; a/c=4,2; a/v =1,37; Q =37,20; n =91,2
	Тоналитовая	120 + 140	Геосинклинальные блоки киммерийской консолидации; вдоль линейных разломов	Андезитовый, щелочноземельного, натрового химизма	Многофазные штокообразные, пластообразные, реже трещинные комплексы; гипабиссальные (2 + 3 км)	K/Na=0,36; Fe/Mg = 2,29; a/c=1,61; a/v =0,84; Q =19,03; n =80,54
Альпийский	Габбро-диорит-гранодиоритовая	39 + 44	Блоки с наложенными вулкано-генно-флишевыми прогибами; активизированные структуры киммерийской консолидации	Андезит-липаритовый известково-щелочного калинатового химизма	Многофазные, трещинные вулкано-интрузивные комплексы; гипабиссальные (1+2 км)	K/Na = 0,41; Fe/Mg =2,6; a/c=2,0; a/v=0,8; Q =15 +20; n = 55+65.
	Габбро-монцит-граносиенитовая	32+38	Блоки с наложенными вулкано-генно-флишевыми прогибами и блоки с приподнятым фундаментом вдоль трансформных структур	Трахиандезитовый (латитовый) щелочно-известкового калиевого химизма	Многофазные, штокообразные вулкано-интрузивные комплексы; гипабиссальные (2+3 км)	K/Na=0,96; Fe/Mg =2,1; a/c=5,6; a/v=0,95; Q =-10+10; n =65+70
	Щелочно-сиенитовая	35+37	Жесткие блоки кристаллического фундамента в зонах трансформных разломов	Трахиандезит-фенолитовый, щелочного высококалийного химизма	Многофазные кольцевые вулкано-интрузивные комплексы; субвулканические (0,7+1 км)	K/Na =1,5+2; Fe/Mg =2+3; a/c= 7+15; a/v=5,0; Q =-10+-20; n =40+60
	Гранит-гранодиоритовая	21+23	Активизированные сводово-глыбовые поднятия гранитно-метаморфического фундамента	Липаритовый и трахилипаритовый кали-натрового химизма	Многофазные, однофазные штокообразные интрузивно-субвулканические комплексы; субвулканические (1+1,5 км)	K/Na=1,1; Fe/Mg=1,8; a/c=4,6; a/v=2,2; Q =20+25; n = 55+65

= 90+95) при пониженной щелочности ($\alpha = 9:13$), низко- и умеренно низкоанортитовым уклоном ($\sigma = 1+3,6$). На петрохимических диаграммах выявляется отчетливый разрыв в составах между габброидами и плагиогранитами (рис. 4.3.1.2).

Минералого-геохимические особенности пород формации характеризуются "примитивным" акцессорно-минеральным составом (табл. 4.3.1.1), пониженными содержаниями как малых петрогенных элементов, так и элементов группы железа /219/. В то же время в фазе лейкократовых гранитов фиксируются отчетливо повышенные (до 4-х кларков) концентрации

Плагиогранитная формация, в сложении которой нередко участвуют габброидные тела, считается наиболее ранней геосинклинальной гранитоидной формацией /180, 248, 290, 310 и др./ и поэтому плагиограниты обычно рассматриваются как продукты кристаллизационной дифференциации исходной известково-щелочной базальтовой магмы. Не отрицая возможности появления кислых выплавов в результате кристаллизационной дифференциации, в рассматриваемом случае более приемлемым с точки зрения объемов основных и кислых пород (отсутствие габброидов в наиболее крупных многофазных массивах Шамшадинского блока), петрографо-минералогических, петрохимических и геохимических особенностей интрузивов формации нам представляется вариант самостоятельности магмообразующих субстратов для основных и кислых расплавов. При этом в образовании плагиогранитов главная роль отводится кристаллическому субстрату и интрателлурическим восстановительным флюидам с изменяющимся во времени режимом щелочей.

К рассматриваемой группе относится также позднеорогенная олигоцен-раннемиоценовая гранодиорит-гранитная формация. Интрузивы этой формации, слагающие крупные ($\sim 200 \text{ км}^2$) и сравнительно мелкие ($1+2 \text{ км}^2$) гипабиссально-субвулканические штокообразные, реже дайкообразные тела, приурочены исключительно к Мисхано-Зангезурской зоне, а в пределах последней - к интенсивно воздымающимся сводово-глыбовым поднятиям фундамента. Блоки, вмещающие рассматриваемые гранитоиды, развиты либо в пределах гранитоидных формаций повышенной основности (Мегринский плутон), вулканитов андезитового и трахиандезитового состава (Амзачиман, Газма, Казанлич), терригенных толщ, либо непосредственно тяготеют к блокам кристаллического фундамента (Анкаван). Однако они всегда контролируются повторно

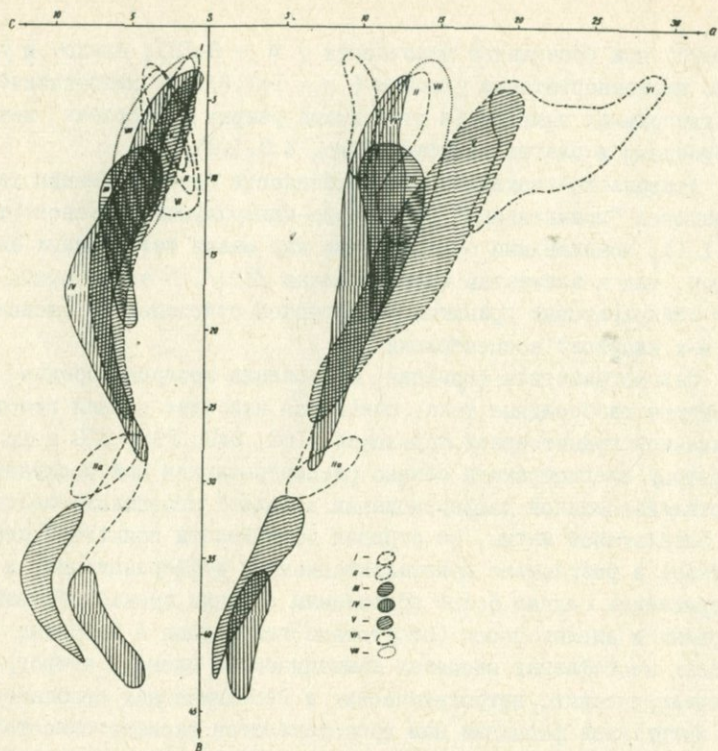


Рис. 4.3.1.2. Обобщенная петрохимическая диаграмма главных плутонических формаций. I. Мигматит-гранитовая; II. Плагиогранитная с габброидами (Па); III. Тоналитовая; IV. Габбро-диорит-гранодиоритовая; V. Габбро-монзонит-граносиенитовая; VI. Щелочно-сиенитовая; VII. Гранит-гранодиоритовая.

активизированными глубинными разломами кавказского и антикавказского простираний. Интрузивы гранит-гранодиоритовой формации не сопровождаются ранними габброидными фазами и, как правило, не тяготеют к одновозрастным кислым эффузивно-экструзивным комплексам. Однако последние довольно широко развиты в блоках, подверженных меньшим положительным движениям (бассейны рр. Арпа, Гетик, Воротан, Веди и др.). Другой характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов является широкое развитие дайковых пород аналогичного состава. Вариации состава

Таблица 4.3.1.1

Распространенность типоморфных акцессорных минералов
в гранитоидах различных формаций (в г/т)

Элементы	Типы гранитоидных формаций	Плагιο-гранитная	Тоналитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Габбро-монцитит-граносиенитовая	Щелочно-сиенитовая	Гранит-гранодиоритовая	Мигматит-гранитовая
	Минералы							
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	Магнетит	3500	26400	25000	16500	7510	5400	560
	Ti -магнетит	-	200	500	3000	600	-	-
	Гематит	50	150	50	300	650	50	60
	Пирротин	+	+	-	+	+	-	-
	Пирит	50	15	35	50	600	150	16
Al	Шпинель	-	+	-	+	-	-	-
	Корунд	-	+	+	+	+	-	-
	Андалузит	-	-	-	+	15	-	+
Ti	Ильменит	3	145	270	120	165	+	+
	Рутил	+	3	12	10	20	10	+
	Анализ	+	4,5	6	5	15	20	2
	Сфен	30	410	2820	3800	4000	2000	500
Nb, Ta	Ильменорутил	-	-	-	-	1,5	+	-
	Струверит	-	-	-	+	+	+	-
	Пироклор	-	-	-	-	7,0	-	-
	Лопарит	-	-	-	-	2,5	-	-
	Эвксенит	-	-	-	+	+	1,0	-

Продолжение таблицы 4.3.1.1

I	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb, Ta	Фергусонит	-	-	-	-	+	+	-
	Самарскит	-	-	-	-	-	+	-
Zr, Hf	Велерит	-	-	-	-	32,0	-	-
	Циркон	190	120	210	420	800	680	260
	Циртолит	+	+	+	+	6,2	14,0	18,0
	Бадделлеит	-	-	-	-	170	+	-
U, Th, TR, Y, Ca	Торит	-	0,5	+	2,8	15,0	+	+
	Ураноторит	-	-	-	-	2,0	20,0	-
	Уранинит	-	-	-	-	+	+	-
	Давидит	-	-	-	-	-	+	1,5
	Бранерит	-	-	-	-	-	+	1,5
	Ортит	+	+	36	150	10,0	100	+
	Бритолит	-	-	-	-	2,0	+	-
	Монацит	+	+	+	10,0	+	1,0	-
	Ксенотим	-	-	-	+	+	10,0	-
	Апатит	40	700	1600	4500	1750	2500	200
	Флюорит	-	+	+	+	2000	40	+
	Гранат	-	-	-	-	+	15,0	-
Li, Ba, 8	Сподумен	-	+	-	+	-	-	-
	Барит	-	-	+	+	+	+	-
	Турмалин	-	-	1,0	28,0	+	+	+

Продолжение таблицы 4.3.1.1

I	2	3	4	5	6	7	8	9
	Касситерит	-	-	-	-	-	+	-
	Шеелит	-	+	+	+	-	1,5	-
Sn, W,	Вольфрамит	-	-	-	-	-	+	-
Mo, Cu,	Молибденит	-	+	+	2,0	+	6,0	-
As, Hg,	Халькопирит	-	+	3,5	12,0	+	10	+
Pb, Zn,	Сфалерит	-	-	0,8	+	+	+	+
Bi, Sb,	Галенит	+	-	0,5	1,5	1,8	14,0	-
Au	Арсенопирит	-	-	-	-	-	+	-
	Висмутин	-	-	-	-	-	+	-
	Киноварь	+	-	-	+	+	+	-
	Самородные: Pb,	+	+	+	+	+	+	+
	Zn,	+	-	+	+	+	+	-
	Au	-	+	-	-	-	+	+
	Bi	-	-	-	-	-	+	+
	Sn	-	+	-	-	-	+	+

ва гранитоидов незначительны — гранит-адамеллит-гранодиорит. Характерен порфировидный облик гранитоидов и широкое проявление процессов калиевого метасоматоза, с разрастанием порфировидных вкрапленников (до 2-10 см) и гранитизацией экзоконтактовых пород. Строение порфировидных вкрапленников зональное (триклинность возрастает от центра к краям), иногда "типа рапакиви", части многочисленные включения плагиоклаза, биотита и акцессорных минералов.

Отчетливо проявлены явления контаминации (переработанные ксенолиты, кучные скопления цветных минералов) за счет пород кровли (порфировитов и банатитов), а также сланцев и реститовых обособлений субстрата. Обращает внимание антидромная последовательность внедрений (гранит-адамеллит-гранодиорит), указывающая на возрастание температурного режима плавления (750-850°). Характерен для рассматриваемых гранитоидов парагенезис П поля щелочности.

Петрохимические и геохимические особенности формации порфировидных гранитоидов резко отличаются от гранит-гранодиоритовых заключительных фаз габбро-гранитоидных формаций. На сводной диаграмме А.Н.Заварицкого (см. рис. 4.3.1.2) в умеренно-щелочной части и по известковистости ареал рассматриваемых гранитоидов перекрывает поля поздних гранитоидов габбро-гранитоидной формации, а в главной части отличается заметно повышенной щелочностью ($a = 13-16$), при постоянном преобладании H_2O над Na_2O несколько пониженной кремнекислотностью ($Q = 16-25$) и сравнительно высокой железиистостью ($f = 60-70$). Одновременно геохимическая специализация их отличается повышенным редкометальным уклоном. С одной стороны, это обусловлено высокими концентрациями летучих — Cl , F , CO_2 , H_2O , P_2O_5 , с другой — в целом невысокой степенью эродированности. Ассоциация элементов повышенной концентрации (Ba , Rb , Pb , Mo , Y , U , Au), отношения $K/Rb = 182$, $Rb/Sr = 0,92$, $Ba/Sr = 12$, $Th/U = 3,2$ указывают на палингенно-метасоматическую природу рассматриваемой формации, интенсивную щелочно-эманационную дифференциацию и высокую ее металлогеническую продуктивность.

4.3.2. Группа габбро-гранитоидных формаций

В эту группу объединены раннемеловая тоналитовая (габ-

бро-тоналитовая), среднеэоценовая габбро-диорит-гранодиоритовая и верхнеэоценовая габбро-монзонит-граносиенитовая формации^х.

Интрузивы раннемеловой тоналитовой формации приурочены как к Сомхето-Карабахской и Кафанской зонам (Кохобский, Цахкашатский, Дашкесанский, Кедабекский, Цавский и др. массивы), так и к Мисхано-Зангезурской зоне (Анкаван-Тажарлинский, Агверанский, Гехаротский, Миракский массивы), однако наиболее широко они развиты и характерны для Сомхето-Карабахской зоны. В пределах последней они пространственно тяготеют к ядрам или крыльям антиклинальных и синклинальных структур, менее четко выражена их связь с разломными структурами. В то же время в Мисхано-Зангезурской зоне отчетливо выявляется приуроченность Анкаван-Тажарлинского интрузива к зоне Анкаванского разлома, а Гехаротского — к зоне сочленения Анкаванского и Спитакского субмеридионального разломов.

Интрузивы тоналитовой формации характеризуются полифазным строением (габбромиды, тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты, лейкократовые граниты); все отмеченные фазы присутствуют лишь в Дашкесанском интрузиве, в то время как в Кохобском массиве представлена тоналитовая и гранитная фазы.

Характерной особенностью интрузивов формации является наличие в них (как в эндоконтактовых, так и в центральных частях) в различной степени переработанных ксенолитов, которые нередко приобретают облик интрузивных пород; в отдельных массивах, в частности в Цавском, широко развиты процессы габброизации и диоритизации вмещающих вулканитов.

Для минерального сложения тоналитов и кварцевых диоритов, составляющих основной объем формации, характерен парагенезис плагиоклаза ($\# 40-26$), роговой обманки ($f = 30-40\%$), кварца и биотита ($f = 40-52\%$) для стадии главной кристаллизации и кварц, биотит, ортоклазовый парагенезис для позднематматической стадии кристаллизации. Для лейкократовых гранитов поздних фаз характерен анхиэвтектический кварц, ортоклаз, плагиоклазовый ($\# 8-12$) парагенезис минералов стадии главной кристаллизации /219/.

х Нижнеплиоценовая габбро-монзонитовая и среднеплиоценовая габбро-гранодиоритовая формации здесь не рассмотрены.

По своим петрохимическим особенностям тоналиты и кварцевые диориты характеризуются обычно слабой пересыщенностью кремнекислотой ($Q = 14\div22$), умеренной щелочностью, умеренно-высоконатриевым уклоном ($p = 74\div85$), умеренной железистостью ($f = 51\div66\%$), среднеанортитовым уклоном ($c = 2,5\div7,2$). В лейкократовых гранитах поздних фаз возрастает содержание K_2O ($p = 51\div57$), отчетливо повышается железистость ($f = 70\div73$), уменьшается анортитовый уклон ($c = 0,7\div0,9$). Указанные отличия в химизме пород ранних и поздних фаз обуславливают бимодальный характер распределения составов пород тоналитовой формации. На петрохимических диаграммах дискретность составов проявляется в отчетливом разрыве в составах между тоналитами и кварцевыми диоритами, с одной стороны, и лейкократовыми гранитами — с другой. Акцессорно-минеральный состав пород формации характеризуется относительным разнообразием (табл. 4.3.1.1) при отчетливом увеличении редкоземельных и редкометалльных акцессорных минералов в лейкократовых гранитах /219/.

Геохимический облик формации характеризуется резко проявленной негативной специализацией на Li, Rb и Tl, близкокларковыми концентрациями элементов группы железа в ранних фазах (тоналиты, кварцевые диориты) и резко пониженными — в поздних (лейкократовые граниты). В последних значительно (в 4 раза) повышается концентрация такого "гранитофильного" элемента, как олово. Вышеотмеченные петрографо-минералогические, петрохимические и геохимические особенности пород различных фаз интрузивов тоналитовой формации позволяют высказать мнение о дискретном характере магмообразующих субстратов — глубинном, базальтовом для пород ранней фазы и гранитном для поздней.

Среднеэоценовая габбро-диорит-гранодиоритовая формация распространена во всех структурно-формационных зонах, тесно ассоциируя в пространстве и во времени со среднеэоценовой андезитовой формацией. Она накладывается на блоки с различной предысторией развития: допалеозойский кристаллический фундамент, часто с палеозойским субплатформенным чехлом, юрско-меловой киммерийский и меловой офиолитовый комплексы. Характерно и то обстоятельство, что вулкано-интрузивные комплексы андезитового ряда размещены не только в тыловых зонах Присеванского офиолитового пояса, но часто пространственно разобщены и пересекают его в северо-восточном и субмеридиональном

направлении (Леджанский и Лалварский блоки).

Интрузивы данной формации слагают как крупные многофазные (Базумский, Банушский), так и однофазные небольшие сателлитовые штокообразные тела различного состава — габброидного, кварц-диоритового, гранодиоритового. Сюда же относится группа интрузивов в восточной части Мегринского плутона и Баргушатского хребта (Ордубадский, Лякатахский, Ваграварский, Ковшутский, Дарабасский, Аравус-Дастакертский и др.).

Интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации являются малоглубинными (1-2 км), часто образуют вулкано-интрузивные структуры линейного (Базумский, Банушский) и кольцевого (Леджанский) типа, как правило, ассоциируют с субвулканическими телами интрузивных и экструзивных андезитов, габброидов и липаритов. Широко развиты субвулканические фации пород гранитоидного состава (Дилижан, Леджан, Ширак и др.).

Весьма характерно для интрузивов рассматриваемой формации наличие большого объема ксенолитов (основного состава), явления их агматитизации с образованием гибридных "широво-пятнистых" фаций пород, тяготеющих к контактовым и апикальным частям массивов.

Главная интрузивная фаза, слагающая основной объем пород формации, характеризуется неустойчивым минеральным составом и представлена гранодиоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, монцодиоритами. Ранняя парагенетическая ассоциация их представлена основным андезитом, роговой обманкой, иногда моноклинным пироксеном и биотитом, а поздняя — кварц-ортоклазовым парагенезисом; из реликтовых минералов наиболее характерен гиперстен, реже — оливин.

Особое положение занимают преимущественно амфиболовые, реже оливиновые габброиды (Банушский интрузив), выделяемые в качестве самостоятельной ранней фазы. Сами габброидные массивы небольшого размера (0,2-0,5 кв. км), часто с тектоническими контактами и явлениями габброизации вмещающих субвулканических тел андезитов. Строение простое, иногда сложное, многофазное, причем ультраосновные дифференциаты всегда более ранние (оливиновые габбро-нориты, пироксениты), в отличие от тел оливиновых габброидов (магнетитовые оливиниты, оливиновые пироксениты), ассоциированных с монцонитовой формацией. Помимо самостоятельных тел с активными контактами с вмещающими вулканогенно-осадочными породами встречаются габ-

броиды и в виде крупных ксенолитов и блоков (Дастакерт, Вагравар, Агарак и др.).

Как отмечалось, характерной особенностью как габброидов, так и гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации является отчетливый известково-щелочной их химизм, хотя обособленность ареалов фигуративных точек на петрохимических диаграммах указывает на дискретность состава в ряду габбро-кварцевый диорит-гранодиорит-лейкократовый гранит.

Верхнеэоценовая габбро-монцит-граносиенитовая формация пространственно разобщена от габбро-диорит-гранодиоритовой и локализована в блоках с приподнятым гранитно-метаморфическим фундаментом вдоль северо-западных (Анкаванский) и трансформных (Гиратахский) глубинных разломов в тесной ассоциации с вулканитами базальт-трахиандезитового верхнеэоценового комплекса. Как отмечалось, гранитоиды габбро-монцит-граносиенитовой формации приурочены исключительно к центральной части Мисхано-Зангезурской геосинклинальной зоны (Мегринский и Ахавнадзорский интрузивы). Сложность и пестрота петрографического состава наряду с широко проявленными процессами калиевого и магнезиального метасоматоза затрудняют выделение отдельных фаз внедрения. Однако в целом довольно отчетливо обособляются три разновозрастные группы пород: 1) габброиды; 2) монцитноиды; 3) гранитоиды повышенной щелочности и основности: кварцевые сиенито-диориты, монцогранодиориты, кварцевые сиениты и граносиениты.

В формировании рассматриваемой ассоциации значительную роль играли процессы гибридизма и щелочно-эманационной дифференциации, чем обусловлены неравновесный варьирующий количественно-минеральный состав пород, частые и резкие смены текстурно-структурных особенностей.

Для минерального парагенезиса ассоциированных с монцитноидами габброидов характерен низкобарный парагенезис анортита с магнезиальным оливином, указывающий также на маловодность магмы и сравнительно низкий окислительный потенциал (CO , CO_2 , H_2), что в свою очередь объясняет появление алливалитовых кумулятов. Для габброидов характерно постоянное присутствие нормативного ортоклаза и нефелина, а также аноритовая тенденция дифференциации.

В противоположность этому парагенезис андезин-лабрадора с ортоклазом ($\sim 30\% \text{Ab}$), моноклинным пироксеном (авгит)

пониженной железности ($f = 38-42$), роговой обманкой и биотитом (32-40%) указывает на кристаллизацию при высоком потенциале кислорода и калия в магматическом флюиде.

Минеральные парагенезисы при переходе от гранитоидов нормальной щелочности (тоналитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая формации) к гранитоидам повышенной щелочности (габбро-монцонит-граносиенитовая формация), смещаются от У-I поля к II-III полям щелочности гранитоидов по Д.С.Коржинскому.

Касаясь петрохимических особенностей габбро-монцонит-граносиенитовой формации, следует в первую очередь указать на высококалиевый уклон химизма во всей серии, вплоть до появления фойдитов монцонитов и сиенитов. Обращает внимание высокая магнезиальность гранитоидов ($m' = 45-55$), непостоянство отношения $K/Na = 0,8-1,2$ при $n = 60-65$ и постоянные значения меланократовости ($a/v = 0,9$) и глиноземистости.

На обобщенной петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого ареалы фигуративных точек габбро-монцонит-граносиенитовой формации по сравнению с габбро-диорит-гранодиоритовой как в начальных членах, так и в целом для всей серии характеризуются повышенной щелочностью и несколько пониженной известковистостью, заметно возрастающей в конечных членах (см. рис. 4.3.1.2).

В то же время намечается дискретность ранних габброидных фаз, хотя формация характеризуется широким развитием метаматматических разностей — ортоклазовых, биотитовых габброидов.

Габбро-монцонит-граносиенитовая формация по сравнению с гранитоидными формациями нормальной щелочности характеризуется значительной крутизной линии комплементарности составов особенно на уровне фаций, обогащенных глиноземом и натрием и высоким темпом возрастания калиевости и кремнекислотности.

Следует отметить различия в геохимической специфике габброидов ранних фаз различных габбро-гранитоидных формаций. В габброидах габбро-монцонит-граносиенитовой формации несколько возрастает роль литофильных (Li , Rb , Ba , Sr) и редкометалльных (Ga , Tl , Th , Sc) микроэлементов, в противоположность габброидам габбро-диорит-гранодиоритовой формации, где относительно повышена роль сидерофильных (Ti , Ni , Co , V) и некоторых халькофильных элементов (Cu , Zn , Pb)

при постоянно низкой концентрации Sr , летучих и редких элементов.

В том же направлении понижаются отношения таких пар-элементов как $K/Rb = 1200-500$, $Th/U = 8,0-5,4$ и возрастает $Rb/Sr = 0,15-0,22$, $Fe/Co = 4,1$, $Ni/Co = 4,2$, $V/Cr = 0,8$.

Поздние члены указанных серий также различаются более высокой редкометальностью монцонит-сиенитовых дифференциатов и в частности более повышенными содержаниями Sr , Ba , Ti , Sc , TR , Th , U и одновременно более низкими отношениями $K/Rb = 286-236$, $Ni/Co = 1,3-1,03$, $V/Cr = 32-25$ и $Th/U = 5-3,5$ и более высокими: $Ba/Sr = 1,3-2,5$, $Fe/Co = 1,36-3,06$, $TR/Y = 28-40$ и др. Таким образом, геохимическая природа гранитоидов монцонитовидного типа характеризуется заметной двойственностью с характерной для высококальциевых основных магм повышенной концентрацией некогерентных элементов.

В настоящее время петрогенезис габбро-гранитоидных серий представляет значительные трудности и остро дискутируется в петрологии. С одной стороны, достаточно отчетливо устанавливается автономный петрогенезис и дискретность начальных членов серий, с другой — намечаются черты сходства в петрохимических (тип щелочности) и геохимических (в том числе изотопных) аспектах. Аналогичные особенности характерны и для ассоциированных (сопряженных) вулканических и экструзивных пород. Анализ имеющихся данных указывает на закономерную ассоциированность габброидов и гранитоидов в ряду вулканогенно-интрузивных ассоциаций, хотя нет единства взглядов относительно исходного субстрата и механизма петрогенеза. Проявление гомодромности габбро-гранитоидных серий Э.П.Изох объясняет вертикальной миграцией магматического очага и выплавлением из различных субстратов под воздействием интрателлурических агентов основных и кислых членов дискретных серий. Однако, как справедливо замечает Н.Ф.Шинкарев /310/, сходство их изотопных отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$) и рассмотренные выше геохимические данные (K/Rb , Rb/Sr , V/Cr , Th/U) в серии в целом указывают на единый мантийный источник основных и кислых расплавов, при некоторой роли корового вещества. По мнению Н.Ф.Шинкарева /310/, в таком случае, вероятно, наиболее

х Э.П.Изох. Габбро-гранитные плутонические серии как индикатор глубинных процессов. В кн. "Кора и верхняя мантия земли", вып. 2. Изд. МГУ, 1976.

приемлемым вариантом изменения состава первично-базальтовой магмы является механизм зонной плавки /83/ с обособлением и перемещением вверх всей магматической колонны совместно с ювенильными щелочными флюидами.

Однако такой механизм петрогенезиса габбро-гранитоидных серий более соответствует щелочно-известковой габбро-диорит-гранодиоритовой формации и встречает определенные трудности при объяснении петрогенезиса габбро-монцонит-сиенитовой формации повышенной щелочности. Петрологические и геохимические исследования указанной формации, ассоциация с щелочными вулканами базальт-трахиандезитового ряда свидетельствуют в пользу габброидной, щелочно-базальтовой природы исходной магмы и сопутствующих процессов фракционной и эманационной дифференциаций высокоперегретых расплавов с участием сильно окисленных (H_2O , O_2 , CO_2) интрателлурических флюидов, обогащенных калием. Однако значительную роль в образовании более поздних собственно-щелочных сиенитов и граносиенитов могли играть разноглубинные процессы взаимодействия на границе коры и мантии (слядяные пироксениты) и верхней части коры (гранитно-метаморфический фундамент).

4.3.3. Группа щелочно-сиенитовых формаций

Среди щелочно-сиенитовой группы формаций выделяются три основных типа: 1) габбро-сиенитовый (мегринский); 2) гранит-сиенитовый (баргушатский) и 3) лейцит-сиенитовый (памбакский).

Геолого-тектоническая позиция щелочно-сиенитовых комплексов как в пространстве, так и во времени тесно сопряжена со становлением массивов габбро-монцонит-граносиенитовой формации и с дальнейшей орогенной активизацией Мисхано-Зангезурской зоны в пределах жестких блоков с приподнятым фундаментом в узлах сопряжения глубинных СЗ разломов с трансформными антикавказскими (трансальпийскими) разломами сдвига-раздвигового типа /211/.

Мегринский многофазный комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов характеризуется тесной ассоциированностью, с одной стороны, с монцонитоидами, с другой — с оливиновыми габброидами, причем последние образуют крупные блоки и ксенолиты сре-

ди полей развития щелочных пород и подверглись интенсивным процессам щелочного метасоматоза с образованием крупнозернистых меланократовых фаций — фенитов. Помимо биотитовых, биотит-ортоклазовых габбро возникают типичные щелочные габброиды — эосекситы, тералиты. В составе парагенезисов щелочных пород и фенитов преобладают парагенезисы $Y_N - I_N - P_N$ по диаграмме А.С.Павленко /248/ с ассоциацией олигоклаз-андезина ($N = 15-36$) с ортоклазом (35-45Ab), эгирин-авгитом (15%Эг), феррогастингситом ($f = 70-75\%$) и биотитом ($f = 65\%$), а также с нефелином (15-25% Kc). Интерес представляет и редко наблюдаемые "реликтовые" выделения псевдолейцита в виде сростков нефелина и кальсилита. Несмотря на широко развитые процессы щелочного метасоматоза, накладывающиеся как на экзоконтактные породы (фации микросиенитов и фениты), так и на собственно-щелочные сиениты (пегматоидный облик, альбититы), мы склонны отстаивать их магматический генезис и глубинный характер исходной магмы, ее первичную щелочную природу. Дифференциация щелочно-габброидной магмы носила преимущественно характер фракционирования в условиях интенсивных явлений щелочно-эманационной дифференциации с участием высококальциевых окисленных флюидов.

В отличие от Тежсарского вулканоплутонического комплекса, в пределах развития щелочных пород Меграинского комплекса связь с щелочными эффузивами не устанавливается. Последние в Южной Армении хотя и установлены, но на значительном удалении /109/. Однако обращает внимание приуроченность как щелочных эффузивов, так и интрузивных массивов к зоне Кирсского и глубинного Гиратахского разломов.

Можно предполагать эродированность щелочных вулканитов, хотя довольно широкое развитие имеют небольшие останцы щелочных оливиновых базальтов, переработанные ксенолиты, а также дайки щелочных лампрофиров (типа комптонитов, шонкинитов).

Рассматривая эволюцию химизма щелочно-сиенитовой серии, подчеркнем четкое тяготение к линии развития недосыщенных кремнеземом высокощелочных фаций габбро-монцонитовой ветви. С другой стороны, необходимо подчеркнуть дискретность составов между наиболее лейкократовыми разностями типа монцосиенитов и щелочными и более поздними нефелиновыми сиенитами, отличающимися от состава фonoлитовой эктектики. На семикомпонентной

диаграмме эта тенденция выражается изломом линий комплементарности на уровне составов наиболее обогащенных H_2O , ΣFe и Al_2O_3 , а на диаграмме А.Н.Заварицкого некоторым перекрыванием поля лейкомонцитонитов и резким возрастанием щелочности при возрастании одновременно параметров "с" и "q" и постоянством параметра меланократовости "в", хотя при непрерывно возрастающей роли железа, особенно Fe_2O_3 .

Достаточно отчетливо проявляется двойственность геохимической специализации Мегринского комплекса щелочных пород. С одной стороны, заметно повышены содержания элементов группы железа и характерные для миаскитового типа щелочных серий, в том числе и Тежсарского комплекса, ассоциации редких элементов — Zr, Nb, TR(Ce), Th, Ba, с другой — таких гранитофильных элементов, как Sn, W, U, Ta, Y, Bi, Li. Эта тенденция ярко проявляется в аксессуарно-минеральной специализации калиевых и натриевых пегматитов. Одновременно отмечается высокая концентрация летучих компонентов — F, Cl, B, P, SO_3 , CO_2 .

Несмотря на целый ряд общих петрогеохимических черт Мегринской и Тежсарской щелочных формаций, есть целый ряд отличительных геологических и петрогенетических особенностей.

Так, определенную роль в петрогенезисе мегринских щелочных пород, безусловно, играли явления десилификации, особенно отчетливо проявляющиеся в формировании метаматматических святоносителей и щелочных сиенитов Баргушатского хребта.

Уникальный по строению Тежсарский вулканоплутонический комплекс характеризуется весьма разнообразной петрографической гаммой щелочных и вулканических пород с ультракалиевым уклоном и широким развитием щелочных парагенезисов с лейцитом (псевдоморфозы типа эпилейцита и псевдолейцита). Полученные новые данные по взаимоотношению пород, исследованию структур, минералого-геохимическим особенностям, составу ксенолитов и др. /210/ более удовлетворительно объясняют генезис комплекса, связывая его с первично-щелочной (оливин-базальтовой) природой исходной магмы, чем представления предыдущих исследователей о связи с щелочноземельной базальтовой магмой /48, 92, 173/. Значительную роль играли и процессы глубинной ассимиляции, в частности флогопитовых сланцев и флогопит-пироксен-ильменитовых пород субстрата, встреченных в виде ксенолитов в эруптивных брекчиях.

Термодинамические условия возникновения высококалиевых

недосыщенных основных магм согласно теоретическим представлениям и экспериментальным данным /269, 276/ могут найти объяснение при допущении невысокой степени плавления мантийных флогопитсодержащих лерцолитов при обязательном участии в качестве флюидной фазы H_2O и CO_2 . Процесс выплавления высококалиевых щелочных магм можно, вероятно, связывать также с взаимодействием исходной щелочно-базальтовой магмы с флогопитсодержащими сланцами на границе коры и верхней мантии.

Важная роль в щелочном петрогенезисе Памбака, с одной стороны, в проявлении высокоглиноземистых нефелиновых сиенитов, с другой – в преодолении температурного барьера к насыщенным фациям, придается кристаллизации метастабильного лейцита, его фракционированию и распаду на псевдолейцит.

Появление небольших инъекций насыщенной SiO_2 ветви в конечные этапы эволюции щелочно-сиенитовой магмы отмечается раздвоением линий эволюции химических составов щелочно-сиенитовой серии на диаграмме А.Н.Заварицкого (см. рис. 4.3.1.2).

В геохимическом аспекте Техсарский комплекс, в отличие от Мегринского более резко обогащен Nb, Zr, Th, Ba, Rb, Mo, F отчасти W, U.

4.4. Особенности пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма

Формационная типизация плутонических магматических формаций позволяет рассмотреть некоторые вопросы их пространственно-временной эволюции.

Наиболее древние плутонические формации байкальского тектоно-магматического этапа – мигматит-гранитовая и плагиогранитная представлены в Мисхано-Зангезурской зоне в пределах Арзаканского кристаллического массива. В других выходах кристаллического фундамента на территории республики проявления гранитоидного магматизма не обнаружены.

Киммерийские гранитоидные формации – среднеюрская плагиогранитная и раннемеловая тоналитовая, наиболее широко распространены в Сомхето-Карабахской зоне. В меньших масштабах тоналитовая формация развита в Кафанской и Мисхано-Зангезурской зонах.

Широко представленный на рассматриваемой территории

альпийский плутонический магматизм с наибольшей интенсивностью, в отличие от киммерийского, проявлен в Мисхано-Зангезурской зоне, менее широко - в Присеванской и фрагментарно - в Сомхето-Карабахской. В Мисхано-Зангезурской зоне наблюдается смена во времени (средний эоцен - верхний эоцен - ранний олигоцен - ранний миоцен) габбро-диорит-гранодиоритовой формации, габбро-монцитит-граносиенитовой, щелочно-сиенитовой и гранит-гранодиоритовой. Этот закономерный ряд нарушается в позднеорогенную стадию (плиоцен-антропоген) в период окончательного наступления континентального режима на Малом Кавказе, сопровождающегося мощными сводово-глыбовыми движениями. С этой стадией связано становление нижнеплиоценовой габбро-монцититовой и среднеплиоценовой габбро-гранодиоритовой формаций. Небольшие масштабы развития этих формаций, по-видимому, обусловлены их бронированием плиоценовыми вулканитами.

Таким образом, для киммерийско-альпийского мегаэтапа в целом, намечается перемещение фронта магмообразования от Сомхето-Карабахской зоны к Присеванской и далее к Мисхано-Зангезурской. Одновременно в том же направлении происходит усложнение вещественного состава и, в частности, повышение общей и калиевой щелочности, редкометальности, насыщенности флюидной фазой и т. д.

Иначе говоря, можно с достаточной определенностью говорить о пространственно-временной и вещественной эволюции плутонического магматизма от киммерийского этапа к альпийскому, а внутри последних от более древних формаций к более молодым. Отмеченная закономерность прослеживается в виде основной тенденции, которая однако имеет и свои исключения, обусловленные, в частности, тектоно-магматической активизацией ранее консолидированных блоков - киммерийская (ранне-меловая) активизация Арзаканского кристаллического массива, альпийская (эоценовая) активизация прибортовой части Алавердского блока Сомхето-Карабахской зоны и т. д. Сопоставление основных периодов гранитоидного магматизма различных структурно-формационных зон свидетельствует о трех его импульсах (среднеюрский, раннемеловой, среднеэоценовый) в Сомхето-Карабахской зоне и восьми (раннепалеозойский, раннемеловой, среднеэоценовый, верхнеэоценовый, раннеолигоценый, ранне-миоценовый, раннеплиоценовый, среднеплиоценовый) - в Мисхано-Зангезурской зоне.

В отличие от условий формирования базальт-андезитовых членов вулканических серий, обычно приуроченных к периодам растяжения, появление их более кислых разностей, как и гранитоидных формаций, как правило, сопряжено с периодами сжатий и геосинклинальных воздыманий. При этом в геосинклинальном этапе процесс гранитообразования начинался в отдельных поднятиях (в пределах Алавердского и Шамтадинского бляка), в то время как в орогенном этапе он был связан с периодом общих сводово-глыбовых поднятий, сопровождавшихся широким развитием разрывных структур.

В пространственном размещении интрузивов, особенно альпийских, отчетливо проявлена их связь с различно ориентированными разрывными нарушениями и узлами их пересечения, которые обуславливают возникновение вулканокупольных и линейных магмоконтролирующих структур. Отмечается тесная пространственно-временная связь плутонических формаций с комагматичными (не обязательно в смысле единства магматического очага) вулканическими формациями. Наиболее отчетливо она проявлена для среднекрасной плагиолипаритовой и плагиогранитной, поздний эоцен-раннеолигоценовой трахиандезит-фонолитовой и щелочно-сиенитовой формаций.

Киммерийско-альпийские плутонические формации представлены, как правило, многофазными интрузивными комплексами, характеризующимися обычно гомодромным, дискретным изменением составов.

При направленном в целом характере эволюции интрузивного магматизма выявляется, как и для вулканических формаций, стохастический характер связи между тектоническим положением и типами формаций.

Наблюдаемое разнообразие гранитоидных формаций, как и особенности их пространственно-временной эволюции, обусловлено, по-видимому, согласно современным представлениям /76, II9, I70, I71, I83, 204, 205 и др./, различием магмообразующих субстратов — базальтоидный, кислый, щелочносалический, процессами массообмена и активной ролью интрателлурических флюидов, эволюционировавших во времени от сильно восстановительных натриевых до окисленных калиевых.

Процесс гранитообразования в истории тектоно-магматического развития региона происходил неоднократно начиная от нижнего палеозоя до миоцена включительно, обусловив тем са-

мым длительность становления континентальной земной коры. В то же время этот процесс как в пространстве, так и во времени происходил неравномерно. Максимальное и неоднократное его проявление, обусловившее наращивание "гранитного" слоя, имело место в Мисхано-Зангезурской зоне (особенно в альпийскую орогенную стадию), в то время как в Сомхето-Карабахской зоне процессы гранитообразования были редуцированы, а собственно-гранитные формации вообще не представлены.

Этим обстоятельством в определенной степени, по-видимому, обусловлено и различие в строении земной коры указанных структурно-формационных зон и, в частности, большая мощность гранитно-метаморфического слоя в Мисхано-Зангезурской зоне (20÷25 км) по сравнению с Сомхето-Карабахской (10÷15 км).

Главнейшие особенности геологического развития и пространственно-временной эволюции магматизма позволяют вкратце рассмотреть геодинамическую модель развития региона в течение киммерийско-альпийского мегаэтапа. В настоящее время для Кавказа в целом предложены различные модели геодинамической эволюции, основанные на гипотезе тектоники плит. Согласно одной из них /10/, уже перед юрой в области современного Присеванского офиолитового пояса располагался бассейн океанического типа, вдоль северного края которого проходила граница между литосферными плитами. В ранней юре, в условиях растяжения, была заложена наклоненная на север зона субдукции, обусловившая среднеюрский островодужный андезитовый вулканизм Сомхето-Карабахской зоны. Ранне-среднеюрская стадия завершилась предкелловейской фазой сжатия, сопровождающейся становлением плагиолипарит-плагиогранитной вулкано-интрузивной формации. В это же время в пределах зон Южного склона и Главного хребта Большого Кавказа, согласно Г.Д.Афанасьеву, А.М.Борсуку и др. формируются габбро-гранитные формации. Существующий режим, в целом, сохраняется и в течение позднеюрско-раннемеловой стадии, завершившейся становлением тоналитовой (габбро-тоналитовой) формации Малого Кавказа, которая вглубь континента сменяется эссексит-тешенит-трахитовой формацией зон Южного склона и Главного хребта.

В целом, в течение кры-раннего мела (доколлизийная стадия) территория, расположенная к северу от Присеванского офиолитового пояса, развивалась по типу активной континентальной окраины западнотихоокеанского типа.

Стадия коллизии (неоком-альб) островной дуги и северного края Иранского континента, сопровождалась становлением пород офиолитовой ассоциации, образованием серии трансформных разломов сдвига-раздвигового типа (Зангезур-Далидагский, Транскавказский, Дилижанский).

В постколлизционную стадию регион приобретает черты активной окраины, условно именуемой средиземноморским типом /IO/, и характеризующейся зональностью магматизма от фронта средне-эоценовой андезит-габбро-гранодиоритовых формаций вглубь континента (Мисхано-Зангезурская зона). В этом же направлении в дальнейшем (поздний эоцен - ранний миоцен) происходит смена габбро-монцитовой, щелочно-сиенитовой формации гранодиорит-гранитной.

4.5. Металлогенические особенности гранитоидных формаций

Проблема металлогенической роли и характера связи оруденения с магматизмом является одной из наиболее актуальных в современной геологии. Многочисленные исследования в этой области, проведенные как у нас в стране, так и за рубежом, позволили установить главнейшие особенности рудоносных гранитоидных формаций, провести их геохимическую типизацию, наметить основные источники рудного вещества, установить важную роль интрателлурических флюидов в эндогенном рудообразовании и т.д.

Многолетние исследования различных аспектов металлогении Армянской ССР, проведенные большим коллективом исследователей (В.Г.Грушевой, В.Н.Котляр, К.Н.Паффенгольц, И.Г.Магакьян, С.С.Мкртчян, С.А.Мовсесян, А.Т.Асланян, Б.С.Вардапетян, Э.А.Хачатурян, Г.О.Пиджян и др.), позволили выделить главнейшие рудоносные магматические комплексы, провести типизацию эндогенных рудных формаций, установить основные закономерности их размещения и т.д.

В то же время ряд вопросов, касающихся, в частности, возраста некоторых рудных формаций, характера, связи оруденения с магматизмом, до настоящего времени остаются дискуссионными. Не имея целью обсуждения всей совокупности вопросов по металлогении Армянской ССР, ответы на многие из которых можно найти в специальных публикациях /192, 193, 194, 230, 231,

235, 258 и др./^X и учитывая, что в предыдущих разделах при описании формаций были рассмотрены и вопросы их рудоносности, мы лишь вкратце остановимся на главнейших метало-генических особенностях выделенных гранитоидных формаций. В ряду собственно-гранитоидных формаций метало-геническая роль плагιοгранитных формаций (Pz_1 , J_2) обычно считается незначительной. В то же время наличие среди выходов Арзаканского кристаллического фундамента меднорудных и полиметаллических (с золотом) проявлений диктует необходимость определенной переоценки метало-генического значения пород фундамента и, в частности, плагιο-гранитов и мигматит-гранитов.

В Шамшадинском блоке в пределах площади развития средне-юрского плагииолипарит-плагииогранитного вулкано-интрузивного комплекса и более древних образований развиты многочисленные колчеданно-полиметаллические и полиметаллические проявления. Вопрос о связи их, как и в целом медноколчеданных и полиметаллических месторождений, размещенных в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской зон, с кислыми вулканитами достаточно проблематичен. Не останавливаясь на анализе известных представлений отдельных авторов о генезисе указанного типа оруденения, который был нами ранее проведен /219/, отметим лишь, что имеющиеся данные свидетельствуют о более молодом - послекелловейском возрасте оруденения и не позволяют говорить о прямой генетической его связи с кислыми субвулканическими, впрочем как и с интрузивными, образованиями. Оруденение наиболее приближено в пространстве и времени с малыми интрузивами, в частности, с диабазами и диоритами, а источник оруденения, судя по современным представлениям /70/, имел глубинную, по-видимому, мантийную природу /219/.

В последние годы в Шамшадинском блоке обнаружена (Р.Л. Мелконян) и молибденовая минерализация, а на территории Азербайджанской ССР в связи с плагииогранитной формацией выявлено Хархарское проявление, которое азербайджанскими геологами (Ш.А. Азизбеков и др.) относится к медно-порфировой форма-

х За последние годы по различным аспектам рассматриваемой проблемы опубликован ряд новых работ: Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1975; Хачатурян Э.А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1977; Карамян

ции. В этой связи, по-видимому, возникает необходимость определенной переоценки металлогенического значения плагиогранитной формации.

Наиболее продуктивной в ряду гранитоидных и в целом — магматических формаций Армянской ССР является позднеолигоцен-раннемиоценовая гранит-гранодиоритовая формация. Характерной особенностью ее металлогенического профиля является комплексный, "ювенильно-коровый" геохимический парагенезис (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, U, TR, Th). С этой гранитоидной формацией связаны наиболее крупные месторождения медно-молибденовой, золото-сульфидной, редкометальной формаций руд, преимущественно гидротермального типа.

В ряду габбро-гранитоидных формаций с раннемеловой тоналитовой формацией в пределах Сомхето-Карабахской зоны связано железорудное контактово-метасоматическое скарновое, кварц-гематитовое, сульфоарсенид-кобальтовое гидротермальное оруденение. За последние годы в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах в пределах развития тоналитовой формации определенное практическое значение приобретает гидротермальное медно-молибденовое оруденение (Техут, Цахкашат, Шикахох), которое можно выделить как новую для региона "тоналитовую" модель меднопорфировых месторождений близкую с "диоритовой" моделью К.Гудвина (1975).

Среднеэоценовая габбро-диорит-гранодиоритовая формация по своим металлогеническим особенностям сравнительно близка с раннемеловой тоналитовой формацией и характеризуется наличием медной и медно-гематитовой гидротермальной и железорудной контактово-метасоматической минерализацией.

Позднеэоценовая габбро-монцитит-граносиенитовая формация характеризуется широким набором металлов (Cu, Zn, Au, Ag, W, Mo, В и др.), однако их продуктивность в различных типах месторождений (скарны, ранние грейзены, пегматиты) не высокая. Особое положение занимают щелочно-габброидные фазы рассматриваемой формации, с ультраосновными кумюлятами которых

К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1978; Магакьян И.Г., Багдасарян Г.П. Развитие магматизма и минерализации на территории Армянской ССР по данным геологических и геохронологических исследований. "Геохимия", 1978, № 6.

связаны рудоносные магнетитовые алливалиты (гистеромагматические титано-магнетитовые месторождения).

Позднеэоцен-раннеолигоценовая щелочно-сиенитовая формация характеризуется специфичным комплексом элементов (TR, F, Be, Nb, Th, Zr), связанным с магматическим (нефелиновые сиениты), метасоматическим (альбититы), пегматитовым и гидротермальным типами оруденения. Близким набором элементов (Nb, Ta, Sn, Y, Be) характеризуется специализация анатектоидно-метасоматических гранитоидов в пределах Арзаканского кристаллического массива, однако масштабы проявления последних незначительны.

Таким образом, выявляются отчетливые различия в металлогенической продуктивности и характере минерализации разнотипных, разновозрастных формаций. Наиболее перспективными по своей металлогенической продуктивности являются альпийские формации. В пределах разновозрастных структурно-формационных (структурно-металлогенических) зон главнейшие типы месторождений, характеризующие металлогенический облик зоны или ее отдельных блоков, обычно определяются наиболее поздними магматическими, в частности, гранитоидными формациями. В то же время некоторые высокотемпературные (гистеромагматические, скарновые) типы оруденения могут быть связаны с более ранними генерациями гранитоидов или отдельных их фаз.

Магматические формации Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоны, представленные относительно ограниченным набором, как правило, крико-меловых формаций, характеризующиеся в целом базальтоидным "налетом" (известково-щелочной химизма, среднещелочной, натриевый, уклон, восстановительный режим флюидной фазы и т.д.), сопровождаются в основном медноколчеданным, полиметаллическим, железорудным контакто-метасоматическим и гидротермальным оруденением, имеющими, по всей вероятности, глубинный, мантийный источник металлов. В то же время, как было отмечено выше, определенное практическое значение для Сомхето-Карабахской зоны приобретает также медно-молибденовый гидротермальный тип оруденения. Магматические формации Мисхано-Зангезурской и Присеванской зон, характеризующиеся значительным разнообразием формационных типов и соответственно эндогенных режимов магмообразования, в том числе интенсивным проявлением процессов эманационной дифференциации, сопровождаются иной, более разнотипной минерализацией - медно-молибденовой, золото-сульфидной, ред-

кометальной и др., имеющими в основном также глубинный, подкоровый источник металлов. Преобладающая тенденция специализации, наряду с пространственно-временной и структурной связью оруденения с разновозрастными магматическими комплексами, была положена И.Г.Магакьяном /193, 194/ в основу выделения специализированных магматических комплексов, характеризующих различные структурно-металлогенические зоны на территории Армянской ССР. Проведенные в последние годы минералого-геохимические исследования интрузивов Мисхано-Зангезурской зоны, подтверждают представление о металлогенической специализации плутонических формаций в отношении медно-молибденового, золото-полиметаллического, скарново-железорудного, железо-титанового и редкометального оруденения /210, 212/. В то же время геологические и минералого-геохимические исследования, проведенные в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской зон привели к развитию новых представлений о связи медноколчеданного оруденения не с субвулканическими или с интрузивными образованиями, а с глубинными (мантийными) источниками базальтовой магмы, при пространственно-временной близости оруденения с более молодой формацией малых интрузий средне-основного состава /219, 220/.

Сопоставление петролого-геохимических типов гранитоидов Мисхано-Зангезурской зоны /213/ с известными типами, выделенными Л.В.Таусоном /290/, показывает отсутствие в рассматриваемой зоне, как и вообще на территории Армянской ССР, таких редкометальных гранитоидов, как агпайтовые, плюмазитовые, литий-фтористые и щелочные, что связано, с одной стороны, со специализацией и типом кристаллического фундамента, с другой — с особенностями гранитного петрогенезиса и типом сиало-фемического эндогенного режима. В целом для рассматриваемого региона роль минерализации, связанной с коровым источником металлов (Sn, W, Be, Li, Nb и др.), весьма незначительна.

Формационный анализ магматизма позволяет с несколько других позиций рассмотреть вопросы металлогенической специализации интрузивов и связи оруденения с магматизмом. В настоящее время на материале по различным регионам с достаточной определенностью установлено, что повышенные концентрации тех или иных элементов в гранитоидах не могут служить, как это нередко считалось ранее, свидетельством, указывающим на

связь с ними соответствующей минерализации. Нередко рудоносные интрузивы не только не характеризуются повышенными концентрациями металлов, но наоборот — содержат их в пониженных концентрациях. С другой стороны, выявляется статистическая закономерность определенной рудной "специализации" различных формационных типов плутонических формаций. При этом следует учитывать различия в характере связи оруденения с мафит-ультрамафитовыми формациями, с одной стороны, и с гранитоидными — с другой. В частности, если в первом случае эта связь представляется довольно однозначной, то для гранитоидных формаций, ввиду определенного временного отрыва рудной минерализации, она является более отдаленной. В последнем случае важную роль играет также эффективность процессов дифференциации, в том числе и эманационной. Представляется, что стремление связывать различные типы оруденения с конкретными магматическими образованиями в определенной степени упрощает действительные — более сложные и не до конца расшифрованные связи между магматизмом и оруденением. Несомненно, что более однозначное установление характера связей между магматическими и рудными формациями откроет новые перспективы при региональном и локальном металлогеническом прогнозировании.

1. А б д у л л а е в Р.Н. Казахский комплекс цеолитсодержащих вулканических пород (Малый Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1959, № 6.
2. А б д у л л а е в Р.Н. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). "Сов.геология", 1961, № 6.
3. А б о в я н С.Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
4. А б о в я н С.Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.Ш, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН АрмянССР, 1966.
5. А б о в я н С.Б. Меловые вулканические образования бассейна озера Севан. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
6. А б о в я н С.Б., К о с т а н я н Ю.Л. Мезозойские и палеогеновые ультраосновные и основные породы. В кн. "Геология СССР", т.43, "Армянская ССР", "Недра", 1970.
7. А г а м а л я н В.А. Региональный дифференциал в Арзаканском кристаллическом массиве. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 1-2.
8. А г а м а л я н В.А. О выделении свиты аполипаритовых порфиритов в Арзаканском кристаллическом массиве. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 5.
9. А г а м а л я н В.А. Литология докембрия (?) - нижнего палеозоя Армянской ССР. В кн: "Геология Армянской ССР", т.V, "Литология". Изд. АН Арм.ССР, 1974.
10. А д а м я н Ш.А., З а к а р и а д з е Г.С., Л о р д к и п а н и д з е М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. "Геотектоника", 1977, № 4.

11. А д а м я н А.А. Неогеновые и четвертичные породы Приереванского района. Изв. АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, 1961, № 6.
12. А д а м я н А.А. Базальтовые лавы Лорийского плато. В кн. "Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1973.
13. А д а м я н А.И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1955.
14. А д а м я н А.И. Интрузивные породы Мегринского плутона. В кн. "Геология Арм. ССР", т.Ш, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН Арм.ССР, 1966.
15. А д а м я н А.И., М к р т ч я н К.А. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов и восточной части Халабского хребта. Тр.Упр. геол. и охраны недр, № 2, Ереван, 1959.
16. А з а р я н Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм.ССР, 1963.
17. А з и з б е к о в Ш.А. Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа. В кн. "Геология Азербайджана" (том "Петрография"). Изд. АН Аз.ССР, 1952.
18. А з и з б е к о в Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. "Недра", 1961.
19. А з и з б е к о в Ш.А., А б д у л л а е в Р.Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6.
20. А з и з б е к о в Ш.А., Г а д ж и е в Т.Г. и др. Кайнозойский магматизм Малого Кавказа. В кн. "Геология СССР", т. 47, "Азерб. ССР", "Недра", 1972.
21. А з и з б е к о в Ш.А., Г а д ж и е в Т.Г., Е м е л ь я н о в а Е.Н., Р у с т а м о в М.И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
22. А з и з б е к о в Ш.А., Р у с т а м о в М.И. и др. Магматизм Приараксинской зоны. Изд. АН Аз.ССР, 1968.
23. А к о п я н В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм.ССР, 1962.
24. А к о п я н В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1978.
25. А м а р я н В.М. Вулканические образования. В кн. "Геология СССР", т. 43, "Армянская ССР", "Недра", 1970.

26. А р а к е л я н Р.А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1957, № 5-6.
27. А р а к е л я н Р.А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм.отд.ВМО, вып. I, Изд. АН Арм.ССР, 1959.
28. А р а п о в Ю.А. К петрографии сиенито-диоритов в районе г.Каладаш. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат. естеств. и техн. наук, 1949, № 5-6.
29. А р а п о в Ю.А., А р е в ш а т я н Т.А. К петрографии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севан. ДАН Арм.ССР, 1946, т.У, № 5.
30. А р у т ю н я н А.Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинария. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1964, № 6.
31. А р у т ю н я н Г.С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № I-2.
32. А р у т ю н я н Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере СЗ части Севанского хребта). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 5.
33. А с л а н я н А.Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, сер. естеств. наук, 1946, № IО.
34. А с л а н я н А.Т. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 5.
35. А с л а н я н А.Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН Арм.ССР, 1950, т. II, № 5.
36. А с л а н я н А.Т. Региональная геология Армении. "Ай-петрат", 1958.
37. А с л а н я н А.Т., А м а р я н В.М. Вулкан Арагац. В кн. "Вопросы вулканизма", Изд. АН СССР, 1962.
38. А с л а н я н А.Т., Б а г д а с а р я н Г.П., Ш и р и н я н К.Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношения третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1978, № 6.
39. А с л а н я н А.Т., В е г у н и А.Т., М и л а й Т.А., Н и к о л ь с к и й Ю.И., С и р о т к и н а Т.Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 6.

40. А с л а н я н А.Т., С а т я н М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, № 4-5.
41. А с л а н я н А.Т., С а я д я н Ю.В., К а р а п е т я н К.И. Ереван - Севан. Путеводитель экскурсии IV Всес. совещ. по изучению четвертичного периода. Изд. АН Арм. ССР, 1973.
42. А ф а н а с ь е в Г.Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. В кн. "Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций". Госгеолтехиздат, 1960.
43. Б а г д а с а р я н Г.П. Нефелиновые сиениты Памбакского хребта (краткий очерк). Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1947, № 1.
44. Б а г д а с а р я н Г.П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1950, № 2.
45. Б а г д а с а р я н Г. П. Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1955, № 2.
46. Б а г д а с а р я н Г.П. Петрография щелочных эффузивных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
47. Б а г д а с а р я н Г.П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 года". "Наука", 1966.
48. Б а г д а с а р я н Г.П. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. В кн. "Геология Арм. ССР", т.Ш, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН Арм. ССР, 1966.
49. Б а г д а с а р я н Г.П. Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1972, № 5.
50. Б а г д а с а р я н Г.П. Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, № 4-5.
51. Б а г д а с а р я н Г.П., А б о в я н С.Б., А г а м а л я н В.А., Б а л а с а н я н С.И., Д ж р б а ш я н Р.Т., К а з а р я н Г.А., М а л х а с я н Э.Г., М е л и к

сетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х., Чибухчян З.О. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", ч. II, "Наука", 1972.

52. Багдасарян Г.П., Абовян С.Б., Агамалян В.А., Баласанян С.И., Гукасян Р.Х., Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Малхасян Э.Г., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х., Чибухчян З.О. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн. "Магматизм и металлогения Армянской ССР", Изд. АН Арм. ССР, 1974.
53. Багдасарян Г.П., Адамян А.А., Абовян С.Б. Мио-плиоценовые вулканические породы Цахкуняцкого хребта и прилегающих к нему участков. В кн. "Геология Армянской ССР", т. IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм. ССР, 1970.
54. Багдасарян Г.П., Акопян В.Т., Гукасян Р.Х. Некоторые новые данные по магматизму Кафанского антиклинория. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1971, № 4.
55. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. О возрасте "палеозойских" интрузий Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1961, № 4.
56. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Саркисян Э.А. Новые данные о возрасте интрузивов Кафанского рудного района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, 1970, т. 50, № 5.
57. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Саркисян Э.А., Хачатрян Л.М. Радио-геохронологическое изучение магматических комплексов Шамшадинского рудного района Армянской ССР. В кн. "Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста". "Наука", 1973.
58. Багдасарян Г.П., Карапетян К.И. О новом вулканическом центре на Цахкуняцком хребте. ДАН Арм. ССР, 1972, т. V, № 3.
59. Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Аветисян В.А., Дургарян В.А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан по геологическим и радиогеохронологическим исследованиям. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1971, № 2.

60. Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Гукасян Р.Х. О стратиграфическом положении и возрасте маньчарских лав. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1973, № 3.
61. Багдасарян Г.П., Мелконян Р.Л. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканогенных и субвулканических образований Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1968, № 6.
62. Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. К петрографии и условиям образования Лермонтовского габбрового интрузива. Зап. Арм.отд.ВМО, вып.2, 1963.
63. Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1976, № 1.
64. Баласанян С.И. К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребта. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1955, № 3.
65. Баласанян С.И. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны, ДАН Арм.ССР, 1956, т.23, №2.
66. Баласанян С.И. К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр., М., 1961, № 1.
67. Баласанян С.И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, 1963.
68. Баласанян С.И. Основные черты магматизма Армении. Изд. "Митк", 1968.
69. Баласанян С.И. Магматические формации Армянской ССР. Изд. ЕрГУ, 1975.
70. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. "Геол. рудн. м-ний", 1975, № 4.
71. Бартикян П.М. К вопросу о возрасте Кохобской интрузии. Науч.-техн. сб., сер. геол., горн. дело и металлургия, 1962, № 3(7).
72. Бекташи С.А., Гаджиев Т.Г. О фазовости Мегри-Ордубадского сложного плутона. "Сов. геология", 1970, № 5.
73. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской

- океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. "Сов. геология", 1973, № 8.
74. Белоусов А.Ф. Об основаниях формационного анализа. В кн. "Проблемы магматических формаций". "Наука", 1974.
 75. Белоусов А.Ф. Об основах петрохимической классификации эффузивных пород. "Геол. и геофизика", 1974, № 3.
 76. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. "Наука", 1976.
 77. Бетехтин А.Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. "Хромиты СССР", т. I, Изд. АН СССР, 1937.
 78. Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избранные труды, т. П., Изд. АН СССР, 1959.
 79. Вегуни А.Т. Месторождения перлита в Армении. "Разведка и охрана недр", 1958, № II.
 80. Вегуни А.Т. О вулканогенном олигоцене южной Армении. ДАН Арм.ССР, 1960, т. 30, № 3.
 81. Вегуни А.Т. Расчленение среднего эоцена южной Армении по фауне нуммулитов. В кн. "Вопросы геологии Кавказа". Изд. АН Арм.ССР, 1964.
 82. Великовская Е.М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. В кн. "Памяти проф. А.Н. Мазаровича", М., Изд. МОИП, 1953.
 83. Виноградов А.П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. "Геохимия", 1962, № 3.
 84. Винник Л.П. Неоднородности верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса по данным сейсмологии. В сб. "Тектоника Средиземноморского пояса". Тезисы докладов, М., 1978.
 85. Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
 86. Габриелян А.А. Эффузивный вулканизм и тектоника (на примере М.Кавказа). Изв. Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1960, № I.
 87. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 88. Габриелян А.А., Адамян А.И., Акопян В.Т., Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Изд. "Митк", 1968.

89. Г а б р и е л я н А.А., Б а г д а с а р я н Г.П., Д ж р б а ш я н Р.Т., К а р а п е т я н К.И., М е л и к с е т я н Б.М., М е л к о н я Р.Л., М н а ц а к а н я н А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1968, № 1-2.
90. Г а б р и е л я н А.А., И с а х а н я н Д.П., А д а м я н А.И., Б а л ь я н С.П. К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. Научн. труды ЕрГУ, т. 52, вып. 2, Ереван, 1955.
91. Г а б р и е л я н А.А., М а м е д о в Т.А. Новые данные о возрасте вулканогенной свиты палеогена Нах. АССР и Южного Сюника (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, 1967, т. 45, № 4.
92. Г е в о р к я н Р.Г. К вопросу о соотношении щелочноземельных и щелочных базальтоидных серий. В кн. "Проблемы геохимии", "Наука", 1965.
93. Геология Армянской ССР, т. III, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН Арм. ССР, 1966.
94. Геология Армянской ССР, т. IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм. ССР, 1970.
95. Геология Армянской ССР, т. V, "Литология", Изд. АН Арм. ССР, 1974.
96. Г и н з б е р г А.С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Севан. В кн. "Бассейн озера Севан (Гокча)", т. II, Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз. ССР Армении, 1920.
97. Г и н з б е р г А.С. Геолого-петрографическое описание южного побережья оз. Севан. В кн. "Бассейн оз. Севан (Гокча)", т. II, вып. I. Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1930.
98. Г л е в а с с к а я А.М., Д з о ц е н и д з е Н.М. и др. Особенности развития вулканизма Южно-Грузинского нагорья по палеомагнитным данным. В кн. "Методы палеовулканических реконструкций, вулканизм докембрия", Петрозаводск, 1975.
99. Г о р ш к о в Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. В кн. "Геодинамика, магмообразование и вулканизм", Петропавловск-Камчатский, 1974.
100. Г р и г о р я н Г.О. О взаимоотношениях медных и полиметаллических руд Кафана. Тр. Арм. ГУ, 1967, № I.

101. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм. В кн. "Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований", "Недра", 1970.
102. Грушевой В.Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР. В кн. "Интрузивы Закавказья", Тр. Груз. госгеол.упр., вып.133, 1940.
103. Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле", 1965, № 3, 4.
104. Гуюмджян О.П. Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурбкар (Пир-кая) Баргушатского хребта. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1963, № 3.
105. Гуюмджян О.П. Магматические плутонические формации Западного Баргушата. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1973, № 1.
106. Джафаров А.А., Ходжабагян Г.С. Особенности эндо- и экзоконтактных метасоматитов в связи с формированием интрузивных комплексов Мегринского плутона. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1973, № 3.
107. Джрбашян Р.Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. Зап. Арм. отд. ВМО, 1964, № 3.
108. Джрбашян Р.Т. Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория. В кн. "Геология Арм.ССР", т. IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
109. Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. Зап. Арм. отд. ВМО, 1976, № 8.
110. Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа. В кн. "Палеовулканизм и его продукты". Петрозаводск, 1977.
- III. Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П. и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. "Наука", 1968.
112. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М. Геохимические и петрогенетические особенности щелочной вулкани-

- ческой серии Памбакского хребта. В кн. "Магматизм и металлогения Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1974.
- II3. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № 4.
- II4. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР). В сб. "Магматизм и металлогения Арм.ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1972.
- II5. Додин А.Л. Интрузивные породы бассейна р.Киги-чай. В кн. "Интрузивы Закавказья". Тр. Груз.гос.геол.упр., вып.133, 1940.
- II6. Додин А.Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Госгеолиздат, 1940.
- II7. Драгун В.И. Основные понятия учения о геологических формациях. В кн. "Геологические формации", Л., 1968.
- II8. Егоян В.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1955.
- II9. Жариков В.А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", "Наука", 1969.
- I20. Заварицкий А.Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм.ССР, естеств.науки, 1944, № 5-6.
- I21. Заварицкий А.Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер.геол., 1945, №1.
- I22. Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. "Недра", 1970.
- I23. Заридзе Г.М., Татришвили П.Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, Южный склон Аджаро-Триалетского хребта). ДАН СССР, нов.серия, т.9, № 1, 1948.
- I24. Зограбян С.А. О субвулканической природе бараба-тумских кварцевых андезито-дацитов Кафанского рудного поля. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 1.
- I25. Зограбян С.А. Конгломератовидные инъекционные дай-ки Кафанского рудного поля. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Зем-ле, 1975, № 3.

126. З о н е н ш а й н Л.П., К у з ь м и н М.И., М о р а л е в В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металоогения. Изд. "Недра", 1976.
127. И в а н о в Р.Г., Ш и р и н я н К.Г. Нормативно-петрохимическая классификация новейших вулканических пород Армении. В кн. "Магматизм и металоогения Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1972.
128. И с а а к я н С.А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований Западного Даралагяза. ДАН Арм.ССР, 1956, т.22, № 2.
129. И с а а к я н С.А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралагяза. ДАН Арм.ССР, 1957, т.24, №3.
130. К а з а р я н Г.А. К вопросу происхождения плагиогранитов. В кн. "Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1966.
131. К а з а р я н Г.А. Цавский массив. В кн. "Геология Армянской ССР", т.Ш, "Петрография, Интрузивные породы", Изд. АН Арм.ССР, 1966.
132. К а з а р я н Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн. "Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1971.
133. К а з а р я н Г.А. Новые данные о нижнеэоценовом вулканизме Армянской ССР. Зап.Арм.отд.ВМО, 1974, № 6.
134. К а з а р я н Г.А., Б а л а с а н я н С.И., Ч и б у х ч я н З.О. Шамшадинская группа интрузивов. В кн. "Геология Армянской ССР", т.Ш, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН Арм.ССР, 1966.
135. К а з а р я н Г.А., М а л х а с я н Э.Г. Изверженные породы г.Лалвар. Зап.Арм.отд.ВМО, 1969, № 1.
136. К а з а р я н Г.А., К у ю м д ж я н А.Г., Ч и б у х ч я н З.О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № 4.
137. К а з а р я н Г.А., К у ю м д ж я н А.Г., С а р к и с я н Г.А. О "добатолитовых" субвулканических интрузиях габбро-диорит-гранитной серии Вайка и сопредельных районов. Зап. Арм.отд. ВМО, вып.7, 1974.

- I38. К а р а п е т я н К.И. Вулкан Далик. Изв.АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1959, № 4.
- I39. К а р а п е т я н К.И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеза. ДАН Арм.ССР, 1959, т.28, №1.
- I40. К а р а п е т я н К.И. Четвертичный вулканизм бассейна р.Арпа в Армении. В кн. "Вопросы вулканизма". Изд. АН СССР, 1962.
- I41. К а р а п е т я н К.И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). В кн. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд. АН СССР, 1963.
- I42. К а р а п е т я н К.И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. В кн. "Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР" Изд. АН СССР, 1963.
- I43. К а р а п е т я н К.И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Армянская ССР). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 90, 1963.
- I44. К а р а п е т я н К.И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации". "Наука", 1966.
- I45. К а р а п е т я н К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1969, № 3.
- I46. К а р а п е т я н К.И. Андезитобазальты и андезиты Айоцдзора. В кн. "Геология Армянской ССР", т.IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
- I47. К а р а п е т я н К.И. Андезитобазальты и андезиты Гегамского нагорья. В кн. "Геология Армянской ССР", т.IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
- I48. К а р а п е т я н К.И. Вулканы Гегамского нагорья. В кн. "Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1973.
- I49. К а р а п е т я н К.И. Новейшие магматические формации Армении. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне". "Наука", 1973.
- I50. К а р а п е т я н К.И., П е т р о с о в И.Х. Опализация шлаков в кратере вулкана Западный Агусар. Изв.АН Арм. ССР, сер.геол. и геогр. наук, 1962, №4.

151. Карапетян К.И., Саруханян Л.Б. Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья. В кн. "Магматизм и оруденение Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, 1974.
152. Карапетян С.Г. Шаровидные образования в обсидианах западных склонов Зангезурского хребта Армянской ССР. Тр. ИГЕМ, вып. 90, 1963.
153. Карапетян С.Г. Куполовидные вулканы Артени и Атис. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1964, № 3-4.
154. Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 1-2.
155. Карапетян С.Г. Липариты и липарито-дациты. В кн. "Геология Армянской ССР", т. IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
156. Карапетян С.Г. Липариты и липарито-дациты. В кн. "Геология Армянской ССР", т. IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
157. Карапетян С.Г. Петрология и практическое значение продуктов новейшего кислого вулканизма Армянской ССР. В кн. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне". "Наука", 1970.
158. Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1972.
159. Карапетян С.Г. Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР. В кн. "Продукты вулканизма как полезные ископаемые". "Наука", 1975.
160. Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М. Особенности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в новейших липарит-дацитовых вулканитах Армянской ССР. В кн. "Магматизм и металлогения Армянской ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1972.
161. Качурин В.Ф., Меликсетян Б.М., Саркисян Г.А., Лисица А.А. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варденисской вулкано-тектонической депрессии (Западный

- Вайк). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 4.
162. К а ш к а й М.А., Х а и н В.Е., Ш и х а л и б е й л и Э.Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рек Агера и Тертер и смежной части оз.Севан.Изв. АН Аз.ССР, сер. геол. и геогр. наук,1950, №3.
 163. К а ш к а й М.А., Х а и н В.Е., Ш и х а л и б е й л и Э.Ш. К вопросу Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Аз.ССР, 1952, т.8, №6.
 164. Классификация и номенклатура plutonic (intrusive) горных пород. "Недра",1975.
 165. К н и п п е р А.Л. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье озера Севан. "Геотектоника", 1966, № 3.
 166. К н и п п е р А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма", "Наука", 1968.
 167. К н и п п е р А.Л., К о с т а н я н А.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер.геол.,1964, №10.
 168. К о н ю ш е в с к и й Л.К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветопольской губернии. Матер.для геол.Кавказа, кн.10, сер. III, 1911.
 169. К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Я к о в л е в С.Б., П е т р о в а М.А. Вулканические породы и методы их изучения. "Недра",1967.
 170. К о р ж и н с к и й Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. "Наука",1972.
 171. К о р ж и н с к и й Д.С. Метамагматические процессы.Изв. АН СССР, сер.геол.,1973, № 12.
 172. К о т л я р В.Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. "Геолком.Матер.по общей и приклад.геол.", вып.136,1930.
 - 173г К о т л я р В.Н. Памбак.Изд. АН Арм.ССР,1958.
 174. К о т л я р В.Н., К р ж е ч к о в с к и й А.В. Геологический очерк восточной и западной частей Даралагезского уезда ССР Армении. "Геолком.Матер. по общей и приклад. геол.", вып.136,1930.
 175. К о ч и н я н Г.Е. Минералогия и геохимия щелочных пород Памбака. Изд. АН Арм.ССР,1975.

176. Краткая объяснительная записка к Карте магматических формаций СССР. М. 1:2 500 000. Изд. ВСЕГЕИ, 1971.
177. К р ж е ч к о в с к и й А.В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. "Геолком.Матер.по общей и приклад.геол"., вып.136, 1930.
178. К р и ш т о ф о в и ч А.Н. Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базарчая. "Бот.журн.", 1939, №5-6.
179. К у з н е ц о в С.С. Геология северо-западного побережья озера Гокча. В кн. "Бассейн оз.Севан(Гокча)", т.1, Изд. АН СССР и Упр.водн.хоз-ва ССР Армении, 1929.
180. К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
181. К у з н е ц о в Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. "Геол. и геофизика", 1973, № 8.
182. К у з н е ц о в Ю.А., Б е л о у с о в А.Ф., П о л я к о в Г.Р. Систематика магматических формаций по составу. "Геол. и геофизика", 1976, № 5.
183. К у з н е ц о в Ю.А., И з о х Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т.1, "Наука", 1969.
184. К у п л е т с к и й Б.М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. В кн. "Бассейн оз.Севан (Гокча)", т.1, Изд. АН СССР и Упр. водн.хоз-ва ССР Армении, 1929.
185. Л е б е д е в А.П., М а л х а с я н Э.Г. К геологии и петрографии юрских кварцевых плагиопорфиров Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук, 1962, №4.
186. Л е б е д е в А.П., М а л х а с я н Э.Г. Юрский вулканизм Армении. "Наука", 1965.
187. Л е б е д е в П.И. Петрографический очерк Шоржинского месторождения хромистого железняка (оз.Гокча, Армения). Изв. Ленинград. политехн.ин-та, 1928.
188. Л е б е д е в П.И. Вулкан Алагез и его лавы. М., 1930.
189. Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю. Олонеккая диабазовая формация. Тр. СПб об-ва естествоисп., т.19, 1888.
190. Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. В кн. "Бассейн оз. Севан (Гокча)", т.1, Изд. АН СССР и Упр.водн.хоз-ва ССР Армении, 1929.

191. Л о м и з е М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). Бюлл.МОИП, отд.геол.,1970, 45, вып.6.
192. М а г а к ъ я н И.Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм.ССР,1947.
193. М а г а к ъ я н И.Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн. "Законом.размещ. полезн.ископ.", т.8,М., "Наука",1967.
194. М а г а к ъ я н И.Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. В кн. "Проблемы магматизма и металлогении Кавказа" М., "Наука", 1970.
195. М а к - Б е р н и А.Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. В кн. "Земная кора и верхняя мантия", "Мир", 1972.
196. М а л е е в Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. "Недра", 1977.
197. М а л х а с я н Э.Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН Арм.ССР, 1957, т.25, №4.
198. М а л х а с я н Э.Г. Петрография интрузивных пород Даралагяза. Изд. АН Арм.ССР, 1958.
199. М а л х а с я н Э.Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. В кн. "Вопросы вулканизма". Изд. АН СССР, 1962.
200. М а л х а с я н Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Изд. АН Арм.ССР, 1975.
201. М а л х а с я н Э.Г., Л е й е Ю.А., О г а н е с я н Л.В. Геология и петрография базальтов вулкана Халадж. В кн. "Магматизм и оруденение Армянской ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1974.
202. М а н д а л я н Р.А. Верхняя юра - нижний неок. В кн. "Геология Армянской ССР", т.У, "Литология", Изд. АН Арм.ССР, 1974.
203. М а н д а л я н Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. В кн. "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". "Наука", 1974.
204. М а р а к у ш е в А.А., П е р ч у к Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. В кн. "Международный геохимический конгресс", М., 1971.
205. М а р к у ш е в А.А., П е р ч у к Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т.4. "Наука", 1974.

206. М а р х и н и н Е.К., С т р а т у л а А.Р. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами. В кн. "Вулканизм и глубины Земли". "Наука", 1971.
207. М е л и к с е т я н Б.М. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегринского плутона. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
208. М е л и к с е т я н Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Арм. ССР). В кн. "Металлогеническая специализация магматических комплексов". "Недра", 1964.
209. М е л и к с е т я н Б.М. Краткая минералого-геохимическая характеристика Мегринского плутона. В кн. "Геология Арм. ССР", т. III, "Петрография. Интрузивные породы". Изд. АН Арм. ССР, 1966.
210. М е л и к с е т я н Б.М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн. "Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.
211. М е л и к с е т я н Б.М., А р х и п о в Б.К., К а п р а л о в Г.П., М е щ е р я к о в а В.Б. Особенности тектономагматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, №6.
212. М е л и к с е т я н Б.М. Петрология, геохимия и минералогия интрузий порфировидных гранитов Центральной Армении и их металлогеническая роль. В кн. "Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1976.
213. М е л и к с е т я н Б.М. Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, №4-5.
214. М е л и к я н Л.С. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1967, №4.
215. М е л и к я н Л.С., П а л а н д ж я н С.А., Ч и б у х ч я н З.О., В а р т а з а р я н Ж.С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акериянской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1967, №1-2.

216. М е л к о н я н Р.Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондземитов (на примере Алавердского района). Изв. АН СССР, Науки о Земле, 1965, № 6.
217. М е л к о н я н Р.Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, № 1-2.
218. М е л к о н я н Р.Л. Особенности распределения и состава акцессорных минералов геосинклинальных интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн. "Магматизм и оруденение Армянской ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1974.
219. М е л к о н я н Р.Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн. "Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1976.
220. М е л к о н я н Р.Л., М к р т ч я н Г.М. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1970, № 2.
221. М и л а н о в с к и й Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений оз.Севан.Изв. АН СССР, сер.геол., 1952, №4.
222. М и л а н о в с к и й Е.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв.АН СССР, сер.геол., 1956, №10.
223. М и л а н о в с к и й Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины.Бюлл.МОИП, отд.геол., 1960, т.35(5).
224. М и л а н о в с к и й Е.Е. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов. В кн. "Геодинамика, магнообразование и вулканизм", Петропавловск-Камчатский, 1974.
225. М и л а н о в с к и й Е.Е. Рифтовые зоны континентов. "Наука", 1976.
226. М и р з о я н Г.Г. Иоцит в плагиогранит-порфирах Алавердского рудного района. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1965, № 5.
227. М и р з о я н Г.Г. Шунгит из магматических пород Алавердского рудного района. Изв.АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1973, № 5.
228. М и р з о я н Г.Г., М у р а д я н К.М. Некоторые особен-

ности субвулканических образований северной части Армянской ССР. Тезисы докладов 5 Закавказской конференции молодых геологов. Баку, 1964.

229. М к р т ч я н К.А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер.геол., 1962, №2.
230. М к р т ч я н С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
231. М к р т ч я н С.С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр. наук, 1957, №4.
232. М н а ц а к а н я н А.Х. Меловые вулканические породы. В кн. "Геология Арм.ССР", т.IV, "Петрография. Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
233. М н а ц а к а н я н А.Х. Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба. В кн. "Геология Армянской ССР", т.IV, "Петрография. Вулканические породы", Изд. АН Арм.ССР, 1970.
234. М о в с е с я н С.А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм.ССР, 1948.
235. М о в с е с я н С.А., И с а е н к о М.П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. "Недра", 1974.
236. М о л я в к о В.Г., О с т а ф и й ч у к И.М., Х а р а з я н Э.Х., Ш и р и н я н К.Г. Петрогеохимические особенности вулканитов андезито-базальт-дацитовый парагенетической ассоциации Транскавказской зоны Армении. В кн. "Вулканизм и металлогения Армянской ССР", Изд. АН Арм. ССР, 1976.
237. М о р к о в к и н а В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. "Наука", 1974.
238. М о р к о в к и н а В.Ф., А р у т ю н я н Г.С., Г а в р и л о в а С.И. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. В кн. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". "Наука", 1977.
239. М о с к а л е в а В.Н., Ш а т а л о в Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. "Недра", 1974.
240. М у р а д я н К.М. Базумский рудный район Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1971.

241. М у р а д я н К.М. Новые данные о природе верхнебайосского кислого вулканогенного комплекса Бердского рудного района Армянской ССР. В кн. "Матер.четвертой респ.конф. молодых науч.работников, посвящ.50-летию Ленинского комсомола Армении". Изд. АН Арм.ССР,1971.
242. Н а з а р я н А.Е. Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцкого хребта. Тр. ЕрГУ,1964.
243. Н а с е д к и н В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр.ИГЕМ,вып. 98,1963.
244. Н и с а н я н Г.Б., П е т р о с о в И.Х. и др. Вулканогенно-осадочная мелкообломочная субформация. В кн. "Геология Армянской ССР", т.5, "Литология".Изд. АН Арм.ССР, 1974.
245. О с т р о у м о в а А.С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн. "Щелочные вулканические формации складчатых областей". "Недра",1967.
246. О с т р о у м о в а А.С., А б о в я н С.Б. Мио-плиоценовые вулканические породы бассейна озера Севан. "Геология Армянской ССР", т.IV, "Петрография". Вулканические породы". Изд. АН Арм.ССР,1970.
247. П а в л е н к о А.С., Г е в о р к я н Р.Г., Ф и л и п п о в Л.В. К вопросу о соотношении щелочноземельных и щелочных базальтоидных серий. В кн. "Проблемы геохимии". "Наука",1965.
248. П а в л е н к о А.С., Ф и л и п п о в Л.В., О р л о в Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. "Наука",1974.
249. П а л а н д ж я н С.А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1965, №1.
250. П а л а н д ж я н С.А. Об этапах формирования альпийно-типных гипербазитов. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1971, № 4.
251. П а л а н д ж я н С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН Арм. ССР,1971.
252. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течений рек Дебедчай и Акстафа-чай. Тр. Всес. геол.-разв.об-ва, вып.353,1934.

253. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Бассейн р.Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. Труды ВГРО, вып.328,1934.
254. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Бассейн оз.Севан (Гокча).Геологический и гидрогеологический очерк.Тр.ВГРО,вып.219, 1934.
255. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. О возрасте горисской толщи. "Сов.геология",1940,№9.
256. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм.ССР,1959.
257. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, № 5-6.
258. П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм.ССР,1970.
259. П е р ч у к Л.Л. Р у с и н о в В.Л., Т а т е в о с я н Т.Ш. Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пирикская Баргушатского хребта Южной Армении. "Уч.зап.Ер.гос.ун-та", т.99,1965.
260. П е т р о в В.П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер.геол.,1947,№2.
261. П е т р о в В.П. Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе Арктикуфа. Тр.лабор.вулканол.АН СССР,вып.14,1957.
262. П е т р о в В.П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. "Тр.Лаб.вулканол.",вып.20,1961.
263. П л о ш к о В.В. Формационный тип альпинотипных гипербазитов на примере юга Восточно-Европейской платформы, Кавказа и Карпат. В кн. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". "Наука",1977.
264. П л о ш к о В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. "Наука",1965.
265. Р е н г а р т е н В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн. "Региональная стратиграфия СССР", т.6. Изд. АН СССР, 1959.
266. Р и т м а н А. Вулканы и их деятельность. "Мир", 1964.
267. Р и т м а н А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. "Мир",1975.
268. Р у б и н ш т е й н М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд. "Мецниереба", 1967.

269. Р я б ч и к о в И.Д., Г р и н Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. В кн. "Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии". "Наука", 1978.
270. Р я б ч и к о в И.Д., Б о г а т и к о в О.А., Б а б а н с к и й А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. Изв. АН СССР, сер.геол., 1978, №8.
271. С а р к и с я н О.А. Схема расчленения палеогена Севано-Ширакского синклинория. ДАН Арм.ССР, 1959, т.28, № 6.
272. С а р к и с я н О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. "Митк", 1966.
273. С а р к и с я н С.Ш. Закономерности локализации средне-эоценового вулканизма в различных структурах северо-западной части Малого Кавказа. "Матер.КИМС", вып.10, сер.геол., Тбилиси, 1973.
274. С а т и а н М.А. О морфологии и стадиях развития верхнемеловых прогибов и процессах осадконакопления. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1973, № 1.
275. С и т к о в с к и й И.Н. Интрузивные породы юго-восточной части Азерб.ССР. В кн. "Интрузивы Закавказья", Тр. Груз. ГУ, вып.2, 1941.
276. С о б о л е в В.С. Строение верхней мантии и способ образования магмы. "Наука", 1973.
277. С о к о л о в С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. "Наука", 1977.
278. С о л л о г у б В.Б., Ч е к у н о в А.В. Глубинное строение Карпато-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса по геофизическим данным. В сб. "Тектоника Средиземноморского пояса". Тезисы докладов, М., 1978.
279. С о л о в к и н А.Н. Геолого-петрографический очерк Нагорного Карабаха. "Тр. Аз.фил.АН СССР", Баку, 1937.
280. С о л о в к и н А.Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. АН Аз.ССР, 1939.
281. С о л о в к и н А.Н. О четвертичных образованиях Карабахского пояса. "Сов. геология", 1940, №9.
282. С о п к о П.Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм.ССР, 1961.
283. С х и р т л а д з е Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз.ССР, 1958.
284. Т а р а я н И.А. Андезит, андезито-базальт и базальт. В кн. "Минеральные ресурсы Армянской ССР", т.П. Изд. АН Арм. ССР, 1949.

285. Т а т е в о с я н Т.Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, сер. физ.-мат.,естеств и техн.наук,1950, №2.
286. Т а т е в о с я н Т.Ш. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН Арм.ССР, физ.-мат., естеств. и техн. наук,1950, № 2.
287. Т а т е в о с я н Т.Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Красносельского района Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат.,естеств. и техн.наук, 1951, № 6.
288. Т а т е в о с я н Т.Ш. Условия образования щелочных сие-нитов Баргушатского хребта. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1960, № 5.
289. Т а т е в о с я н Т.Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. В кн. "Геология Армянской ССР", т.Ш, "Петрогра-фия. Интрузивные породы". Изд. АН Арм. ССР,1966.
290. Т а у с о н Л.В. Геохимические типы и потенциальная ру-доносность гранитоидов. "Наука",1977.
291. Т а х т а д ж я н А.Л., Г а б р и е л я н А.А. Опыт стра-тиграфической корреляции вулканических толщ и пресновод-ных образований плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм.ССР,1948, т.8, №5.
292. Т а я н Р.Н. Новые данные о геологическом строении инт-рузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Меграинско-го плутона. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр.наук, 1963, № 3.
293. Т в а л т в а д з е Г.К. Строение земной коры на Кавка-зе по геофизическим данным. В кн. "Глубинное строение Кавказа". "Наука",1966.
294. Т о л с т о й М.И., Ш и р и н я н К.Г. и др. Состав и физические свойства новейших вулканических образований Армении. Изд. АН Арм.ССР,1979.
295. Т у м а н я н Г.А. Новые данные о возрасте Кохбской инт-рузии. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, № 5.
296. У с т и е в Е.К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. Изв.АН СССР, сер. геол.,1970, № 4.
297. Ф а в о р с к а я М.А., Т о м с о н И.Н., И в а н о в Р.Г., Б а с к и н а В.А., В о л ч а н с к а я И.К., Д е ж и н Ю.П., К р а в ц о в В.С., Ф р и х - Х а р Д.И.Связь

магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. "Недра", 1969.

298. Х а и н В.Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. В кн. "Проблемы магматической геологии". "Наука", 1973.
299. Х а р а з я н Э.Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, № 5.
300. Х а р а з я н Э.Х. Шаровые лавы и гиадокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, № 6.
301. Х а р а з я н Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм.ССР). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 5.
302. Х а р а з я н Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1971, № 2.
303. Х а р а з я н Э.Х. Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР. В кн. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне". "Наука", 1973.
304. Х а р а з я н Э.Х. Об обнаружении долеритовых базальтов на западном побережье оз. Севан. ДАН Арм.ССР, 1974, т. 8, № 3.
305. Х е р а с к о в Н.П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол, 1952, т. 27, № 5.
306. Х о д ж а б а г я н Г.С., А р у т ю н я н Р.А., М е л и к с е т я н Б.М. Особенности геологического строения и магматизма ЮВ части Мегринского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1974, № 2.
307. Х о р е н я н Р.А. К геологии Гехаротского интрузива. ДАН Арм.ССР, 1974, т. 8, № 5.
308. Х о р е н я н Р.А. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 3.
309. Ч и б у х ч я н З.О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, № 6.
310. Ш и н к а р е в Н.Ф. Происхождение магматических формаций. "Недра", 1978.

311. Ш и р и н я н К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1961.
312. Ш и р и н я н К.Г. Антропогенный вулканизм Армении. В кн. "Вопросы вулканизма", М., 1962.
313. Ш и р и н я н К.Г. Андезито-базальты и андезиты Арагацко-го вулканического нагорья, андезито-дациты и дациты. В кн. "Геология Арм.ССР", т. IV, "Петрография. Вулканиче-ские породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
314. Ш и р и н я н К.Г. О кристаллизации апатита в лавах Сюник-ского вулканического нагорья. В кн. "Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Арм.ССР". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
315. Ш и р и н я н К.Г. О связи петрографических и петрохими-ческих особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне". "Наука", 1973.
316. Ш и р и н я н К.Г. К вопросу о новейших (верхнемиоцен-чет-вертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, № I.
317. Ш и р и н я н К.Г., А д а м я н А.А. Андезито-базальты и андезиты северных склонов Варденисского нагорья. В кн. "Геология Армянской ССР", т. IV, "Петрография. Вулкани-ческие породы". Изд. АН Арм.ССР, 1970.
318. Ш и р и н я н К.Г., А д а м я н А.А., К а р а п е т я н К.И., К а р а п е т я н С.Г. Некоторые особенности мик-роэлементов в новейших вулканических породах Армении. "Зап. Арм. отд. ВМО", вып. 2, Изд. АН Арм.ССР, 1963.
319. Ш и р и н я н К.Г., А д ж и м а м у д о в Э.Б. Тектони-ческие условия новейших вулканических проявлений Арме-нии. В кн. "Вулканизм и глубинное строение Земли", т. III. "Наука", 1966.
320. Ш и р и н я н К.Г., К а р а п е т я н К.И. Петрогенезис новейших кварцосодержащих лав Армении. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1959, № I.
321. Ш и р и н я н К.Г., Н а г а п е т я н Л.Б. Новый тип базальтов в Армении. ДАН АН Арм.ССР, 1974, т. 9, № I.
322. Ш т е й н б е р г Д.С., Б о г а т и к о в О.А., Б о р о -д а е в с к а я М.Б., Б о р о д и н Л.С., М а р а к у-ш е в А.А. Проблема магматических формаций. В кн. "Проб-лемы петрологии". "Наука", 1976.

323. Э р н А. Отчет об исследовании Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елисаветопольской губернии. "Матер. для геол. Кавказа", кн. 9, сер. III, 1910.

В в е д е н и е	5
Г л а в а I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР (А.Т. Асламян).	8
Г л а в а 2. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ (Р. Л. Мел- конян)	28
2.1. Основные понятия	29
2.2. Основные принципы и методы выделения магматических формаций	32
Г л а в а 3. ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.	
Байкальский тектоно-магматический этап	38
3.1. Ряд верхнепротерозой-нижнепалеозойских формаций	38
3.1.1. Метаморфическая формация (В.А. Агама- лян)	38
3.1.1.1. Фации метаморфизма и метаморфическая зональность	43
3.1.1.2. Формации метаморфических пород	45
3.1.1.3. Полиметаморфическая формация. . . .	49
3.1.1.4. Зеленосланцевая формация	49
3.1.2. Магматические формации	50
3.1.2.1. Ультрамафитовая формация (В.А. Ага- малян).	50
3.1.2.2. Габбровая формация (Г.П. Багдасарян, З.О. Чибухчян)	55
3.1.2.3. Плагмогранитная формация (Г.П. Баг- дасарян, З.О. Чибухчян)	58
3.1.2.4. Мигматит-гранитовая формация (Г.П. Багдасарян, З.О. Чибухчян).	65
Киммерийский тектоно-магматический этап	68
3.2. Ряд среднеюрских формаций	69

3.2.1. Андезитовая формация (Г.А.Казарян, Р.Л.Мелконян) . . .	69
3.2.2. Плаггиолипаритовая формация (Г.А.Казарян, Р.Л. Мелконян).	73
3.2.3. Плаггиогранитная формация (Р.Л.Мелконян)	77
3.3. Ряд верхнеюрско-нижнемеловых формаций	82
3.3.1. Андезит-базальтовая формация (А.Х.Мнацаканян, Р.А.Хоренян)	82
3.3.2. Андезит-липаритовая формация (А.Х.Мнацаканян) . . .	90
3.3.3. Липаритовая формация (Г.А.Казарян, Р.Л.Мелконян) . .	94
3.3.4. Тоналитовая формация (Р.Л.Мелконян, Р.А.Хоренян) . .	97
Альпийский тектоно-магматический этап	107
3.4. Ряд ниже-верхнемеловых формаций	107
3.4.1. Спилит-диабазовая формация (С.Б.Абовян)	108
3.4.2. Мафит-ультрамафитовая формация (С.Б.Абовян) . .	114
3.4.3. Формация глаукофановых сланцев (В.А.Агамалян) . .	121
3.5. Ряд верхнемеловых формаций (А.Х.Мнацаканян) . . .	122
3.5.1. Базальт-андезитовая формация	123
3.5.2. Липаритовая формация	128
3.5.3. Диабазовая формация	133
3.6. Ряд среднеэоценовых формаций	133
3.6.1. Андезитовая формация (Р.Т.Джрбашян)	134
3.6.2. Липаритовая формация (Р.Т.Джрбашян)	141
3.6.3. Габбро-диоритовая формация (Р.Т.Джрбашян) . . .	145
3.6.4. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация (Б.М. Меликсетян, Р.Л.Мелконян)	148
3.7. Ряд верхнеэоцен-нижнеолигоценовых формаций	158
3.7.1. Базальт-трахиандезитовая формация (Р.Т. Джрбашян)	158
3.7.2. Габбро-монцонит-граносиенитовая формация (Б.М. Меликсетян)	162
3.7.3. Трахиандезит-фонолитовая формация (Р.Т.Джрбашян, Б.М.Меликсетян)	168
3.7.4. Щелочно-сиенитовая формация (Б.М.Меликсетян) . .	174
3.8. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых формаций . .	181
3.8.1. Трахиандезит-трахилипаритовая формация (Г.А. Казарян)	181
3.8.2. Липаритовая формация (Г.А.Казарян)	186
3.8.3. Гранит-гранодиоритовая формация (Б.М.Меликсетян)	190
3.9. Ряд верхнемиоцен-нижнепалеоценовых формаций (Г.А. Казарян)	196

3.9.1. Андезит-дацитовая формация	196
3.9.2. Трахиандезит-фонолитовая формация	199
3.9.3. Габбро-монцитовая формация	204
3.10. Ряд среднеплиоценовых формаций	206
3.10.1. Андезит-липаритовая формация (Г.А.Казарян, С.Г.Карпетян, Э.Х.Харазян)	206
3.10.2. Трахиандезитовая формация (К.И.Карпетян) . . .	211
3.10.3. Габбро-гранодиоритовая формация (Г.А.Казарян)	216
3.11. Ряд верхнеплиоцен-антропогенных формаций	218
3.11.1. Базальтовая формация (Э.Х.Харазян, К.Г.Ширинян)	218
3.11.2. Липаритовая формация (С.Г.Карпетян)	222
3.11.3. Андезит-базальт-дацитовая формация (Э.Х.Хара- зян, К.Г.Ширинян)	227
3.11.4. Андезит-базальтовая формация (К.И.Карпетян)	233
3.11.5. Трахибазальт-трахиандезитовая формация (К.Г. Ширинян)	237
3.11.6. Базанитовая формация (К.Г.Ширинян)	245
Г л а в а 4. ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ	
ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ	
АРМЯНСКОЙ ССР.	
4.1. Сравнительная характеристика вулканических фор- маций	250
4.1.1. Группа андезитовых формаций (Р.Т.Джрбашян, Р.Л.Мелконян, А.Х.Мнацаканян)	251
4.1.2. Группа липаритовых формаций (Р.Т.Джрбашян, Р.Л. Мелконян, А.Х.Мнацаканян)	255
4.1.3. Группа базальтовых формаций (Р.Т.Джрбашян, А.Х.Мнацаканян)	260
4.1.4. Группа трахиандезитовых щелочных формаций (Р.Т. Джрбашян, Б.М.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян)	263
4.2. Особенности пространственно-временной эволюции вулканизма (Р.Т.Джрбашян, Р.Л.Мелконян, А.Х. Мнацаканян, К.Г.Ширинян)	264
4.3. Сравнительная характеристика гранитоидных формаций	273
4.3.1. Группа гранитоидных формаций (Б.М.Меликсетян, Р.Л.Мелконян)	273
4.3.2. Группа габбро-гранитоидных формаций (Б.М. Меликсетян, Р.Л.Мелконян)	282

4.3.3. Группа щелочно-сиенитовых формаций (Б.М.Меликсетян)	289
4.4. Особенности пространственно-временной эволюции гранитоидного магматизма (Б.М.Меликсетян, Р.Л. Мелконян)	292
4.5. Металлогенические особенности гранитоидных формаций (Б.М.Меликсетян, Р.Л.Мелконян)	296
Л и т е р а т у р а	302

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Редактор издательства И. Г. Апкарян
Художник К. К. Кафадарян
Худож. редактор Г. Н. Горцакалян
Технич. редактор Р. Х. Геворгян

ИБ №403

ВФ 03404 Изд. 5320 Заказ 513 Тираж 500
Сдано в производство 18.03.1981г. Подписано
к печати 26.11.1980г. Печ. 20,75 л. + 1 вкл.,
изд. 18,0 л. Бумага № 1, печать офсетная,
60х90 1/16. Цена 2 р. 95 к.

Издательство Академии наук Армянской ССР.
375019 Ереван, Барекамутян, 24-г.
Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин

3572