

С. И. БАЛАСАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
МАГМАТИЗМА
АРМЕНИИ

ЕРЕВАН - 1968

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

С. И. БАЛАСАНЯН

552.3

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА
АРМЕНИИ

19483

16071

ИЗДАТЕЛЬСТВО „МИТК“

19*ЕРЕВАН*67



Работа представляет сводку, освещающую основные черты геологии, петрографии, петрогеохимии изверженных пород Армении и особенности проявления магматических явлений на общем фоне ее геотектонической истории. Рассматриваются также некоторые аспекты проблемы петрогенезиса.

Работа предназначена для широкого круга геологов и студентов геологических специальностей.

Печатается по постановлению редакционно-издательского совета Ереванского государственного университета.

ПРЕДИСЛОВИЕ

После выхода первой краткой сводки по петрографии Армении, составленной А. С. Гинзбергом, прошло более 30 лет. За этот длительный период накопился обширный фактический материал по магматическим образованиям республики. Однако материал этот разбросан в геологической литературе и до сих пор не был сведен в одну обобщающую работу, практическая и научная необходимость которой очевидна. Такая работа тем более необходима для Армении, являющейся по своему сложно и интенсивно проявленному магматизму одним из замечательных участков земной коры.

Автор отнюдь не задался целью составить сводку, содержащую весь накопленный к настоящему времени огромный фактический материал по изверженным породам Армении. Результаты петрографических исследований обобщены в подготовленных к изданию ИГН АН Арм. ССР полутомов многотомника «Геология Армянской ССР».

В предлагаемой работе ставится задача—на основании анализа и обобщения имеющегося материала осветить основные черты магматизма Армении. В ней использованы данные почти всех исследователей по геологии, стратиграфии, петрографии, петрогеохимии магматических пород Армении и сопредельных районов Малого Кавказа. Сжато изложены также результаты пятнадцатилетних исследований автора в области петрографии республики.

В первой части работы систематизирован и критически обобщен большой фактический материал по изверженным образованиям региона, который рассматривается в историческом аспекте. Здесь дана краткая геолого-петрографическая характеристика продуктов вулканизма и плутонизма выделенных шести крупных тектоно-магматических этапов. Приводятся также сведения о геотектонических условиях формирова-

ния глубинных и излившихся пород. Петрография интрузивов и эффузивов разных возрастов и районов освещена с различной детальностью в зависимости от степени их изученности.

Вторая часть посвящена выяснению специфики вещественного состава эффузивных и интрузивных пород и закономерностей проявления магматизма Армении в связи с её общим ходом геотектонического развития. На основе проработки существующего материала выявлены общие и отличительные черты минералогии и петрогеохимии изверженных пород различного фациального положения и особенности эволюции вещественного состава продуктов вулканизма и плутонизма во времени и пространстве. Значительное место отведено вопросам взаимосвязи магматических и тектонических процессов, соотношения вулканизма и плутонизма, эволюции магматизма в продолжение отдельных тектоно-магматических этапов и общей направленности магматических явлений на протяжении всей геологической истории Армении.

В заключительной части работы затрагивается ряд проблем петрогенезиса. Однако необходимо отметить, что некоторые из выдвинутых положений по этим проблемам можно отнести к области предположения, поскольку мы еще далеко стоим от познания истинной природы сложных магматических явлений, которые происходят в глубоких частях Земли и о которых судим лишь по их конечным продуктам.

В настоящей работе, безусловно, не все стороны магматизма Армении нашли свое достаточное освещение, ибо еще имеется целый ряд спорных, открытых и слабо разработанных вопросов, решение которых требует проведения дальнейших углубленных исследований. Тем не менее приведенный фактический материал дает ясное представление о состоянии изученности сложной проблемы магматизма республики и определяет задачи дальнейших исследований в этой области.

При составлении рукописи автор пользовался ценными советами А. Т. Асланяна.

Работа рецензирована И. Г. Магакьяном и А. И. Адамяном. Она просмотрена также А. А. Габриеляном и Т. Ш. Татевосяном. Всем им автор приносит искреннюю признательность.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЗОР ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АРМЕНИИ

В геологических работах дореволюционного периода по петрографии магматических пород Армении приводятся скудные данные, которые в большинстве своем в настоящее время устарели. Петрографические сведения по отдельным интрузивным выходам и другим магматическим образованиям имеются в трудах Г. Абиха, Ф. Освальда, Г. Цулукидзе, Г. Халатова, В. Архипова, Н. Морозова, И. Танатара, А. Пеликана, А. Эрна, А. Коншина, Г. Смирнова, Н. Лебедева и других. Систематические и углубленные исследования начались после установления Советской власти в Армении и приобрели огромный размах за последние 15—20 лет.

В двадцатые и особенно тридцатые годы были проведены первые серьезные работы по изучению геологического строения и рудных месторождений Армянской ССР. Главное внимание обращалось на рудные месторождения в связи с восстановлением горнорудной промышленности республики. Большим достижением этого периода является расширение перспективности существующих и выявление новых рудных месторождений, а также освещение геологии различных районов Армении на основании нового фактического материала. Было положено также начало петрографическому изучению магматических, в частности, интрузивных пород рудоносных районов, выявлены новые выходы глубинных пород, открыты оригинальные щелочные породы в пределах Памбакского хребта и в юго-восточной части Мегринского плутона.

В указанный период петрография магматических (глав-

ным образом интрузивных) пород отдельных районов и участков с той или иной детальностью освещается в трудах К. Н. Паффенгольца, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, А. Л. Додина, И. В. Барканова, О. Т. Карапетяна, А. С. Гинзбурга, А. В. Кржечковского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, П. И. Лебедева, А. Г. Бетехтина, В. Н. Лодочникова, П. П. Гамбаряна, А. Н. Соловкина, И. Н. Ситковского, Г. М. Смирнова, Н. П. Батурина и других.

В 1934 г. А. С. Гинзбергом составляется первая сводная работа по петрографии Армении, в которой в самых общих чертах приводится петрографическое описание магматических пород.

В 1941 г. по инициативе Грузинского государственного геологического управления выходит в свет сборник по петрографии интрузивов Закавказья. Это первая сводная работа по интрузивам Закавказских республик, в которой обобщены результаты геолого-петрографических исследований, проведенных в послереволюционные годы. Разделы, касающиеся петрографии интрузивных пород Армянской ССР, написаны К. Н. Паффенгольцем, В. Н. Котляром, В. Г. Грушевым и А. Л. Додиним. На уровне существовавшего тогда фактического материала ими дана геолого-петрографическая характеристика глубинных пород отдельных районов Армении и сделана попытка выяснить вопросы связи эндогенного оруденения с интрузивами разного состава, условий их образования, контактового метаморфизма и т. д. Петрография интрузивов разных регионов как Армении, так и всего Закавказья освещена с различной детальностью в зависимости от степени изученности отдельных районов, сложности их геологического строения, характера проведенных исследований и т. д. Как и следовало ожидать, не все стороны глубинного магматизма нашли свое освещение в сборнике, поскольку интрузивные породы и сопровождающие их процессы исследовались попутно при изучении геологии и месторождений полезных ископаемых. Тем не менее, сведенный в нем фактический материал дал ясное представление о состоянии изученности сложной проблемы интрузивного магматизма и связанного с ним эндогенного рудообразования и определил задачи дальнейших ис-

следований в этой области в целях рационального направления поисковых и разведочных работ.

Большое теоретическое и особенно практическое значение глубинных пород в деле расшифровки закономерностей размещения полезных ископаемых настоятельно требовало постановки специальных петрографических изучений этих пород. Поэтому в 40-е годы начинается новый этап исследований петрографии интрузивов республики. Вообще, этап этот является переломным моментом в истории геологической изученности Армении и Малого Кавказа и характеризуется проведением в больших масштабах регионально-геологических, металлогенических и специальных петрографических исследований.

В 40-х годах Мегринский плутон изучается С. А. Мовсесяном, М. А. Литвин, А. В. Кажданом, Ю. А. Араповым. В их работах приводятся различные схемы формирования плутона, дается подробная характеристика геологии, петрографии и петрохимии последовательно внедрившихся, исключительно разнообразных по составу интрузивных пород и высказываются некоторые предположения об их генезисе. Благодаря проведенным ими работам выяснены основные черты петрографии Мегринского плутона. Щелочные породы Мегринского района, открытые в 1939 г. С. С. Мкртчяном и Ю. А. Араповым, изучаются Ю. А. Араповым и В. П. Асратяном как возможное сырье алюминия. Несколько позже (1947—1949 гг.) они подвергаются А. И. Адамяном тщательным петрографическим исследованиям. Обобщением результатов этих исследований является вышедшая в 1955 г. его монография, в которой дана детальная петрографическая характеристика щелочных пород и выяснена их перспективность для алюминиевой промышленности. А. И. Адамяном выявлены некоторые новые для Армении жильные породы и древние гранитоиды. В 50-е годы он продолжает изучение петрографии Мегринского плутона и в связи с получением нового фактического материала изменяет некоторые из своих прежних положений.

В течение длительного периода интрузивы Памбака изучаются Г. П. Багдасаряном. Им проведены всесторонние исследования щелочных пород. На основе большого фак-

тического материала он впервые наметил основные этапы формирования Памбакского щелочного комплекса и дал детальную геолого-петрографическую характеристику слагающих его пород. В его работах изложены соображения о механизме внедрения и особенностях формирования Тежсарского массива, освещены контактовые и постмагматические явления, связанные с комплексом щелочных пород, петрогенетические особенности порфиридных гранитоидов, петрография щелочных эффузивов, условия их образования и т. д.

Детальные петрографические исследования офиолитовых пород северо-восточного побережья оз. Севан произведены Т. Ш. Татевосяном совместно с Т. А. Аревшатян. В составе Присеванского офиолитового пояса Т. Ш. Татевосян выделил породы двух возрастов—верхнемелового и верхнеэоценового. Впервые им обнаружены и описаны пластовые залежи габбро-диоритов эоцена. В работах указанных авторов приводится подробная характеристика пород офиолитового пояса и сопутствующих им процессов.

В 40-е годы проводятся большие регионально-геологические исследования К. Н. Паффенгольцем, С. С. Мкртчяном, А. А. Габриеляном, А. Т. Асланяном, Д. П. Исаханяном, Р. А. Аракеляном, В. П. Ренгартенем, Л. А. Варданянцем, Л. Н. Леонтьевым, В. Е. Хаином и другими. Эти геологические исследования, безусловно, сыграли большую роль в разрешении ряда исключительно важных вопросов магматизма. Особенно необходимо отметить долголетнюю плодотворную работу К. Н. Паффенгольца, положившего начало детальному изучению геологии республики. В 1948 г. выходит в свет сводный труд К. Н. Паффенгольца, подводящий итог его многолетним исследованиям. В нем освещены основные вопросы региональной геологии Армении и почти всего Малого Кавказа.

В 40-х годах плодотворно развиваются и металлогенические исследования. За это время ведутся большие работы по изучению рудных месторождений республики И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, Б. С. Вартапетяном, П. С. Саакьяном, С. А. Мовсесяном, О. С. Степаняном, Ю. А. Араповым, А. Е. Кочаряном и многими другими. На основании обобщения фактического материала по металлогении Малого Кавказа И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном установлена

тесная взаимосвязь и взаимообусловленность тектоники, магматизма и эндогенного оруденения. Ими выделены три рудных пояса со спецификой структуры, магматизма и минерализации. Для понимания закономерностей развития магматизма особое значение имеет выявленная ими связь определенных типов оруденения с характерными тектоно-магматическими комплексами. Результаты многолетних детальных исследований И. Г. Магакьяна обобщены в его сводной монографической работе, в которой освещены основные черты металлогении Армении и выдвинуты некоторые общие положения о закономерностях развития металлогении.

В последнее пятнадцатилетие изучение магматических пород Армении приобретает широкий размах. Почти все интрузивы подвергаются тщательным геолого-петрографическим исследованиям, ведутся работы по изучению геохимических особенностей магматических пород, проводятся специальные петрографические исследования эффузивов, организуются работы по определению абсолютного возраста магматических и других образований, расширяются и углубляются работы по стратиграфии, тектонике и металлогении.

С 1950 г. по настоящее время Т. Ш. Татевосян ведет изучение гранитоидов Баргушатского хребта. В его работах освещено геолого-структурное положение интрузивов и впервые приведено их детальное описание. Им установлены три фазы внедрения гранитоидов и обнаружен небольшой выход щелочных пород. Т. Ш. Татевосяном рассмотрены вопросы генезиса гранитоидов, порфиридных гранитов и щелочных пород. За последние годы он приступил к изучению геохимии интрузивов Айоцзора и Баргушата.

С. Б. Абовяном выполнено специальное геолого-петрографическое исследование офиолитовых пород северо-восточного побережья оз. Севан в связи с их хромитоносностью, магнезитоносностью и асбестоносностью. Им выяснены возрастные взаимоотношения пород офиолитового пояса, подробно описаны главные петрографические типы пород габбро-перидотитовой формации, автометаморфические и контактово-метаморфические образования и сделаны некоторые общие выводы об их генезисе.

Детальное петрографическое изучение гранитоидов Айоц-

дзора проведено Э. Г. Малхасяном. Он установил схему формирования интрузивов и дал более детальную петрографическую характеристику интрузивных, жильных и контактово-измененных пород. Результаты проведенных им исследований по петрографии гранитоидов Айоцзора обобщены в его специальной монографии, изданной в 1958 г.

Жильные породы Алавердского района подробно изучены П. Ф. Сопко, а аналогичные образования Мегринского плутона и главнейших медно-молибденовых месторождений Армении—Т. А. Аревшатян.

В 1950—1953 гг. С. И. Баласаняном изучены интрузивы Геджалинского хребта. Им дана петрографическая характеристика этих пород и высказаны некоторые соображения об их генезисе. В его работах показана роль реакционных взаимоотношений для определения последовательности выделения минералов, возможность применения оптических подсчетов для петрохимических построений и роль зонарных плагноклазов в познании теплового режима магмы.

В 1958 г. выходит работа В. Н. Котляра «Памбак», посвященная описанию средней части Памбакского хребта. В отличие от прежних работ В. Н. Котляра по тому же региону, в этой монографии приведена более детальная геолого-петрографическая характеристика молодых интрузивов, существенно развиты вопросы петрогенезиса и металлогенезиса, изменена трактовка некоторых явлений и на новой фактической основе выдвинут ряд новых положений. В ней должное внимание уделено также освещению геологии, петрографии и генезиса щелочных пород, выявленных В. Н. Котляром в 30-х годах.

В 1954—1956 гг. и частично в 1958 г. Г. А. Казаряном выполнены петрографические исследования магматизма Алавердского рудного района. В его работах на основе нового фактического материала описаны магматические породы различного фациального положения, дана детальная геолого-петрографическая характеристика пород субвулканической и жерловой фаций. Этим автором детально исследован особенно жильный комплекс района.

В период 1954—1962 гг. С. И. Баласаняном проведены петрографические исследования мезозойских интрузивов, ре-

зультаты которых обобщены в его монографии, изданной в 1963 г. В ней изложены вопросы геологии, петрографии, геохимии и металлогении мезозойских гранитоидов. В его работах, на основании анализа имеющегося фактического материала, в общих чертах вскрыты различия в минералогических, петрографических и геохимических особенностях разновозрастных магматических комплексов Армении и высказаны некоторые соображения об их происхождении.

За последнее десятилетие наряду с петрографическими исследованиями были проведены некоторые работы по изучению геохимических признаков магматических пород. В некоторых районах организованы также специальные минералого-геохимические исследования. В 1955—1960 гг. Б. М. Мелик-сетяном выполнены детальные минералого-геохимические исследования Мегринского плутона, в результате которых дана несколько новая схема формирования плутона и выявлены интересные закономерности в распределении аксессуарных минералов и элементов в породах отдельных фаз и фаций. В течение ряда лет Г. Е. Кочияном изучены геохимические особенности Памбакского щелочного комплекса. На основании анализа добытого материала им установлено поведение некоторых важных элементов в собственно интрузивных, жильных и постмагматически измененных породах.

Начиная с 1956 г. под руководством Г. П. Багдасаряна ведутся работы по определению абсолютного возраста магматических пород, метаморфических сланцев и оруденения ряда районов Армении радиологическими методами.

За последнее десятилетие проведены значительные работы по петрографическому изучению эффузивов. Петрография вулканогенных пород того или иного района освещена в трудах А. И. Месропяна, А. А. Адамян, С. А. Исаакян, К. Г. Шириняна, Э. Г. Малхасяна, В. М. Амаряна, К. И. Карапетяна, А. С. Остроумовой, А. Х. Мнацаканян, Р. Т. Джрбашяна, С. Г. Карапетяна и других.

Сравнительно хорошо исследованы продукты четвертичного эффузивного магматизма, по которым имеются петрографические работы А. А. Адамян, К. Г. Шириняна, К. И. Карапетяна и других. В них приведена геолого-петрографическая характеристика четвертичных вулканогенных пород, установ-

лены этапы проявления эффузивной деятельности, характер извержения, связь с тектоникой, эволюция состава и т. д. Особенно детально описаны туфы и туфолавы Армении (А. А. Адамян, К. Г. Ширинян и др.), которые широко применяются как прекрасный строительный материал.

Петрографическому анализу продуктов юрского вулканизма Армении посвящены работы Э. Г. Малхасяна. В. М. Амаряном дана общая петрографическая характеристика неогеновых и четвертичных вулканических образований г. Арагац. А. С. Остроумовой изучен третичный вулканизм Западного Айоцдзора. Р. Т. Джрбашяном описаны породы палеогенового вулканизма Базумского хребта, а А. Х. Мнацаканян освещена петрография вулканических серий мелового возраста Северной Армении.

В 1962 г. появляется работа сотрудников ИГН АН Арм. ССР (С. Б. Абовян, Г. П. Багдасарян и др.) «Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР», в которой собраны имевшиеся до 1960 г. химические анализы.

В последнее пятнадцатилетие приобретает огромный размах систематическое изучение стратиграфии и тектоники Армении. К этому периоду относятся работы А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Е. Е. Милановского, Д. П. Исаханяна, Р. А. Аракеляна, В. Л. Егояна, А. А. Атабекяна, А. Т. Вегуни, О. А. Саркисяна, В. Т. Акопяна, Н. Р. Азаряна, К. А. Мкртчяна, В. М. Амаряна, С. Қ. Арзуманяна, А. Е. Назаряна, Г. Т. Тер-Месропяна, П. Л. Епремяна, Г. М. Акопяна и многих других. Благодаря этим регионально-геологическим исследованиям разработаны стратиграфические схемы палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, выяснено стратиграфическое положение многих вулканогенных толщ и горизонтов, составлены геологические и тектонические карты разных масштабов. Они имели большое значение для возрастного расчленения интрузивных и, в частности, вулканогенных пород.

Результаты этих исследований обобщены в монографиях многих геологов, в которых затрагиваются отдельные вопросы магматизма. Особенно необходимо отметить труды А. Т. Асланяна по региональной геологии Армении (1958), А. А. Габриеляна по тектонике (1959) и третичным отложениям Ар-

тении (1964) и коллективный труд по стратиграфии республики (1964). В сводной работе А. Т. Асланяна «Региональная геология Армении» систематизирован и критически обобщен накопленный к 1958 г. обширный фактический материал по стратиграфии, тектонике, магматизму, металлогении и гидрогеологии республики. В ней содержится также краткая сводка по геологии и петрографии интрузивных пород. В монографии А. А. Габриеляна «Основные вопросы тектоники Армении» по-новому истолкована проблема тектонического строения и истории структурной эволюции двух главных зон Мало-го Кавказа, а также рассмотрен вопрос взаимосвязи интрузивного магматизма и тектоники. Другая обобщающая работа А. А. Габриеляна «Палеоген и неоген Армянской ССР» подводит итог его долготлетним детальным исследованиям стратиграфии, тектоники и палеонтологии широко распространенных третичных отложений Армении. В коллективном труде «Стратиграфия Армянской ССР» обобщен весь имеющийся обильный фактический материал по стратиграфии палеозоя, мезозоя, кайнозоя и постплиоцена республики.

Последнее пятнадцатилетие характеризуется также проведением в широких масштабах металлогенических исследований, которые сыграли большую роль в выяснении закономерностей распределения оруденения и установления взаимосвязи магматизма и эндогенного оруденения. Работы в этом направлении ведутся И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, Б. С. Вартапетяном, А. Е. Кочаряном, Э. А. Хачатурияном, Г. О. Пиджяном, Э. А. Сагателян, Г. Е. Кочиняном, А. Г. Казаряном, К. А. Карамяном, Г. О. Григоряном, С. В. Казаряном, Ш. О. Амиряном, А. С. Фарамазяном и другими. Большие работы по изучению рудных месторождений республики ведутся коллективом геологов Госгеолкомитета (А. Т. Асланян, Э. Х. Гулян, Н. С. Хачатрян, Л. Г. Тер-Абрамян, А. Г. Мидян, В. Е. Гогинян, С. Н. Даниелян, М. Г. Гаспарян, и другие).

Результаты изучения рудных месторождений того или иного района изложены в монографиях ряда исследователей. Из опубликованных работ этого периода особенно следует отметить обобщающий труд С. С. Мкртчяна «Зангезурская рудоносная область Армянской ССР» (1958), который является

итогом его многолетних детальных исследований геологии и рудоносности одного из крупных рудных узлов Малого Кавказа. В нем освещены геология и металлогения юга Армении, рассмотрены вопросы взаимосвязи тектоники, магматизма и оруденения, а также приведена краткая петрографическая характеристика широко развитых глубинных пород Южной Армении.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

Армения прошла через такую сложную цепь тектонических событий, что ее современный тектонический облик отличается от такового прошлых геологических времен. В различные геологические периоды на территории Армении и Малого Кавказа существовали разные зоны, которые подвергались глубоким изменениям на последующих стадиях тектонического развития.

Поэтому трудно выделить в пределах Малого Кавказа единые зоны, отражающие всю историю их геотектонического развития. Этим, отчасти, объясняется то, что до сего времени нет единой схемы тектонического расчленения республики и всего Малого Кавказа.

Выделенные различными исследователями тектонические зоны в большинстве имеют сложное и неоднородное строение. По существующим схемам единые магматические комплексы, характеризующиеся общностью петрогенетических признаков, нередко оказываются в различных тектонических зонах или, наоборот, различные магматические образования попадают в одну и ту же зону.

Из сказанного вытекает целесообразность рассмотрения проявления магматизма не по тектоническим зонам, а в историческом аспекте—в связи с общим ходом геологического развития региона.

В геологической истории Армении выделяется несколько крупных этапов, характеризующихся определенными геологическими формациями. К крупным этапам относятся: 1) эопаалеозойский, 2) средневерхнепалеозойский, 3) юрско-нижнемеловой, 4) верхнемеловой-палеоценовый, 5) нижнеэоценовый-

предолигоценый, б) олигоценый-четвертичный. Каждый из этих этапов начинается прогибанием и завершается поднятием. Исключение составляет последний этап, отличающийся общим перманентным воздыманием.

В истории крупных этапов иногда намечаются отдельные стадии, разделенные поднятием и регрессией. Однако эти стадии представляют отдельные подэтапы единого геологического процесса, приведшего к образованию тектонически единых комплексов горных пород.

Ниже фактический материал по магматизму Армении приводится по выделенным шести этапам.

1. МАГМАТИЗМ ЭОПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА

Данные об истории эопалеозойского этапа как Армении, так и Малого Кавказа весьма скудные. Комплекс отложений этого возраста в виде островков обнажается в немногочисленных местах—в Арзаканском, Локском и Храмском массивах, по левобережью р. Аракс, вдоль Хуступ-Гиратахского разлома, в бассейнах рр. Ахум и Асрик-чай, где он представлен разнообразными метаморфическими сланцами, отчасти мраморами и слабо метаморфизованными порфиритами. Возраст¹ его определяется как докембрийский-нижнепалеозойский на общих геологических основаниях и по аналогии с метаморфическим комплексом Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта.

Метаморфический комплекс трансгрессивно и резко несогласно перекрывается отложениями девона, юры, мела и более молодыми образованиями. Метаморфические породы известны также в пределах Севанского, Базумского и Варденисского хребтов, возраст и генезис которых являются спорными. Одни геологи рассматривают их как выступы древнего фундамента, другие—как метаморфизованные в Присеванском глубинном разломе верхнемеловые отложения.

Согласно А. А. Габриеляну (1959¹), докембрийский-кале-

¹ На основании определения абсолютного возраста радиологическим методом Г. П. Багдасарян отмечает, что метаморфизм Арзаканского кристаллического массива завершился к середине юры.

донский этап развития принципиально отличается от последующих этапов. По его данным, в догерцинское время на Малом Кавказе существовал однообразный геосинклинальный режим, о чем свидетельствуют общее фациальное сходство метаморфических пород из различных районов, их однообразный региональный метаморфизм и интенсивная дислоцированность. По данным А. Т. Асланяна (1958), в эопалеозое область Армении входила в состав крупной ортогеосинклинали, в которой образовались главным образом глинистые и вулканогенные отложения.

Трудно в полной мере судить о масштабе и особенностях проявления магматизма рассматриваемого этапа, поскольку невозможно выяснить петрографический характер и точно определить объем продуктов магматизма среди исходных пород метаморфического комплекса. К. Н. Паффенгольцем (1947) и В. Н. Котляром (1958) приводятся геологические и петрохимические данные, подтверждающие предположение о том, что метаморфические сланцы Арзаканского антиклинория возникли главным образом за счет древних эффузивов основного состава. Следовательно, учитывая общее петрографическое сходство метаморфических сланцев из различных районов Малого Кавказа, можно предполагать о широком проявлении эффузивного магматизма в эопалеозое.

Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в эопалеозойском этапе в силу интенсивного прогибания единой Мало-Кавказской геосинклинальной зоны вспыхивала бурная эффузивная деятельность, приведшая к образованию мощных толщ вулканогенных пород основного состава. В период прогибания внедрились также основные и ультраосновные интрузивы.

В конце этапа происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов. Видимо, в период мощного складкообразования и под воздействием кислой магмы формировался комплекс метаморфических пород—жесткий консолидированный субстрат Малого Кавказа. Нет сомнения, что гранитоиды играли существенную роль в процессе метаморфизации этого субстрата. В частности, об этом говорит широкое проявление метасоматических процессов в ореоле контактового воздействия интрузивов. Об обра-

зовании значительной части метаморфического комплекса под воздействием интрузивов писали В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян, Р. А. Аракелян и другие.

А. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Судя по литологическому составу пород древнего метаморфического комплекса, в начале прогибания эопалеозойской геосинклинальной зоны образовались осадочные отложения, затем—вулканогенно-осадочные, а в конце резко преобладают вулканогенные породы основного состава. Продукты эффузивного магматизма в большинстве метаморфизовались и превратились в различные сланцы. Они сохранились только на западном склоне Хуступского хребта, вдоль р. Аракс и в Арзаканском антиклинории, где слагают верхние части метаморфического комплекса.

Согласно Р. А. Аракеляну (1964), в пределах Арзаканского массива древние эффузивы располагаются над Дзораглухской свитой амфиболитов и роговообманковых сланцев среднего кембрия (?) и условно относятся к ордовику. По данным С. С. Мкртчяна (1948), подобные породы в южной Армении трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона.

Мощность толщи древних вулканогенных пород колеблется от 600 м до 1000 м. Она сложена слабо метаморфизованными диабазовыми порфиритами, порфиритами, их туфами и реже туфобрекчиями с линзами известняков и мраморов. С петрографической точки зрения эти породы плохо изучены.

На западном склоне Хуступского хребта диабазовые порфириты и порфириты, по описанию С. С. Мкртчяна (1948), зеленовато-серые порфировой структуры породы. Микролитовая и интерсертальная основная масса слагается из лейт андезина, стекла, хлорита, серицита, эпидота и магнетита. Вкрапленники представлены серицитизированными и эпидотизированными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза из андезин-лабрадорного ряда. Основная масса метаморфизованных разностей порфиритов серицитизирована, хлоритизирована, каолинизирована и эпидотизирована.



16041
1948

Туфобрекчии состоят из разложенных обломков вышеописанных порфиритов, сцементированных туфом. Туфы—зеленовато-серые породы, состоящие из обломков зерен плагиоклаза, хлорита, кварца, сцементированных глинистым веществом.

Порфириты, развитые вдоль р. Аракс, зеленовато-черные породы с вкрапленниками лабрадора, обыкновенной роговой обманки, реже пироксена и биотита. Основная масса сильно изменена эпидотизацией, серицитизацией и хлоритизацией. Как отмечает С. С. Мкртчян, они связаны постепенными переходами с широко распространенными габбро-порфиритами и амфиболовыми сланцами.

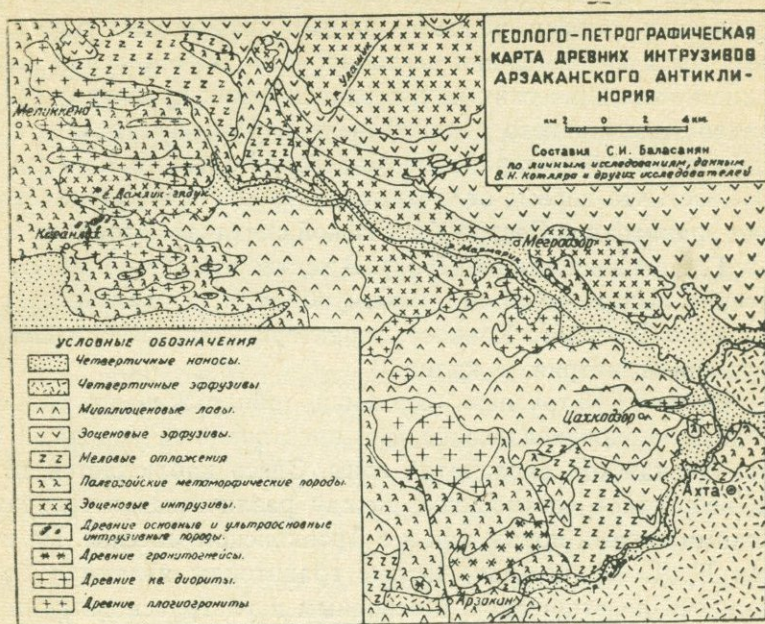
Вулканогенная толща Арзаканского кристаллического массива сложена порфиритами, их туфами и реже туфобрекчиями. По описанию В. Н. Котляра (1958), порфириты—темно-серые, диабазового или афанитового облика породы с белыми вкрапленниками плагиоклаза. Их структура порфировая и олигофировая. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, уралитизированный моноклинный пироксен, серпентинизированный и хлоритизированный ромбический пироксен. Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза и вторичных образований—хлорита, карбоната, эпидота и кварца. Туфы часто эпидотизированы и амфиболитизированы. Они состоят из мелких обломков порфиритов вышеупомянутых минералов, реже осколков кварца и большого количества вторичных минералов.

Б. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Наиболее древние интрузивные породы Армении локализованы в пределах метаморфического комплекса Арзаканского антиклинория (фиг. 1). Небольшой интрузив палеозойского возраста известен в юго-восточной части Мегринского плутона по р. Малев. Незначительные штокообразные и пластообразные тела диоритов обнажаются также на юго-восточных отрогах Мегринского хребта среди палеозойской метаморфической толщи.

Древние интрузивы Армении с петрографической точки зрения изучены слабо. Данные о них имеются в работах К. Н.

Паффенгольца, С. С. Мкртчяна, В. Н. Когляра, Г. П. Багдасаряна, А. И. Адамяна (по Малевскому интрузиву) и других



Фиг. 1

исследователей. В течение 1956 г. нами были изучены древние интрузивы Арзаканского кристаллического массива, а в 1957 г.—Малевский интрузив.

Среди древних интрузивных пород Арзаканского метаморфического комплекса выделяются следующие главные петрографические типы: 1) основные и ультраосновные породы; 2) гранитогнейсы; 3) кварцевые диориты; 4) плагииграниты (фиг. 1).

Возраст древних интрузивов является спорным и далеко не решенным. Большинство геологов относит их к докембрию-нижнему палеозою, некоторые—к эопалеозою и среднему палеозою. По предварительным радиологическим определениям они формировались в интервале от середины юры до низов верхнего мела (Г. П. Багдасарян и другие, 1963). Однако это вряд ли можно считать достоверным, поскольку результаты

определения возраста древних пород искажаются наложенными процессами.

Следует отметить, что из-за отсутствия более веских геологических данных, возраст древних интрузивных пород определяется на основании регионального сопоставления. Сравнение петрохимических и минералогических признаков гранитоидов Арзаканского антиклинория и Малевского массива с интрузивами других районов Малого и Большого Кавказа показывает, что первые отличаются от средне- и верхнепалеозойских гранитоидов Северо-Кавказской складчатой зоны, описанных Г. Д. Афанасьевым (1952). В частности, они обладают отчетливо выраженным натриевым обликом, в отличие от гранитоидов Северного Кавказа, характеризующихся близким содержанием натрия и калия.

Древние интрузивы Армении обнаруживают большое сходство с нижнепалеозойскими интрузивными породами Северо-Кавказской складчатой зоны. Здесь наблюдается такое же возрастное соотношение между различными петрографическими типами пород, как и в Арзаканском массиве. По данным Г. Д. Афанасьева, кислые гранитоиды являются более поздними по отношению к основным и ультраосновным породам.

Особенно породы Малевского интрузива и плагиограниты весьма сходны с натриевыми гранитами нижнего палеозоя Северного Кавказа. Кроме того, гранитогнейсы Арзаканского антиклинория по петрографическому составу и химизму весьма сходны с лейкократовыми гранитами Джандарского массива каледонского возраста.

Судя по описанию Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили, наши плагиограниты почти тождественны породам Марухского гранитного интрузива Абхазии, входящего в древнюю метаморфическую формацию Главного Кавказского хребта.

На основании сопоставления петрохимических особенностей разновозрастных глубинных пород Армении нами впервые было выявлено большое сходство древних гранитоидов с достоверными мезозойскими интрузивами северо-восточных склонов Малого Кавказа. Исходя из этого, еще в 1957 г. мы высказали предположение о возможном мезозойском возрасте гранитоидов Арзаканского антиклинория.

Однако следует учесть то обстоятельство, что в зависимости от различия геотектонической обстановки в одних и тех же интервалах геологического времени в разных частях земной коры возникли различные по вещественному составу магматические образования. Эти участки отличаются и по истории развития магматических явлений. Об этом свидетельствует широкое сопоставление разновозрастных интрузивных комплексов различных регионов земной коры. Ярким примером может служить довольно резкое отличие мезозойских гранитоидов Армении и Северного Кавказа, или же достаточно большое сходство средневерхнепалеозойских гранитоидов Северного Кавказа и достоверных третичных гранитоидов Армении.

Как нам кажется, ни региональное сопоставление, ни предварительные радиологические определения не могут пока решить вопрос о возрасте древних интрузивов Армении.

Все они определенно имеют доверхнемеловой возраст, что доказывается наличием их галек в основании верхнемеловых образований. Наши микроскопические исследования базальных конгломератов, подстилающих туронские отложения, позволили установить в них наличие галек почти всех главных петрографических типов древних интрузивов Арзаканского антиклинория. Отметим, что на наличие галек некоторых древних интрузивных пород в конгломератах верхнего мела впервые указано В. Н. Котляром и К. Н. Паффенгольцем, а затем Г. П. Багдасаряном, А. Т. Асланяном, А. Г. Мидяном и другими.

Интрузивы основного и ультраосновного составов впервые выявлены В. Н. Котляром и К. Н. Паффенгольцем. По данным В. Н. Котляра (1958), они часто рассланцованы и местами постепенно переходят в роговообманковые сланцы. По его наблюдениям, они прорываются плагиогранитами. Северо-восточнее с. Агверан, на вершине бугорка нами установлен факт прорыва кварцевых диоритов плагиогранитами. Подобное соотношение обоих типов упомянутых пород К. Н. Паффенгольцем отмечено выше села Агверан. Эти данные, а также взаимоотношения различных по составу интрузивных пород с вмещающими метаморфическими сланцами, их текстурные и структурные особенности позволяют считать наиболее ран-

ними основные и ультраосновные породы, затем грациогнейсы и самыми поздними—плагиограниты. Наиболее вероятным возрастом основных и ультраосновных пород В. Н. Котляр считает кембрийский.

Однако указанный порядок внедрения интрузивных пород нельзя считать твердо установленным. Различными геологами предложены различные схемы формирования древнего интрузивного комплекса Арзаканского кристаллического массива, причем существуют мнения о трех (Р. А. Аракелян, М. С. Абрамян), четырех и пяти (А. Е. Назарян) фазах внедрения магмы.

Малевский интрузив сложен гнейсовидными плагиогранитами, палеозойский возраст которых определяется фактом наличия их галек в базальных конгломератах, подстилающих верхнедевонские отложения (А. И. Адамян, 1955). Такие же древние гнейсовидные породы И. Д. Ивановым и Г. Рибеном отмечены в южном продолжении Армянской зоны—в пределах Иранского Азербайджана.

а. Породы интрузивной фазы

Ультраосновные и основные породы представлены серпентинитами, габбро, габбро-амфиболитами и габбро-диабазам. Серпентиниты выявлены В. Н. Котляром в районе г. Дамлик-гядук и на нижнем склоне Памбакского хребта. По данным этого автора (1958), серпентиниты обычно рассланцованы и местами постепенно переходят в роговообманковые сланцы. Общая площадь их не превышает 1 кв. км. Это черно-зеленоватые породы, состоящие из преобладающего серпентина, хлорита, талька, редко актинолита, реликтов моноклинного пироксена, оливина и магнетита. Структура волокнистая и петельчатая. По наблюдениям В. Н. Котляра, в тесной связи с серпентинитами встречаются актинолитово-тальковые, актинолитовые и хлоритовые породы.

Основные породы пользуются значительным распространением среди сланцевой толщи Апаранского района и севернее с. Анкаван, давая к сланцам постепенные переходы. Исходя из степени сланцеватости и структурных особенностей этих

пород, по мнению В. Н. Котляра (1958), они могут быть разновременными.

Основные породы, по В. Н. Котляру, темные массивные сланцеватые породы, слагающиеся из преобладающего основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, магнетита, апатита, сфена и вторичных продуктов—хлорита, цоизита и эпидота. Текстура их сланцеватая, полосчатая, массивная, структура—габбровая, пойкилитовая и диабазовая.

Гранитогнейсы развиты у с. Арзакан. Незначительные выходы подобных пород встречены нами у с. Курубозгаз. Повсюду взаимоотношение гранитогнейсов с метаморфическими сланцами характеризуется постепенным переходом. Нам не удалось обнаружить где-либо секущие контакты, которые хорошо наблюдаются у молодых интрузивов.

Вблизи гранитогнейсов метаморфические сланцы интенсивно изменены с образованием гранитоподобных пород, сохраняющих первоначальные текстурные особенности исходных пород. Встречаются также целые участки, полностью превращенные в кварциты.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования приводят к выводу, что кислая магма инъецировала по плоскостям сланцеватости метаморфического комплекса, гранитизировала его и в конечном итоге возникла интрузивная масса, сохраняющая в себе реликты сланцев в виде мелких пачек, ориентировка которых преимущественно соответствует первоначальной сланцеватости метаморфических пород.

Под микроскопом хорошо прослеживается образование гранитогнейсов и за счет мраморов. Микроскопические исследования образцов, взятых из различных пунктов экзоконтактной зоны, показывают, что в мраморах карбонатная масса сначала только местами замещается кварцбиотитовым агрегатом, затем количество кварца увеличивается и часть биотита замещается мусковитом. При дальнейшем усилении этого процесса количество биотита резко снижается до полного исчезновения, и появляются полевые шпаты (преимущественно плагиоклаз). При далеко зашедшем процессе гранитизации мраморы превращаются в гранитоподобные породы с реликтами кальцита. В процессе превращения мраморов в гранитоподобные породы новообразованные минералы ориентируют-

ся в одном направлении, создавая сланцеватую текстуру. По всей вероятности, они возникли в условиях ориентированного давления.

В своей центральной части Арзаканский интрузив представлен среднезернистыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами, включающими в себя много ксенолитов темных метаморфических сланцев, подвергнутых гранитизации. По периферии интрузивного тела гранитогнейсы становятся мелкозернистыми и постепенно сменяются гнейсами, в которых сильно уменьшается содержание калиевого полевого шпата до почти полного исчезновения. Здесь нередко целые участки гнейсов замещены кварцевой массой с некоторой примесью не вполне сформировавшихся кристаллов кислого плагиоклаза.

Недалеко от выхода гранитогнейсов метаморфические сланцы часто превращены в кварциты, сохраняющие первоначальную сланцеватую текстуру. В них амфибол полностью разложен и превращен в агрегат лимонитизированного магнетита и мусковита, а остальная часть исходной породы замещена кварцем.

Ксенолиты метаморфических сланцев, захваченных кислым расплавом, гранитизированы и местами превращены в гранитоподобные породы, мало отличающиеся от гранитогнейсов. В сравнительно слабо измененных ксенолитах сланцев появляются единичные зерна микроклина, в значительном количестве образуется кварц, роговая обманка замещается коричнево-зеленоватым биотитом. С возрастанием интенсивности гранитизации повышается содержание кварца и микроклина (но последний остается подчиненным минералом относительно плагиоклаза), биотит частично разлагается и выносится, а частично замещается мусковитом.

Минералогический состав гранитогнейсов определяется присутствием кислого плагиоклаза, решетчатого микроклина, кварца, биотита и реже мусковита. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, реже ортит. Вторичные минералы: эпидот, цоизит, хлорит, серицит, каолин. Почти всегда плагиоклаз преобладает над микроклином и нередко породы близко стоят к плагиогранитам.

Плагиоклаз обычно сильно серицитизирован, в то время

как микроклин довольно свеж. Грязно-коричневый и коричнево-зеленоватый биотит образует вытянутые полосы, состоящие из мелкого пластинчатого агрегата его и эпидота. Кварц, в основном, также обособляется, образуя вытянутые полосы. Он часто катаклазирован и обнаруживает волнистое угасание. Плагноклаз представлен крупными зернами, поэтому породы обнаруживают склонность к порфирированности. Иногда количество крупных кристаллов плагноклаза настолько велико, что макроскопически гранитоиднейсы производят впечатление крупнозернистых пород. Такие разновидности имеют состав скорее всего плагногранодиоритов. Встречаются и мелкозернистые равномернозернистые разновидности, обогащенные решетчатым микроклином и имеющие состав нормальных гранитов.

Кварцевые диориты слагают Агверанский интрузив. В. Н. Котляр предполагает более широкое распространение древних кварцевых диоритов, скрытых в настоящее время под молодыми отложениями. К такому предположению он приходит на том основании, что верхнемеловые базальные конгломераты изобилуют гальками кварцевых диоритов, идентичных агверанским.

Агверанский интрузив прорывает и изменяет метаморфические сланцы, причем это изменение выражено в ороговикомании и интенсивной кварцитизации. У непосредственных контактов сланцы перекристаллизованы и макроскопически производят впечатление габбро. Под микроскопом видно образование довольно крупных порфиробластов амфибола и обогащение породы мелкими зернами кварца, образующими вытянутые полосы.

Породы интрузива представлены мелко-и среднезернистыми роговообманковыми кварцевыми диоритами, постепенно переходящими в диориты и иногда гранодиориты. Последние содержат в значительном количестве решетчатый микроклин и биотит. В эндоконтактах количество роговой обманки сильно возрастает, но убывает содержание кварца до почти полного исчезновения, и породы тогда переходят в диориты. При увеличении количества роговой обманки повышается и содержание сфена. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, сфен, апатит и циркон.

Местами кварцевые диориты подвержены калиевому, особенно натриевому метасоматозу с образованием среднезернистых и крупнозернистых альбититов. Кварц полностью вынесен из кварцевых диоритов, а цветной минерал целиком разложен и замещен агрегатом хлорита, кальцита, эпидота, иногда сфена. Чистые альбититы состоят из альбита и небольшого количества решетчатого микроклина.

Породы Агверанского интрузива по петрографическому составу и проявлению натриевого метасоматоза сходны с кварцевыми диоритами Кохбского массива мезозойского возраста. Однако они обладают и некоторыми отличительными особенностями, к которым относятся: 1) наличие решетчатого микроклина, типичного минерала для древних интрузивов; 2) сильная катаклазированность этих пород; 3) отсутствие характерных для Кохбского массива некоторых типов жильных пород.

Плагииграниты пользуются среди древних интрузивных пород наибольшим развитием и образуют многочисленные неправильные тела крайне различных размеров, инъецированные в метаморфические сланцы Арзаканского антиклинория. Часто они образуют параллельно расположенные пластовые тела, размером от долей сантиметра до нескольких метров. Плагииграниты инъецированы по плоскостям сланцеватости метаморфических пород и иногда вместе с последними смяты в микроскладки. Подобное явление хорошо наблюдается в северо-западной части Цахкуняцкого хребта.

Местами плагииграниты представлены прожилками и мелкими секущими жилами. На основании непосредственных пересечений доказывается наличие более одной генерации плагиигранитовых жил. Кроме того, они являются более поздними по отношению к пластовым телам плагиигранитов, так как к северо-западу от Анкаванского месторождения явно секут мелкие пластовые тела плагиигранитов, содержащих хаотично расположенные реликты сланцев. Следует предположить, что пластовые тела плагиигранитов являются наиболее ранними, поскольку чаще всего они рассланцованы и местами смяты в микроскладки. Таким образом, приходится констатировать, что инъекция плагиигранитов произошла в несколько приемов.

Более или менее крупные тела плагиогранитов нередко содержат ксенолиты метаморфических сланцев, подверженных интенсивной перекристаллизации и гранитизации. В ореолах воздействия плагиогранитов метаморфические сланцы нередко превращены в гнейсы и кварциты.

Равномернозернистое строение плагиогранитов, отсутствие в большинстве случаев протокластических структур свидетельствуют об образовании этих пород из магматического расплава, хотя большую роль в связи с внедрением этого расплава играли также процессы мигматизации и гранитизации.

Широкое проявление гранитизации и мигматизации в Арзаканском метаморфическом комплексе отметили В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян, А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян и другие.

Плагиограниты характеризуются сравнительно меньшей степенью катаклаза и обычно отсутствием рассланцованности. Макроскопически это мелкозернистые, иногда крупнозернистые беловато-серые породы. Обычно они равномернозернистые, но среди них встречаются и порфириовидные разновидности.

Минералогический состав их представлен плагиоклазом, кварцем и роговой обманкой. Редко встречаются биотит и мусковит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон. Плагиоклаз резко преобладает над кварцем. Количество цветных минералов незначительное. Главным акцессорным минералом является апатит, содержание которого увеличивается с возрастанием количества роговой обманки.

При уменьшении содержания кварца плагиограниты постепенно переходят в плагиогранодиориты и кварцевые диориты. Такие гибридные разновидности часто встречаются в пластобразных телах, инъецированных по плоскостям сланцеватости метаморфического комплекса.

Местами плагиограниты постепенно переходят в плагиогранодиориты и плагиоклазиты, отличающиеся крупнозернистым строением, а также либо отсутствием, либо незначительным содержанием цветных минералов. Они не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции.

Плагиоклаз пелитизирован, серицитизирован и альбитизирован; роговая обманка часто разложена; кварц катаклази-

рован и обнаруживает волнистое угасание. Плагноклаз обычно представлен альбит-олигоклазом, альбитом, олигоклазом в плагногранитах, олигоклаз-андезином и кислым андезином в гибридных плагногранодиоритах и кварцевых диоритах. При переходе плагногранитов в плагногранодиориты и плагноклазиты состав плагноклаза нередко остается без существенного изменения. Это объясняется тем, что эти породы подвержены воздействию натриевого метасоматоза.

Рассматриваемые породы по составу сходны с плагногранитами Сомхето-Карабахской зоны, только здесь они менее кислые, содержат мусковит и нередко катаклазированы и даже местами милонитизированы.

Малевский интрузив представлен штокообразным телом с вытянутостью в северо-восточном направлении. Занимаемая им площадь достигает нескольких квадратных километров. Контактующие с ним породы с юго-востока и востока представлены метаморфическими сланцами палеозоя, а с севера и запада — третичными монцонитовыми породами Мегринского плутона. По наблюдениям А. И. Адамяна, монцонитовые породы на контакте с Малевским интрузивом становятся более светлыми и приобретают состав кварцевых монцонитов.

Как было отмечено выше, Малевский интрузив сложен гнейсовидными породами, отвечающими по составу плагногранитам. В центральной части тела породы среднезернистые, лейкократовые, которые в эндоконтактах постепенно сменяются мелкозернистыми темно-серыми плагногранодиоритами. В последних отмечается возрастание содержания цветных минералов и повышение основности плагноклаза, что является, несомненно, следствием ассимиляции.

Плагнограниты состоят из резко преобладающего кислого плагноклаза, кварца, подчиненного калиевого полевого шпата и биотита. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, реже циркон. В ассимилированных разновидностях в значительном количестве появляются грязно-зеленая роговая обманка, редко моноклинный пироксен, а также увеличиваются количество и размеры апатита. Калиевый полевой шпат представлен микроклинном с неотчетливо выраженной решетчатой структурой. На стыке калиевого полевого шпата и плагноклаза в послед-

нем наблюдаются мирмекитовые вроски кварца. Почти повсеместно кварц катаклазирован.

Небольшие тела диоритов, локализованные в пределах древней метаморфической толщи юго-восточных отрогов Мегринского хребта, представляют собой рассланцованные породы, состоящие из плагиоклаза (из ряда андезин-лабрадора), роговой обманки и моноклинного пироксена.]

б. Породы жильной фазы

Жильная фаза проявлена в связи с гранитогнейсами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

Жильные породы, связанные с гранитогнейсами, представлены рассланцованными микроклиновыми аляскитами, образующими дайки, прослеживающимися по простиранию от нескольких десятков метров до 0,2 км. Мощность их колеблется от 1 до 4 м. По внешнему облику они сланцеватые, совершенно лейкократовые белые породы. Среди них различаются две разновидности: а) мелкозернистая, равномернозернистая аплитовой структуры; б) микропорфировидная с мелко-и тонкозернистой аплитовой структурой основной массы. Минералогический состав их: кварц, решетчатый микроклин, альбит, мусковит. Кварц преобладает над микроклином, которым резко подчинен альбит. Мусковит присутствует в виде единичных пластинок. В микропорфировидной разновидности вкрапленники принадлежат решетчатому микроклину, имеющему неотчетливые контуры.

Жильные породы, связанные с кварцевыми диоритами, представлены аплитами, пегматитами, микродиоритами и кварцевыми диорит-порфиритами.

Аплиты образуют мелкие жилы, мощностью от десятых долей сантиметра до нескольких сантиметров. По структурным особенностям выделяются микропорфировидная и равномернозернистая разновидности. Первая характеризуется микропорфировидной структурой с мелкозернистой и тонкозернистой аплитовой структурой основной массы. Структура второй разновидности мелкозернистая аплитовая. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза из

ряда олигоклаза и альбит-олигоклаза, решетчатого микроклина, роговой обманки, биотита, магнетита, апатита и циркона. В микропорфировидной разновидности вкрапленники представлены чаще всего плагиоклазом и решетчатым микроклином. При увеличении содержания плагиоклаза эти породы по составу приближаются к плагиоаплитам. Равномернозернистые аплиты отличаются отсутствием роговой обманки и повышенным содержанием калиевого полевого шпата.

Пегматиты весьма редки и образуют мелкие жилы. Они состоят из крупных зерен решетчатого микроклина, кварца и незначительного количества плагиоклаза из ряда альбита и альбит-олигоклаза.

Дайки диоритового и кварц-диоритового составов обычно изменены постмагматическими процессами. В них роговая обманка разложена и замещена хлоритом и магнетитом, а плагиоклаз альбитизирован. Минералогический состав свежих разностей представлен плагиоклазом из ряда андезина, обыкновенной роговой обманкой и кварцем.

Из жильных пород с плагиогранитами связаны плагиоаплиты, которые встречаются весьма редко и образуют мелкие маломощные жилы, состоящие главным образом из плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза) и кварца. По сравнению с вмещающими плагиогранитами они содержат несколько больше кварца.

2. МАГМАТИЗМ СРЕДНЕВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА

Геотектонические условия средневерхнепалеозойского этапа развития Малого Кавказа недостаточно выяснены и, как известно, среди исследователей существует разногласие по данному вопросу.

В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян этот этап развития Малого Кавказа считают геосинклинальным, А. В. Пейве и В. М. Синицын—платформенным, А. А. Габриелян—субплатформенным.

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что в средневерхнепалеозойском этапе южный Веди-Мег-

ринский участок отделяется от Малого Кавказа и вовлекается в прогибание с образованием значительной мощности комплекса осадочных отложений, среди которых доминируют различные известняки. В среднем и верхнем карбоне Веди-Мегринский блок испытывает поднятие и поэтому наблюдается перерыв в осадконакоплении в течение указанных времен. Другой более крупный блок Малого Кавказа после интенсивных складкообразовательных процессов эопалеозоя продолжает оставаться областью поднятия и размыва.

Таким образом, Малый Кавказ делится на два неравных по величине блока, отличающихся друг от друга по истории геологического развития в течение всего средневерхнепалеозойского этапа.

Магматические процессы рассматриваемого этапа проявились весьма слабо. Незначительные породы в эффузивной фации известны в Храмском массиве, где возникли в континентальных условиях в среднем и верхнем карбоне.

А. А. Габриелян (1960) указывает на наличие эффузивов основного состава в осадочной толще верхнего девона Запгезура, а А. Т. Асланян (1958) в отложениях среднего-верхнего девона и пермокарбона.

В Вединском районе Р. А. Аракелян (1957) отмечают дайки габбро-диабазов и порфиритов предположительно средневерхнекарбонového возраста. Однако некоторые другие исследователи рассматривают их как корни эффузивных образований более молодого возраста.

Сторонники геосинклинального режима герцинского этапа связывают с последним внедрение гранитоидов Арзаканского кристаллического массива.

Необходимо отметить, что на данной стадии изученности к средневерхнепалеозойскому этапу достоверно можно отнести только эффузивы Храмского массива.

3. МАГМАТИЗМ ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОГО ЭТАПА

Юрско-нижнемеловой этап является новым переломным моментом в геотектонической истории Малого Кавказа. Начи-

ная с юры от крупного Северо-Восточного блока Малого Кавказа обособляется его юго-западный Ленинакано-Ереванский участок, который продолжает оставаться областью поднятия и размыва и в течение всего юрско-нижнемелового этапа. Граница этого нового блока проходит южнее г. Еревана на юге и восточнее Раздана, Апарана, Ленинакана на востоке. Ленинакано-Ереванский блок является наиболее устойчивым; он сохранил геантиклинальные условия развития в течение всего средневерхнепалеозойского и юрско-нижнемелового этапов.

В юрско-нижнемеловом этапе южный Веди-Мегринский блок испытывает поднятие, приобретая геантиклинальную тенденцию развития. На этом блоке в юре осадконакопление в геантиклинальных условиях имело место лишь в небольшом Нахичеванском прогибе, охватывающем район Джульфинского ущелья и Айоцзорский хребет. Здесь толща юры имеет небольшую мощность и сложена осадочными отложениями, в низах которых встречаются порфириды.

Следовательно, к новому Ленинакано-Ереванскому блоку причленяется с юга Веди-Мегринский блок, который выступает в рассматриваемом этапе в виде единой геантиклинальной зоны. Западная граница этой зоны, по мнению А. Т. Асланяна, доходила до меридиана гор. Эрзерума.

Остальная резко преобладающая часть Северо-Восточного блока в течение юры вовлекается в интенсивное прогибание, приобретая резко выраженную геосинклинальную тенденцию развития. Только геосинклинальные условия развития кратковременно прерываются после средней юры в связи с предкелловейскими орогеническими движениями.

Таким образом, возникают два новых блока—Северо-Восточный и Юго-Западный, отличающиеся друг от друга по истории геотектонического развития.

Прогибание Северо-Восточного блока сопровождается бурным развитием эффузивной деятельности, продукты которой чередуются с осадочными отложениями. Эффузивный магматизм наиболее интенсивно проявляется в байосе, затем ослабевает в бате и местами затухает в связи с предкелловейскими орогеническими движениями, после чего снова вспыхи-

вает с большой силой в верхней юре и почти окончательно затухает перед нижним мелом.

Сложный и мощный вулканогенно-осадочный комплекс юры трансгрессивно залегает на каледонском субстрате. Верхнеюрские отложения трансгрессивно и местами с небольшим угловым несогласием налегают на породы средней юры.

После юры, в течение нижнемелового времени Северо-Восточный блок испытывает поднятие и складчатость. В нижнем меле геосинклинальный режим отчасти сохраняется на юго-восточной окраине Северо-Восточного блока, где образуется небольшая свита вулканогенно-осадочных отложений, согласно залегающая на верхнеюрских образованиях. Однако незначительная мощность нижнемеловых отложений свидетельствует о том, что эти участки также проявили тенденцию к поднятию.

На значительной площади Северо-Восточного блока среднеюрская эффузивная деятельность завершается изливанием кварцевых плагиопорфиров. В ареалах развития этих кислых вулканогенных пород перед верхней юрой эффузивная деятельность сменяется интрузивной в связи с предкелловейскими орогеническими движениями, благодаря чему формируется предверхнеюрский интрузивный комплекс.

В нижнем меле в связи со сменой колебательных движений орогеническими снова происходит смена эффузивной деятельности интрузивной. В это время имеет место массовое внедрение интрузивов в крупные положительные тектонические единицы Северо-Восточного блока. На тех участках, где в течение нижнего мела сохраняется неотчетливо выраженный геосинклинальный режим, магматизм проявляется весьма слабо и в эффузивной форме.

А. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Продукты эффузивного магматизма юрско-нижнемелового этапа слагают северо-восточные склоны Малого Кавказа, где совместно с терригенными породами образуют мощный (более 6 км) и сложный комплекс, трансгрессивно залегаю-

щий на эопалеозойском субстрате. На территории Армянской ССР они развиты главным образом в пределах трех крупных антиклинорий: Алавердского, Шамшадинского и Кафанского. Ниже характеристика их приводится по этим структурам.

1. АЛАВЕРДСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Согласно большинству исследователей, наиболее древними породами Алавердского антиклинория являются кварцевые плагиопорфиры, обнажающиеся в районе Ахтальского месторождения. Новый выход подобных пород был выявлен Б. С. Вартапетяном (1958²) на правом берегу р. Дебед.

Следует отметить, что, хотя по петрографическому и химическому составу эти породы отвечают кварцевым плагиопорфирам, у геологов укоренилось за ними название кварцевых порфиров.

Стратиграфическое положение кварцевых плагиопорфиров является спорным. Одни исследователи определяют их возраст как нижнеюрский, другие—как среднеюрский. А. Т. Асланян (1949²) считает их ингузией, внедрившейся в толщу порфиритов. По данным А. Л. Додина (1935), кварцевые плагиопорфиры образуют как бы горстообразное поднятие, а по П. Ф. Сопко (1954)—это внутрiformационный линзообразный прослой среди толщи порфиритов.

Впоследствии буровой скважиной, пробуренной на Ахтальском месторождении, были вскрыты подстилающие кварцевые плагиопорфиры, эффузивы, представленные эпидотизированными плагиоклазовыми порфиритами. Это обстоятельство как будто свидетельствует в пользу предположения П. Ф. Сопко, тем более, что обнаруженные под кварцевыми плагиопорфирами порфириты, согласно С. С. Мкртчяну (1957), сходны по составу с эффузивами перекрывающей толщи. Однако, по мнению Н. Р. Азаряна (1959, 1964), они соответствуют «нижней вулканогенной (подкварцплагиопорфировой)» толще северо-восточных склонов Малого Кавказа, где, по исследованиям азербайджанских геологов, имеют нижнебайосский возраст.

Кварцевые плагиопорфиры имеют ограниченное разви-

тие, занимая всего 0,5 кв. км. Мощность их 500—600 м. Среди них встречаются прослойки их туфов и туфобрекчий. Они плотные и тонкозернистые, светло-серые порфировые породы с вкрапленниками кварца. Кроме корродированного и трещиноватого кварца, во вкрапленниках присутствует кислый плагиоклаз. Обычно окварцованная и каолинизированная основная масса состоит из альбита, кварца и магнетита.

Почти повсеместно кварцевые плагиопорфиры изменены постмагматическими процессами, выражающимися в серицитизации, кварцитизации и каолинизации. Наиболее интенсивное изменение наблюдается у контакта с перекрывающими их эффузивами, где они осветлены, раздроблены, рассланцованы, сильно пиритизированы и окварцованы до образования вторичных кварцитов, содержащих полиметаллическое и баритовое оруденение (С. С. Мкртчян, 1957).

П. Ф. Сопко, Э. Г. Малхасяном, Г. А. Казаряном, Н. М. Чернышевым выделяются также субвулканические тела кварцевых плагиопорфиров. По их наблюдениям, аналогичные породы правобережья р. Дебед, обнаруженные Б. С. Вартапетяном, также являются субвулканическими образованиями.

Выше кварцевых плагиопорфиров последовательно следуют следующие толщи средней юры: 1) толща «нижних порфиритов» мощностью 1100 м; 2) толща «туфобрекчий нижних порфиритов» мощностью 50—400 м; 3) толща кислых эффузивов мощностью 150—200 м; 4) толща туфопесчанников, туфосланцев, туфов, конгломератов с редкими прослоями порфиритов мощностью 300 м; 5) толща вулканогенно-осадочных пород мощностью 1200 м.

Первые четыре толщи многие геологи раньше относили к нижней юре. Однако по последним данным Н. Р. Азаряна (1959, 1964), они принадлежат к средней юре. Подобные эффузивы, по исследованиям азербайджанских геологов, также имеют среднеюрский возраст.

1. Породы первой толщи, известные в литературе под названием «нижних порфиритов», пользуются наибольшим развитием. Они слагают склоны ущелья р. Дебед и, погружаясь под более молодые отложения Сомхетского хребта, вновь обнажаются в северо-западной части района, откуда,

по данным А. Т. Асланяна, прослеживаются непрерывно до окрестностей села Лок.

В пределах Ахтальского месторождения толща налегает на кварцевые плагиопорфиры, а в остальных частях Алавердского района является нижним членом стратиграфического разреза.

В толще порфиритов различаются плагиоклазовая и плагиоклаз-пироксеновая разновидности. По наблюдениям А. Т. Асланяна (1949²), усматриваются и небольшого объема потоки альбитофиров (кварцевых и бескварцевых), иногда вместе с корнями их излияний.

Порфириты темно-зеленые и серо-зеленые плотные породы. Структура порфировая, текстура иногда брекчиевидная и мандельштейновая. Вкрапленники представлены андезитом, реже авгитом и роговой обманкой. Одной из характерных особенностей этих пород является частая альбитизация плагиоклаза. Микролитовая и пилотакситовая основная масса слагается из микролитов и табличек плагиоклаза, черного рудного минерала, апатита, иногда рутила и вторичных продуктов (хлорита, эпитода, серицита, пренита и вторичного кварца). Порфириты обычно подвержены хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации, кварцитизации и пропилитизации. Наиболее часто проявляющимися процессами являются хлоритизация и эпидотизация, охватывающие почти всю описываемую толщу.

В составе толщи в виде небольших прослоев встречаются также туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты и туфогенные песчаники. Туфобрекчии слагаются из обломков порфиритов, сцементированных туфовым материалом. В сложении туфов участвуют плагиоклазы средней основности, кварцевые зерна и обломки порфиритов. Конгломераты состоят из в той или иной мере окатанных галек порфиритов, заключенных в туфовом цементе.

По данным А. Т. Асланяна (1949²), к северо-востоку от Алавердского медеплавильного завода, в верхах толщи «нижних порфиритов», в конгломератах принимают участие окатанные гальки альбитофиров и диоритов. Туфопесчаники появляются в средних и верхних горизонтах толщи. Они слоистые, тонко- и среднезернистые породы, слагающиеся

из мелких обломков серицитизированных пород, плагиоклаза, кварца, которые сцементированы туфогенным материалом.

2. Выше на толщу порфиритов согласно налегают туфобрекчии порфиритов, обнажающиеся по линии В. Ахтала-Ленрудник. По данным С. С. Мкртчяна (1957), они частично фациально замещают по простиранию породы предыдущей толщи. По Н. Р. Азаряну (1964), переход порфиритов к туфобрекчиям постепенный. Мощность этой толщи колеблется в широких пределах—от 50 до 300—400 м.

Туфобрекчии зеленовато-серые, голубовато-серые породы кластической структуры и нередко флюидалной текстуры. Они состоят из резко различных размеров обломков плагиоклазовых и авгит-плагиоклазовых порфиритов, частично кварцевых и бескварцевых альбитофинов, придающих им фиолетовый оттенок. Обломки сцементированы сильно хлоритизированным туфовым материалом. Из вторичных минералов присутствуют карбонаты, кварц, окислы железа, хлорит, эпидот и глинистое вещество. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, серицитом, эпидотом, альбитом и кварцем.

Туфобрекчии в верхах толщи сменяются фиолетовыми или светлыми туфами, а местами (у села Бендик) замещаются альбитофиновыми брекчиями (Н. Р. Азарян, 1964).

В районе Шамлугского месторождения среди туфобрекчий П. М. Бархатовой констатированы кварцевые и бескварцевые альбитофиры.

В окрестностях Алавердского месторождения, по А. Т. Асланяну (1949², 1958), туфобрекчии фациально сменяются в западном направлении серыми агломератовыми туфами, состоящими из обломков плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, мандельштейнов, шлировых выделений и бомб порфиритовой лавы темного и зеленовато-фиолетового цветов. Порфиновые вкрапленники представлены основным плагиоклазом и уралитизированным авгитом. Основная масса слагается из плагиоклаза, хлорита, кальцита, эпидота и серицита.

Среди агломератовых пород отмечаются потоки порфиритов, не отличающихся внешним видом от других порфиритов. Их основная масса состоит из микролитов плагиоклаза.

Вкрапленники представлены хлоритизированным и карбонатизированным плагиоклазом, хлоритизированным и уралитизированным авгитом. Они отличаются от остальных порфиров постоянным содержанием авгита и меньшей основностью плагиоклаза.

Необходимо отметить, что стратиграфическое положение агломератовых пород является спорным. С. С. Мкртчян относит их к верхней юре, А. Т. Асланян—к нижней юре, Б. С. Вартапетян—к средней юре (бату), а Н. Р. Азарян рассматривает их как фации верхнебайосских туфопесчаников с Алаверди.

3. Кислые эффузивы и их пирокластические производные согласно перекрывают толщу туфобрекчий, а при выпадении из разреза последних они налегают на толщу «нижних порфиров» в виде отдельных островков. О. Т. Карапетяном (1928) эти породы именовались шамлугитами, В. Г. Грушевым—кератофирами, И. Г. Кузнецовым—липаритами и кварцевыми порфирами. Однако по составу они отвечают кварцевым альбитофирам, что отметили также П. Ф. Сопко и другие.

Кварцевые альбитофиры в виде узких полос, протягивающихся в широтном направлении, обнажаются к северо-востоку от Н. Ахталы, в районе Шамлуга и В. Ахталы. Они являются главными рудовмещающими породами Алавердского района и потому некоторые исследователи называли их рудоносным горизонтом. Подобные породы А. Т. Асланяном констатированы в междуречьи средних течений рр. Дебед и Агстев, которые, по его мнению, находятся вместе с кварцевыми альбитофирами на едином стратиграфическом уровне.

Кварцевые альбитофиры светло-серые или фиолетовые, флюидалные порфиновые породы с вкрапленниками альбита и кварца. Из этих же минералов слагается основная масса. Эти породы интенсивно гидротермально изменены, особенно на участке Шамлугского месторождения. Такие измененные разновидности характеризуются следующим комплексом минералов: кварц, плагиоклаз, серицит, каолин, пирит, редко хлорит, карбонат, гипс, реже барит, рутил, апатит, окислы железа, анкерит, арагонит, сфалерит, халькопирит и весьма редко сфен, андалузит.

Пирокластические разности приурочены к низам и верхам толщи. Вулканические брекчии, по данным И. Г. Кузнецова, в низах толщи имеют андезитовый и андезито-дацитовый состав. Туфовые аналоги кислых эффузивов, как отмечает А. Л. Додин (1935), колеблются между типичными туфобрекчиями до обломочно-порфирово-туфовых пород, связанных между собой непрерывными переходами.

4. За кислыми эффузивами следуют туфоосадочные породы, над которыми залегает мощная толща вулканогенно-осадочных образований. Согласно А. Т. Асланяну, в Алавердском антиклинории они развиты на южном склоне и в восточной части Сомхетского хребта, к югу от Кохбского массива и в северо-западной части района в окрестностях сс. Чанахчи и Ахкерпи. Далее они распространяются на юго-восток, слагая большие площади в Сомхето-Карабахской зоне. Толща представляет собой совокупность перемежающихся вулканогенных, туфогенных и нормально-осадочных пород, испытывающих фациальные и мощностные изменения.

Типичными породами вулканогенной фации толщи являются миндалевидные порфириты. Это сильно измененные темно-зеленые плотные породы с довольно крупными миндалинами кальцита и хлорита. Структура порфировая с диабазовой, реже гиалопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом. Цветные минералы интенсивно разложены и замещены хлоритом. Помимо порфиритов, в составе толщи участвуют туфобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфосланцы, песчаники, глинистые сланцы.

Согласно А. Т. Асланяну, стратиграфически выше на рассматриваемую толщу налегают кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса, которые в пределах Алавердского района обнажаются у истоков р. Шнохи-джур (южнее г. Кара-Кетук) и в окрестностях с. Алаверди. В последнем месте им встречены известковистые туфы кварцевых плагиопорфиров с небольшими пропластками их лавовой фации.

Следовательно, А. Т. Асланян идентифицирует эти кварцевые плагиопорфиры с подобными эффузивами верхнего байоса, широко развитыми вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа и имеющими столь важное значение для

стратиграфического расчленения юрских отложений. Н. Р. Азарян параллелизует с указанными эффузивами кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения.

Таким образом, вопрос о том, какие из кислых вулканогенных пород отмеченных пунктов Алавердского района находятся на уровне кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса северо-восточных склонов Малого Кавказа, остается спорным. В связи с этим равным образом становится дискуссионным и то, какие из основных эффузивов Алавердского района соответствуют так называемой нижней вулканогенной толще Малого Кавказа: нижние порфириты и их туфобрекчии, или же только подстилающие Ахтальские кварцевые плагиопорфиры, незначительные порфириты, вскрытые буровой скважиной.

Во всяком случае, трудно согласиться с мнением, что нижняя вулканогенная толща, так широко развитая в Сомхето-Карабахской тектонической зоне, в Алавердском районе имеет ограниченное распространение. Отметим также, что кварцевые плагиопорфиры у истоков р. Шнохи-джур обнаруживают большое сходство с аналогичными эффузивами Шамшадинского района, верхнебайосский возраст которых не вызывает сомнения.

Разрез среднеюрских отложений венчается батскими туфопесчаниками, углистыми сланцами и потоками порфиритов, которые пользуются незначительным распространением и имеют мощность 100—120 м.

Выше среднеюрских образований трансгрессивно залегает комплекс верхнеюрских вулканогенно-осадочных пород, в составе которых А. Т. Асланяном выделяются отложения келловей и оксфорда-кимериджа.

Отложения келловей распространены в районе развития близповерхностных малых тел кварцевых альбитофиров от меридиана с. Джилиза до Чочканского интрузива. Они выражены перемежающимися песчаниково-сланцевыми породами сравнительно глубоководной фации и в некоторых местах в своем основании содержат эффузивы. Максимальная мощность достигает 200 м.

Отложения оксфорда-кимериджа развиты на склонах г. Лалвар, где трансгрессивно перекрываются нуммулитовыми

известняками и вулканогенными породами эоцена и трансгрессируют на более древние образования юры. К западу от вершины г. Шах-тахт, на юго-восточном подножье восточной вершины г. Лалвар описываемые отложения подстилаются песчаниками и сланцами келловоя и узкой полосой тянутся на юго-запад. Севернее они выстилают эоценовую толщу вершины г. Лалвар и слагают достаточно большую площадь на правом склоне ущелья р. Бануш, далее узкой полосой протягиваются почти в широтном направлении, переходя на правый склон р. Дебед.

В основании комплекса, по А. Т. Асланяну (1958), располагаются темно-серые брекчии с прослоями песчаников, лиловато-зеленые перлитовые туфы, переходящие кверху в авгитовые порфириды, именуемые в литературе «верхними авгитовыми порфиридами». Общая мощность их доходит до 400 м.

Порфириды светло-серые, зеленовато-серые, однородные мелкокристаллические порфириды породы с фенокристаллами авгита. Пилотакситовая основная масса слагается из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного авгита, эпидота, хлорита и карбоната. В комплексе оксфорда-кимериджа описываемые порфириды пользуются наибольшим площадным распространением.

Перлитовые туфы, согласно А. Т. Асланяну, нередко переходят в кристаллические и пизолитовые туфы и туфобрекчии. Они имеют наибольшее развитие на северных склонах г. Лалвар, где залегают на размытой поверхности среднеюрской вулканогенной толщи и перекрываются меловыми отложениями. К юго-западу от с. Садахло местами верхи комплекса сложены кварцевыми порфиридами с вкрапленниками кварца и плагиоклаза.

Отложения оксфорда-кимериджа обнажаются также в бассейне р. Кульп, где они выражены авгитовыми и плагиоклаз-авгитовыми порфиридами, туфобрекчиями, изредка кварцевыми порфиридами с прослоями туфопесчаников, туфосланцев и известняков. Они размещаются между келловейскими и верхнемеловыми отложениями.

Субвулканические образования. Среди юрских эффузивов Алавердского антиклинория нередко встречаются субвулканические тела, обнаруживающие большое сходство с соответ-

ственными породами лавовой фации. Описание их дано в работах П. Ф. Сопко, Н. М. Чернышева, Э. Г. Малхасяна, Г. А. Казаряна и других. Г. А. Казаряном описаны также породы жерловой фации различного состава.

Ниже приводится описание широко распространенных близповерхностных тел кварцевых альбитофиров, изучением которых мы занимались в период 1954—1955 гг.

Кварцевые альбитофиры образуют узкую полосу вдоль Сомхетского хребта. Она начинается с юго-восточного склона г. Лалвар, к северо-востоку поднимается на гребень Сомхетского хребта, далее, расширяясь, занимает его северные и южные склоны. Некоторые выходы их наблюдаются по северной периферии Банушского интрузива и по правому притоку р. Болнис. Наиболее крупным телом кварцевых альбитофиров является Джилизинское, установленное нами впервые. Оно располагается к югу от одноименного села между верховьем р. Бануш и правым притоком р. Шулавер. Главная масса кварцевых альбитофиров локализована в области развития более кислых гранитоидов. В восточной части района, где распространены кварцевые диориты, они встречаются в виде даек сравнительно малых размеров.

Большинство исследователей Алавердского района пришло к выводу о более позднем внедрении альбитофиров по отношению к гранитоидам. Однако есть указание на то, что апофизы Банушского массива прорывают тела альбитофиров. По нашим наблюдениям, резко преобладающая масса кварцевых альбитофиров образовалась после гранитоидов. Это подтверждается тем, что во многих местах в виде даек и апофиз кварцевые альбитофиры секут и изменяют породы Банушского, Цахкашатского, Кохбского и Чочканского интрузивов. Вторжение некоторой части альбитофировых пород имело место и до гранитоидов, что доказывается наличием их галек и обломков в среднеюрских конгломератах, верхнеюрских эффузивах и Банушском интрузиве. Предполагается, что ранние альбитофиры замаскированы продуктами верхнеюрской эффузивной деятельности.

Рассматриваемые породы образуют пластообразные залежи, дайкообразные и штокообразные тела, вытянутые в северо-восточном и близширотном направлениях. Они прорывают

и изменяют все отделы юры, но основная часть их размещается в верхнеюрских отложениях. Кварцевые альбитофиры характеризуются серо-розовым и кирпично-красным цветом, сильной брекчированностью, тонкокристаллическим строением и большой крепостью. Часто они обнажаются в виде мощных клинообразных выступов, имеющих неровную поверхность.

Структура их чаще порфировая, реже равномернозернистая без вкрапленников. Структура мелкозернистой, тонкозернистой основной массы разнообразная—аллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая, микропегматитовая, трахитовая, микролитовая и сферолитовая. Нередко наблюдается сочетание двух типов структур.

Главными минералами этих пород являются плагиоклаз и кварц, содержание которых варьирует в широких пределах. Аксессуары: апатит, циркон, магнетит. Вторичные продукты: каолин, реже серицит, хлорит, мусковит, карбонат, эпидот. При понижении количества кварца породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры. Плагиоклаз относится к альбиту, реже к олигоклазу. Вкрапленники представлены плагиоклазом и реже кварцем, присутствующим от обилия до ничтожного. Основная масса слагается из аллотриоморфных зерен альбита и кварца, которые нередко прорастаются удлиненными микролитами альбита. В альбите встречаются тонкие мирмекитоподобные вростки кварца, обладающие одинаковой оптической ориентировкой в пределах отдельных зерен. Альбит нередко образует также короткопризматические кристаллы, явно идиоморфные по отношению к кварцу.

Выходы юго-восточнее с. Ходжорния сложены мелкозернистыми микропойкилитовой структуры кварцевыми альбитофирами, состоящими из мелких, хаотично расположенных кристаллов и совершенно бесформенных зерен кварца, повсеместно прорастающихся пойкилитовыми вростками призматического альбита. Отмечаются и ксеноморфные зерна альбита, прорастающегося пойкилитами кварца. Последний, в свою очередь, содержит пойкилитовые микролиты альбита. В этих породах вкрапленники отсутствуют. Однако местами они постепенно сменяются кварцевыми альбитофирами, содержащими сферолиты и резорбированные вкрапленники альбита.

На участке г. Бугаляр встречаются кварцевые альбитофи-

ры, состоящие из сферолитов альбита, промежутки между которыми заполнены неправильными зернами кварца, микролитами и лейстами альбита, черным рудным минералом и вторичными продуктами. В этой общей массе выделяются редкие широкотаблитчатые кристаллы альбита и кислого олигоклаза. Местами вся порода слагается из более крупных сферолитов альбита и кислого олигоклаза, прорастающихся микролитами альбита.

Джилезинские кварцевые альбитофиры представляют светло-розовые породы с вкрапленниками розового альбита. В центральной части тела, вследствие увеличения количества вкрапленников, они производят впечатление равномернозернистых интрузивных пород. Под микроскопом структура отчетливо выраженная порфировая с аллотриоморфнозернистой, микропйкилитовой, микрогранитовой, микролитовой и сферолитовой структурой основной массы. Вкрапленники—плагиоклаз, реже кварц. Первый соответствует альбиту, редко олигоклазу. Основная масса слагается из альбита, кварца, незначительного количества черного рудного минерала, апатита и циркона. Вторичные минералы: серицит, каолин, хлорит, реже карбонат и эпидот. С центра к периферии Джилезинского тела наблюдаются следующие изменения: 1) уменьшаются количество и размеры вкрапленников; 2) сложные комбинированные двойники плагиоклаза сменяются простыми; 3) основная масса становится более тонкозернистой; 4) появляются сферолиты плагиоклаза; 5) обычно исчезают вкрапленники кварца и сдвойникованные кристаллы плагиоклаза основной массы; 6) возрастает содержание кварца.

Кварцевые и бескварцевые альбитофиры, локализованные в пределах кварцевых диоритов, по составу и структурным особенностям сходны с аналогичными породами широкой полосы Алавердского района и, по-видимому, одновозрастны с ними.

Ранние (доверхнеюрские) альбитофиры отличаются от вышеописанных по некоторым признакам: 1) пониженным количеством кварца, нередко доходящим до незначительного; 2) меньшим содержанием анортитовой части плагиоклаза; 3) большей кристалличностью основной массы; 4) отсутствием

сферолитов альбита; 5) отсутствием циркона среди аксессуарных минералов; 6) редкостью микропойкилитовой структуры основной массы.

II. ШАМШАДИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

В пределах названного антиклинория продукты эффузивной деятельности юры также пользуются широким развитием и далее к юго-востоку переходят на территорию Азербайджанской ССР, слагая там обширные площади.

В основании разреза юры залегает небольшая толща терригенных отложений нижней юры (тоар-нижний аален), трансгрессивно перекрывающая эопалеозойские метаморфические сланцы в бассейнах рр. Ахум и Асрикчай. Слагающими ее породами являются базальные конгломераты, песчаники, аргиллиты и песчано-глинистые сланцы. В конгломератах отмечаются хорошо окатанные гальки метаморфических сланцев, кислых, редко среднего состава эффузивных и интрузивных пород (А. Т. Асланян, 1958 и Р. Н. Абдуллаев, 1963).

Выше залегают отложения средней юры, в составе которой выделяются три литологостратиграфических комплекса: 1) нижнебайосский мощностью 2000—2500 м; 2) верхнебайосский мощностью 700—800 м; 3) батский мощностью 200 м.

По схеме К. Н. Паффенгольца, первый комплекс соответствует нижней вулканогенной толще, а последний—верхней вулканогенной толще. Батский комплекс развит только на территории Азербайджанской ССР.

1. Нижнебайосский комплекс сложен различными порфиритами и их пирокластическими разностями, характеризующимися большим разнообразием по составу, цвету и структурным особенностям. Мощность его к юго-востоку возрастает и достигает 1500—2500 м на территории Азербайджанской ССР.

Порфириты переслаиваются вулканическими брекчиями, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Эти пирокластические образования по объему, пожалуй, доминируют над породами лавовой фации.

По структурным и минералогическим особенностям порфириты подразделяются Ш. А. Азизбековым (1952¹) на многочисленные разновидности, связанные между собой взаимопереходами. Среди них им различаются плагиоклазовые, пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые, диабазовые, мандельштейновые, афировые и другие порфириты. Наиболее распространенными представителями лавовой фации являются плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты.

Макроскопически плагиоклазовые порфириты темно-серые и темно-зеленые породы с вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом структура порфировая с пилотакситовой, гиалопилитовой, микролитовой и фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза образуют призматические, таблитчатые, неправильные, нередко зональные кристаллы с простыми и полисинтетическими двойниками. Состав плагиоклаза отвечает андезину, реже лабрадору. Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза, небольшого количества вулканического стекла, магнетита, апатита и вторичных минералов.

Макроскопически плагиоклаз-пироксеновые порфириты темно-зеленые и темные порфировые породы. Под микроскопом структура порфировая с гиалопилитовой, пилотакситовой, изредка микролитовой и витрофировой структурой основной массы. В последней выделяются вкрапленники плагиоклаза, авгита, реже диопсида. Плагиоклаз присутствует в виде призматических, таблитчатых и неправильных, слабо зональных кристаллов, относящихся по составу к андезину и лабрадору. Пироксены представлены мелкими изометричными и неправильными зернами, которые часто замещаются хлоритом, уралитом, кальцитом и эпидотом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен авгита, черного рудного минерала, апатита, вулканического стекла и вторичных минералов—хлорита, эпидота, цоизита, кальцита, лимонита и цеолита.

Пирокластические разновидности вышеописанных вулканических образований состоят из обломков соответственных пород и минералов, сцементированных разложенным агрегатом вторичных минералов, раскристаллизованным вулканическим стеклом и пепловым материалом.

В соседних районах Азербайджана в составе нижнебайосского вулканогенного комплекса Р. Н. Абдуллаевым (1963) выделяются четыре свиты: 1) свита агломератовых вулканических брекчий, 2) свита туфопесчаников и туффов, 3) свита порфиритов, 4) свита туфобрекчий.

Первая свита занимает нижнюю часть комплекса. Породы ее состоят из галек различных порфиритов и их туфов, сцементированных туфопесчаниками и микротуфобрекчиями.

Во второй свите доминируют туфопесчаники, но отмечаются и прослои туфоконгломератов и порфиритов; пирокластические разности по простиранию фашиально переходят друг в друга.

Третья свита сложена главным образом плагиоклазовыми, диабазовыми, мандельштейновыми порфиритами и диабазами с маломощными прослоями пирокластических пород.

Четвертая свита пользуется большим развитием; в ней встречаются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов.

Среди продуктов вулканической деятельности нижнего байоса Р. Н. Абдуллаев (1963) выделяет породы пирокластической, лавовой и субинтрузивной фаций. По его данным, породы первой фации представлены туфами пироксеновых, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, литокластическими туфами, агломератовыми вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфогравелитами; породы лавовой фации—пироксеновыми, пироксенплагиоклазовыми, плагиоклазовыми, диабазовыми, пикритовыми порфиритами, диабазами; породы субинтрузивной фации—кварцевыми диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми альбитофирами, диорит-порфиритами, габбро-порфиритами, габбро-пироксенитами и габбро-диабазами. Указанный автор отмечает, что породы последней фации сопровождают лавовую фацию и образуют дайки, силлы, штоки и куполовидные тела.

2. Верхнебайосский комплекс, согласно налегающий на предыдущие вулканогенные образования, представлен кварцевыми плагиопорфирами, которые слагают значительную площадь в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны и являются опорным горизонтом для стратиграфического расчленения юрских отложений Малого Кавказа, а

также рудовмещающими породами некоторых крупных сульфидных месторождений. Верхнебайосский возраст его в пределах Армении твердо обоснован А. Т. Асланяном (1949¹). В составе комплекса участвуют и пирокластические производные кварцевых плагиопорфиров, которые, по данным Ш. А. Азизбекова (1952¹), приурочиваются к его средней, иногда верхней части. По наблюдениям А. Т. Асланяна, намечается до восьми покровов рассматриваемых пород, представляющих продукты отдельных фаз излияний.

Исходя из химико-петрографического состава, Ш. А. Азизбеков (1952¹) впервые предложил эти породы и малокавказские кварцевые порфиры называть кварцевыми плагиопорфирами по аналогии с плагиолипаритами Дюпарка, плагиориолитами Садецкого и плагиопорфирами Заварицкого. Это название, по нашему мнению, должно распространяться только на кислые эффузивы мезозоя Малого Кавказа, которые отличаются от кварцевых порфиров пониженным содержанием окисла калия и общей суммы щелочей. Однако оно не может распространяться на все малокавказские кварцевые порфиры, поскольку более молодые кайнозойские кварцевые порфиры по химико-минералогическим признакам близки к обычным кварцевым порфирам.

Макроскопически кварцевые плагиопорфиры плотные, серые, серо-розоватые, серо-желтоватые и серо-зеленоватые породы, отличающиеся от других юрских эффузивов крупными вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Под микроскопом структура порфировая, реже афировая с микролитовой, фельзитовой, иногда сферолитовой и микрогранофировой структурой основной массы. Вкрапленники представлены главным образом кварцем и плагиоклазом, причем первый обычно преобладает. Кварц встречается в виде довольно крупных, часто корродированных трещиноватых зерен, включающих апатит и черный рудный минерал. Плагиоклаз представлен сравнительно мелкими (до 3 мм) призматическими и таблитчатыми кристаллами. По нему часто развивается псевдоморфозный агрегат хлорита, кальцита, серицита, каолина и эпидота. Состав плагиоклаза варьирует от № 4 до № 42. Биотит присутствует в небольшом количестве в виде обычных коричневых таблитчатых кристаллов, часто замещающихся хлоритом. Ко-

личество роговой обманки также незначительное. Она образует призматические и таблитчатые светло-зеленые кристаллы со слабым плеохроизмом. Часто замещается хлоритом, изредка кальцитом.

Основная масса кварцевых плагиопорфиров слагается из плагиоклаза, кварца и небольшого количества магнетита, апатита, каолина, серицита, хлорита, кальцита, эпидота, цоизита, мусковита и вторичного кварца. Главные минералы основной массы—плагиоклаз и кварц—обычно образуют мелкие (до 0,1 мм и меньше) изометричные и неправильные зерна. Плагиоклаз наблюдается также в виде как короткопризматических кристаллов, относящихся по составу к № 28—42, так и сферолитов, погружающихся в основную массу. Плагиоклаз и кварц иногда находятся в микропегматитовом прорастании.

Среди пирокластов описываемых пород А. П. Лебедевым (1962) выделяются лавобрекчии, агломератовые туфы и туфобрекчии. Первые слагают небольшие участки и представляют тонкообломочный лавовый материал, сцементированный лавовым образованием или смесью лавового и пеплового вещества. Агломератовые туфы и туфобрекчии, слагающие, по А. П. Лебедеву, более мощные прослои в средних и нижних горизонтах толщи, состоят из средне- и грубообломочного материала, погруженного в тонкоструктурную массу туфов.

В верховье р. Ахум в дайкообразном залегании обнажаются субвулканические тела кварцевых плагиопорфиров. Среди них под микроскопом различаются две разновидности: одна имеет отчетливо выраженную порфириновую структуру с тонкокристаллической основной массой, а другая обладает неотчетливой порфириновой структурой с микролитовой и сферолитовой структурой основной массы. Первая разновидность характеризуется также повышенным содержанием кварца и присутствием в основной массе некоторого количества стекловатого мезостазиса. Порфириновые вкрапленники представлены корродированными зернами кварца и плагиоклаза, причем один из них является преобладающим. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах—от № 10 до № 30. Основная масса второй разновидности слагается из мельчайших зерен кварца, микролитов и сферолитов альбита и альбит-олигоклаза. В доминирующей основной массе выделяются вкрапленни-

ки плохо сдвойникового плагноклаза (№ 25—32) и кварца. Последний нередко окружен оболочкой олигоклаза, имеющего неотчетливое сферолитовое строение.

Обе разновидности кварцевых плагиопорфиров серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и лимонитизированы.

В бассейне р. Хндзурт А. П. Лебедев отмечает наличие крутопадающих субвулканических тел кварцевых плагиопорфиров с отчетливой флюиальностью.

В пределах Азербайджана среди вулканогенных образований верхнего байоса Р. Н. Абдуллаевым (1963) выделяются породы пирокластической, лавовой и субвулканической фаций, причем наибольшее распространение имеют лавовые покровы. Пирокластические породы, представленные туфами, туфобрекчиями и туфогравелитами, резко подчинены кварцевым плагиопорфирам лавовой фации. По исследованиям Р. Н. Абдуллаева, они приурочены к верхней части мощных лавовых серий; их маломощные прослои нередко встречаются и между лавовыми покровами.

Породы субвулканической фации представлены плагиогранит-порфирами, образующими расчлененные конусообразные и куполовидные выступы.

3. Батский комплекс несогласно перекрывает верхнебайосские вулканогенные породы. По данным Р. Н. Абдуллаева (1963), в составе комплекса участвуют породы осадочно-туфогенной, лавовой и пирокластической фаций. Осадочно-туфогенные образования развиты преимущественно в синклинариях, а эффузивы последних двух фаций—в Шамхорском, Мровдагском, Агдамском и Карабахском антиклинориях.

Как отмечает Р. Н. Абдуллаев, первые представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, а породы лавовой и пирокластической фаций—плагноклазовыми, пироксеновыми порфиритами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, туффитами. Р. Н. Абдуллаевым выделяются также породы субинтрузивной фации, образующие дайки, силлы и штокообразные тела, сложенные гранодиорит-порфирами, порфиroidными кварцевыми диоритами, порфиroidными кварцевыми габ-

бро-диоритами, кварцевыми диорит-порфиритами, габбро-диабазами, диорит-порфиритами, альбитофирами и др.

Во всех структурно-фациальных зонах среди продуктов вулканической деятельности бата резко преобладает пирокластический материал.

Выше среднеюрских отложений залегает комплекс вулканогенно-осадочных образований верхней юры, в составе которых А. Т. Асланяном выделяются отложения келловея, верхнего оксфорда-кимериджа и титона. Келловейские породы пользуются небольшим распространением и трансгрессивно налегают на верхнебайосские кварцевые плагиопорфиры. Они представлены снизу вверх конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами общей мощностью 130 м.

Наибольшее развитие имеют отложения верхнего оксфорда-кимериджа, которые расчленяются А. Т. Асланяном на две свиты. Нижняя свита трансгрессивно залегает на верхнебайосских кварцевых плагиопорфирах и келловейских образованиях. Она представлена снизу вверх базальными конгломератами, известняками и доломитами с прослойками и линзами пирокластических разностей порфиритов. Верхняя свита согласно залегает на предыдущей и сложена чередующимися пирокластическими разностями порфиритов, туфогенами и различными порфиритами с прослоями и линзами известняков и доломитов. Среди порфиритов различаются плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разновидности, очень сходные с таковыми среднеюрского возраста. Пирокластические образования представлены кристаллокластическими, литокластическими и витрокластическими разностями.

К титону А. Т. Асланян относит небольшую свиту белых коралловых известняков, расположенных северо-западнее с. Берд.

Выше на титонские известняки согласно налегает артаминская свита неокома, состоящая из вулканогенно-обломочных пород. По новым данным А. Х. Мнацаканян (1964), нижние горизонты ее сложены туфопесчаниками и порфиритовыми туфами, средняя часть — базальтовыми и андезитовыми порфиритами, разделенными вулканическими брекчиями и туфами, верхние горизонты — грубообломочными вулканическими брекчиями с пачками туфов. Максимальная мощность

местами достигает 400—430 м. Базальтовые и андезитовые порфириты слагают маломощные потоки и покровы. Среди первых А. Х. Мнацаканян выделяют собственно базальтовые, базальтовые гиперстеновые и долеритовые разности. Последние, большей частью, образуют пластовые тела и дайки. Андезитовые порфириты характеризуются тонкозернистым сложением и ничтожным содержанием фенокристаллов, представленных лишь только плагиоклазом. Вулканические брекчии, по А. Х. Мнацаканян, пользуются большим развитием и имеют на разных горизонтах свиты некоторые отличия. В средних частях они мелко-среднеобломочные, а в верхних горизонтах приобретают грубообломочный облик. В обломочной части их присутствуют андезитовые порфириты и их туфы. Туфы залегают в виде маломощных пластов и представляют обломочного облика кирпично-красные породы среднего состава.

III. КАФАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Продукты эффузивной деятельности юрско-нижнемелового этапа в пределах Кафанского антиклинория расчленяются на следующие толщи (снизу вверх): 1) толща различных порфиритов и их пирокластолитов нижнего байоса мощностью свыше 1000 м; 2) толща кварцевых порфиритов и их пирокластолитов верхнего байоса мощностью около 300 м; 3) толща вулканогенно-обломочных пород верхнего оксфорда-кимериджа мощностью свыше 1000 м; 4) толща порфиритов и их пирокластолитов титона-неокома мощностью 1100 м. Эффузивы первых двух толщ, согласно С. С. Мкртчяну, представляют непрерывную серию, так как кварцевые порфириты связаны постепенными переходами с подстилающими породами первой толщи. Как он отмечает, местами наблюдаются фациальные переходы их и по простиранию.

1. Вулканогенные образования нижнего байоса слагают ядро Кафанского антиклинория. По представлению С. С. Мкртчяна (1958), подстилающими их породами являются метаморфические сланцы эопалеозоя.

По С. С. Мкртчяну, в основании видимого разреза первой

толщи залегают массивные и миндалевидные порфиры, которые сменяются кверху брекчиевидными разностями. Судя по разрезу юрских отложений, составленному В. Т. Акопяном в районе г. Кафан, порфиры переслаиваются с их пирокластолитами.

Порфиры, пользующиеся наибольшим развитием, представляют темно-зеленоватые плотные породы. Структура их порфировая с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены основным андезином, кислым лабрадором и редко хлоритизированным и эпидотизированным моноклинным пироксеном. Пирокластические разности состоят из обломков порфиритов, сцементированных вулканическим материалом.

В районах развития нижнебайосских эффузивов отмечаются дайки основных пород, сходных по составу с вышеописанными порфирами. Это обстоятельство, а также строгая приуроченность даек к порфирам дает основание считать их возможными корнями излияния среднеюрской вулканогенной толщи (С. С. Мкртчян, 1958).

2. Выше следуют кварцевые порфиры и их пирокластолиты, которые на крыльях Кафанского антиклинория перекрывают вулканогенные образования нижнего байоса. По данным В. Т. Акопяна, центральная часть этой толщи мощностью 200 м сложена породами лавовой фации. В основании же залегают песчаники и пирокластические аналоги кварцевых порфиритов. В верхней части толщи последовательно располагаются лавобрекчии и туфы кварцевых порфиритов, туфопесчаники с маломощным потоком кварцевых порфиритов, кварцевые порфиры и их брекчии.

Кварцевые порфиры, по Э. Г. Малхасяну, зеленовато-серые и серые породы с крупными фенокристаллами кварца, редко роговой обманки и мелкими вкрапленниками андезина. Под микроскопом структура отчетливо выраженная порфировая с фельзитовой структурой основной массы.

В контурах распространения кварцевых порфиритов встречаются довольно крупные дайкообразные тела кварцевых порфиров, реже кварцевых альбитофиров. По петрографическому составу первые скорее отвечают кварцевым плагиопорфирам, значительно отличающимся высокой кислотностью от вмещаю-

щих их вулканогенных пород верхнего байоса. Это серо-зеленоватые порфиновые породы с вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Эти же минералы являются главными составными частями тонкокристаллической и мелкозернистой основной массы, к которым примешиваются магнетит и вторичные продукты. Как кварцевые плагиопорфиры, так и кварцевые альбитофиры Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян считают корнями излияний кварцевых порфиритов средней юры, а Э. Г. Малхасян и другие относят их к субвулканическим образованиям верхнеюрского возраста.

3. На кварцевые порфириты трансгрессивно с небольшим угловым несогласием налегает толща вулканогенно-обломочных отложений верхней юры (верхнего оксфорда-кимериджа). Они пользуются наибольшим распространением, слагая оба крыла Кафанского антиклинория. Мощность их, по А. Т. Асланяну, испытывает резкое уменьшение в направлении с востока—северо-востока на запад—юго-запад.

Низы толщи сложены базальными конгломератами с гальками подстилающих их кварцевых порфиритов и туфоконгломератами, пересланяющимися туфопесчаниками, песчаниками и потоками плагиоклазовых порфиритов. Далее по восходящему разрезу констатируется неоднократное чередование пород пирокластической и лавовой фаций основной магмы. Мощность потоков порфиритов и слоев их пирокластолитов подвергается широким колебаниям, причем последние по объему преобладают над первыми. В толще встречаются маломощные слои песчаников, пачки и линзы известняков.

Пирокластические образования состоят из в той или иной степени окатанных галек и обломков различных порфиритов, сцементированных туфовым материалом. Породы лавовой фации представлены плагиоклазовыми, плагиоклаз-пироксеновыми, реже пироксеновыми порфиритами.

4. На отложения верхнего оксфорда-кимериджа согласно налегает Тапасар-Кызылдашская толща титона-неокома, которая сложена вулканогенными породами, содержащими кулисообразно расположенные линзы известняков. Эта толща В. Л. Егояном (1964) условно параллелизуется с артаминской толщей Шамшадинского антиклинория.

Как показывает составленный В. Т. Акопяном разрез у

села Антарашат, в нижней части толщи имеются прослой туфобрекчий, в средней части—прослой туфопесчаников и песчаников, а в верхней части появляются туфоконгломераты с прослоями песчаников и известняков. Выше следуют известняки, образующие зейвинскую свиту.

По своему стратиграфическому положению, тапасар-кызылдашская толща параллелизуется с хуступ-чимянской, между которыми наблюдается фациальный переход, установленный впервые К. Н. Паффенгольцем, а затем С. С. Мкртчяном и В. Т. Акопяном.

По данным С. С. Мкртчяна (1958), в нижней части толщи развиты более основные диабазовые и лабрадоровые порфириды, которые в верхней части сменяются фиолетовыми, сравнительно кислыми порфиридами.

Первые представляют собой зеленовато-серые плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадора), реже моноклинного пироксена. Пилотакситовая основная масса состоит из микролитов и лейст плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, вулканического стекла и вторичных минералов (хлорита, эпидота, кальцита).

Фиолетовые порфириды, по С. С. Мкртчяну, обычно сильно хлоритизированные, эпидотизированные и серицитизированные порфириды. Гиалопилитовая и интерсертальная основная масса сложена главным образом кислым и средним плагиоклазом, небольшим количеством моноклинного пироксена и вторичными продуктами.

Б. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

В юрско-нижнемеловом этапе в связи с проявлением предверхнеюрских и нижнемеловых орогенических движений имело место внедрение гранитоидных интрузивов. Они располагаются в Сомхето-Карабахской зоне, образуя выгнутую к северо-востоку прерывистую дугообразную полосу северо-западного направления. С северо-запада на юго-восток выделяется ряд обособленных друг от друга групп, состоящих обычно из одного крупного массива и нескольких небольших по

размерам сателлитов. На северо-востоке зоны интрузивы преимущественно вытянуты в северо-восточном направлении; примерно в ее центральной части они становятся близширотными, а на юго-востоке приобретают северо-западное простирание. Это объясняется тем, что их внедрение контролируется тектоническими структурами, обнаруживающими ту же закономерность в пространственном расположении внутри зоны.

Субстрат региона представлен метаморфическими сланцами эопалеозоя, а покровный комплекс—вулканогенными и реже осадочными образованиями юры, верхнего мела, частично палеогена и неогена. Гранитоиды размещаются главным образом в юрских вулканогенно-осадочных отложениях.

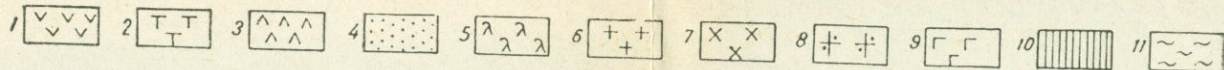
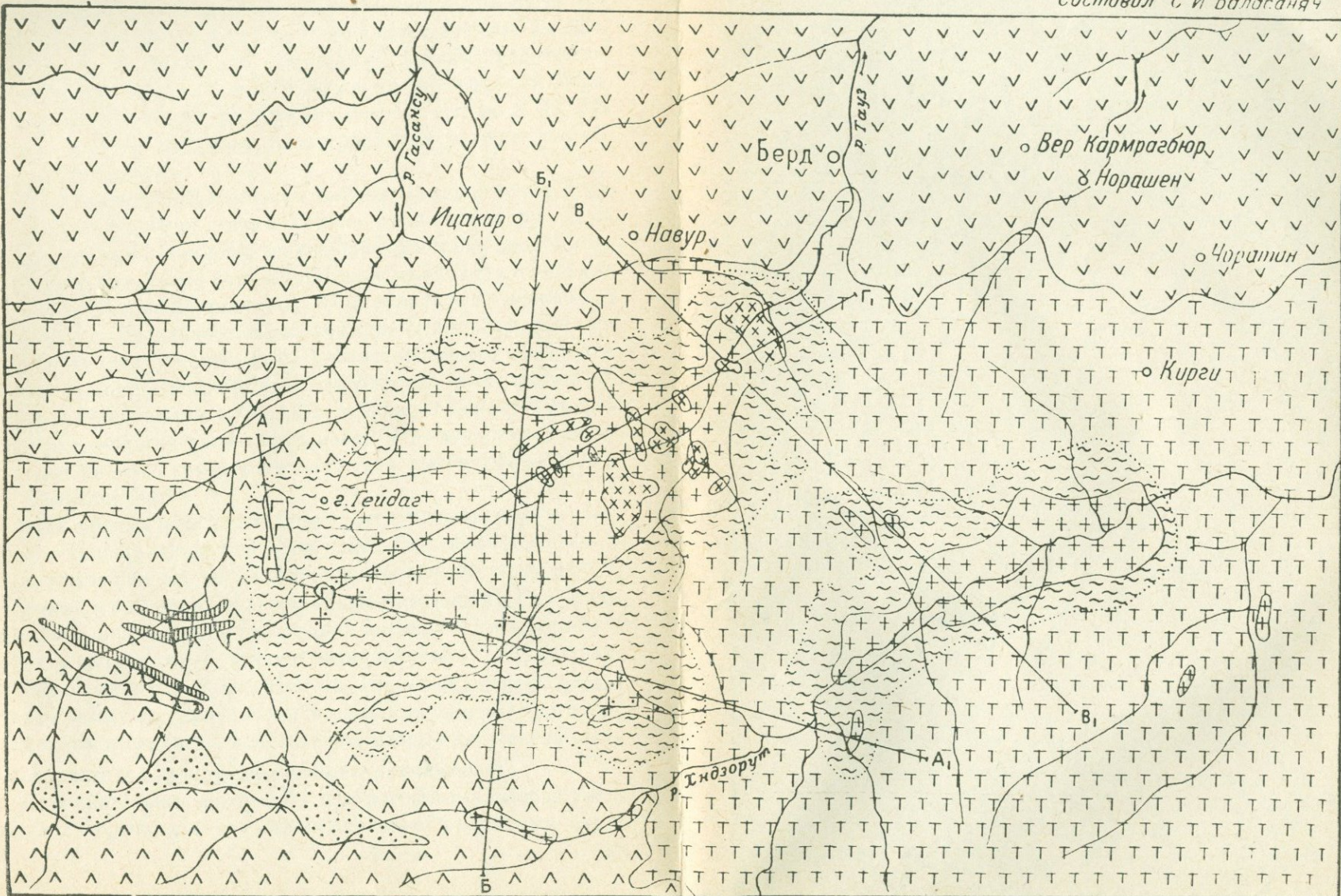
С петрографической точки зрения интрузивы изучались В. Г. Грушевым, А. Н. Соловкиным, И. Н. Ситковским, В. Н. Котляром, Ш. А. Азизбековым, М. А. Кашкаем, Р. Н. Абдуллаевым, Г. И. Керимовым, С. М. Сулеймановым, П. Ф. Келасония, Г. А. Қазаряном и автором. Наиболее серьезные петрографические исследования интрузивов армянской части зоны впервые выполнены В. Г. Грушевым.

К. Н. Паффенгольц и Б. С. Вартапетян время внедрения интрузивных пород считают третичным. Однако возраст большинства гранитоидов по геологическим данным достаточно точно датируется как мезозойский, что подтверждается также предварительными радиологическими определениями. Мезозойский возраст той или иной группы интрузивов Сомхето-Қарабахской зоны обоснован А. Н. Соловкиным, В. Е. Хаином, Л. Н. Леонтьевым, И. Г. Магакьяном, А. Т. Асланяном, Р. Н. Абдуллаевым, Г. И. Керимовым, автором и многими другими.

На основании имеющегося материала в пределах Армении можно выделить два разновозрастных интрузивных комплекса: 1) предверхнеюрский и 2) нижнемеловой. Эти комплексы формировались в результате сопряженных с соответственными орогеническими движениями вторжений кислой магмы в крупные антиклинории, в пределах которых внедрение магмы контролировалось локальными складчатыми структурами и сопровождавшимися их разрывными нарушениями.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ШАМШАДИНСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

Составил С. И. Балаганяч



1. Верхнеюрские порфириты и известняки, 2. Среднеюрские кварцевые плагипорфиры.
3. Среднеюрские порфириты, 4. Нижнеюрские песчаники и аспидные сланцы, 5. Палеозойские метаморфические сланцы, 6. Плагииграниты, 7. Плагиигранит-порфиры, 8. Порфировидные плагииграниты, 9. Граниты, 10. Дайки кварцевых плагипорфиров, 11. Измененные базальтовые породы.

1. ПРЕДВЕРХНЕЮРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Район проявления предверхнеюрского интрузивного магматизма характеризуется широким развитием продуктов вулканической деятельности юры, которым подчинены осадочные образования того же возраста. К предверхнеюрскому комплексу относятся гранитоиды Шамшадинского района (фиг. 2), а также Славянский и Гильябирский интрузивы на территории Азербайджана. Здесь хорошо выяснено возрастное соотношение предверхнеюрских интрузивов с нижнемеловыми. По наблюдениям Г. И. Керимова, Славянский массив прорывается и изменяется нижнемеловыми интрузивными породами Кедабек-Дашкесанской группы. Юрский возраст его, по Р. Н. Абдуллаеву и Г. И. Керимову, подтверждается радиологическими определениями.

Интрузивы Шамшадинского района располагаются к северо-востоку от Мургузского хребта, в бассейнах рр. Тауз, Хндзурот и Ахум. Они рвут верхнебайосские эффузивы и имеют гальки в базальных конгломератах верхней юры, обнажающихся по р. Ахум. По-видимому, формирование их сопряжено во времени с предкелловейскими тектоническими движениями.

Породы интрузивной фазы рассматриваемого комплекса представлены плагиогранитами, порфиroidными плагиогранитами, аляскитовыми гранитами, а породы дополнительных интрузивов—плагиогранит-порфирами. Эти типы пород образуют обособленные самостоятельные тела, вытянутые в различных направлениях.

Наибольшим развитием пользуются плагиограниты, слагающие Хндзуротский, большую часть Таузского массивов и сопровождающие их небольшие изолированные тела, размещающиеся в байосских вулканогенных отложениях. Они преимущественно располагаются в ядрах антикавказских антиклинорий и вытянуты в том же антикавказском направлении. Мелкие сателлиты плагиогранитов, сопровождающие Хндзуротский интрузив, приурочены к крыльям одноименного антиклинория и внедрены в мелкие разрывные нарушения северо-западного и близмеридионального направления.

Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров тяготеют к поперечным и отчасти продольным разрывным нару-

шениям, возникшим в пределах плагиогранитов Таузского массива. Они представлены мелкими штокообразными и дайкообразными телами, простирающимися обычно в северо-западном направлении. Сравнительно редко и в более мелких размерах их выходы встречаются в Хндзорутском интрузиве.

В юго-западной части Шамшадинского антиклинория тянется мощная зона интенсивно измененных пород. Здесь проходит система разрывных нарушений северо-западного и меридионального направлений, по которым внедрились порфировидные плагиограниты и аляскитовые граниты, вызывая в них интенсивные гидротермальные изменения.

Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров определенно возникли после плагиогранитов, что доказывается следующими данными: 1) в ущелье р. Тауз во многих местах они рвут плагиограниты; 2) в 4,8 км к юго-западу от с. Навур в русле р. Тауз апофиза плагиогранит-порфиров сечет плагиограниты и включает в себя обломки последних величиной до 40—80 см; 3) в 6,5 км к юго-западу от с. Берд, несколько выше участка Леспромсовхоза, плагиограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагиогранит-порфиров подвержены интенсивному натриевому метасоматозу и кварцитизации; 4) в 4,5 км к востоку от г. Гей-даг плагиограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагиогранит-порфиров интенсивно гидротермально изменены, пиритизированы и пересечены их апофизами. Плагиогранит-порфиры содержат ксенолиты плагиогранитов.

Хорошо устанавливается также более позднее внедрение аляскитовых гранитов по отношению к порфировидным плагиогранитам на том основании, что в 2 км к югу от вершины г. Гей-даг довольно крупная апофиза их прорывает и изменяет порфировидные плагиограниты. Последние подвержены калиевому метасоматозу и обогащены калиевым полевым шпатом, содержание которого резко убывает по мере удаления от апофизы аляскитовых гранитов.

Выделение более молодой фазы порфировидных плагиогранитов относительно плагиогранитов основано на том, что по правому притоку р. Тауз плагиограниты на контакте с порфировидными плагиогранитами интенсивно окварцованы и серицитизированы. Кроме того, на восточном склоне г. Гей-даг

внутри плагиогранитов местами встречаются небольшие апофизы порфиroidных плагиогранитов.

На основании вышеизложенного можно наметить следующий порядок внедрения пород интрузивной фазы: 1) плагиограниты, 2) порфиroidные плагиограниты, 3) аляскитовые граниты. К фазе дополнительных интрузивов относятся малые тела плагиогранит-порфиroidов, образовавшиеся после пород первой фазы.

По-видимому, промежуток времени, отделяющий плагиограниты от дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиroidов, иногда был настолько незначительным, что первые еще не успели полностью кристаллизироваться, последовало вторжение дополнительных интрузивов, поэтому между ними местами возникли постепенные контакты. Однако наличие обломков плагиогранитов в плагиогранит-порфиroidах, контактовое воздействие последних на первые, отчетливое пересечение плагиогранитов апофизами и мелкими телами плагиогранит-порфиroidов не оставляют сомнения в их принадлежности к разным фазам внедрения. С другой стороны, это свидетельствует о том, что часть дополнительных интрузивов внедрилась значительно позже пород первой фазы. Следует отметить, что неотчетливо выраженные, порой постепенные контакты чаще всего возникли благодаря широкому проявлению метасоматических процессов в связи с внедрением дополнительных интрузивов.

Статистическая обработка значительного количества измерений трещин отдельностей показывает, что по внутренней тектонике разнофазные породы отличаются друг от друга, что говорит об их формировании в несколько различной тектонической обстановке.

а. Породы интрузивной фазы

Плагиограниты слагают наиболее крупные массивы и сопровождающие их мелкие сателлиты. В зонах контактов с эффузивами основного состава среднего байоса они постепенно переходят в плагиогранодисриты и кварцевые диориты. Такие же сравнительно основные разновидности встреча-

ются внутри крупных плагиигранитовых интрузивов, на что указал также Ш. А. Азизбеков. Все они относятся к породам фации эндоконтактов, возникшим ассимиляцией плагиигранитовой магмой вмещающих основных эффузивов. На контакте с кварцевыми плагиипорфирами верхнего байоса в составе плагиигранитов никаких изменений не наблюдается, что объясняется их весьма близким химизмом.

Фация сателлитов отличается от пород главной интрузивной фации более мелкозернистым строением и несколько повышенной кислотностью. Однако некоторые сателлиты по составу отвечают породам эндоконтактовой фации крупных массивов. Такие сателлиты внедрены в раздробленные зоны и характеризуются значительным содержанием ксенолитов основных эффузивов среднего байоса.

Минералогический состав описываемых пород определяется присутствием плагииоклаза, кварца, обыкновенной роговой обманки и аксессуарных минералов, представленных магнетитом, титаномагнетитом, цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Эти породы характеризуются повышенным содержанием плагииоклаза и кварца, но пониженным—роговой обманки. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов возрастает количество роговой обманки, повышается основность плагииоклаза (от олигоклаза и кислого андезина до основного андезина) и значительно убывает содержание кварца. Характерной особенностью плагиигранитов является почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Последний отмечен в некоторых шлифах и то в виде единичных зерен, приуроченных к промежуткам между плагииоклазом и кварцем.

Плагиигранит-порфиры сосредоточены главным образом в северо-восточной узкой части Таузского массива. По внешнему облику это мелкозернистые розовые породы с вкрапленниками кварца. Они сохраняют основные черты петрографического состава плагиигранитов—повышенное содержание плагииоклаза, кварца и отсутствие калиевого полевого шпата. С другой стороны, они обладают некоторыми специфическими особенностями, заключающимися в более высоком содержании кварца, повышенной кислотности плагииоклаза и отсутствии роговой обманки. Кроме того, в количественном сос-

таве их наблюдаются незначительные вариации, что объясняется отсутствием следов ассимиляции и гибридизма.

В этих породах вкрапленники присутствуют в обилии, но встречаются и разности с весьма редкими порфиroidными выделениями. Они представлены плагиоклазом и кварцем, количественное соотношение которых различное.

Порфиroidные плагиограниты слагают юго-западную часть Таузского массива и небольшое штокообразное тело в 2 км к юго-востоку от них. Они вытянуты в близширотном направлении. Эти породы местами постепенно переходят в плагиогранодиориты вследствие уменьшения содержания кварца и возрастания вкрапленников плагиоклаза. Такие сравнительно основные разновидности не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции и гибридизма. В восточной части тела, где имеется много ксенолитов порфиритов, они часто сменяются порфиroidными плагиогранодиоритами и иногда кварцевыми диоритами. Последние две разновидности относятся к породам фации эндоконтактов, возникшим благодаря ассимиляции плагиогранитовой магмой вулканогенных пород основного состава. По петрографическому составу они тождественны породам фации эндоконтактов плагиогранитов первой фазы.

Порфиroidные плагиограниты почти крупнозернистые розовато-серые породы с обилием порфиroidных выделений кварца и плагиоклаза, достигающих 1 см в длину. Структура порфиroidная со среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Эти породы отличаются от предыдущих присутствием значительного количества калиевого полевого шпата. По содержанию кварца и основности плагиоклаза они занимают промежуточное положение между плагиогранитами и плагиогранит-порфирами.

Порфиroidные выделения и основная масса присутствуют в разных количествах, но первые обычно преобладают над основной массой. Последняя иногда доходит до ничтожного количества и потому такие разности выглядят как крупнозернистые равномернозернистые породы. Порфиroidные выделения представлены преобладающим плагиоклазом (№ 26—46) и кварцем.

Аляскитовые граниты обнажаются на восточном склоне г. Гей-даг, где прорывают порфириды среднего байоса и образуют небольшое тело, имеющее меридиональную вытянутость. Они характеризуются однородным петрографическим составом по всему интрузиву. В них не обнаружено видимых следов явлений контаминации. По всей вероятности, они представляют продукт кристаллизации исходной аляскитовой магмы.

Макроскопически это равномернозернистые, совершенно лейкократовые, розового цвета породы. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая и переходная от последней к аплитовой. Минералогический состав их: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже биотит. Аксессуары минералы—магнетит, циркон. В содержании минералов значительных колебаний не наблюдается. Состав плагиоклаза также устойчив и обычно относится к ряду альбита.

Аляскитовые граниты отличаются от предыдущих трех типов пород повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Но количество последнего в них все же меньше по сравнению с нормальными аляскитами.]

б. Породы жильной фазы

Жильные породы, связанные с предверхнеюрскими интрузивами, пользуются незначительным распространением. Они характеризуются и небольшим разнообразием петрографического состава. Среди них констатировано наличие плагиоаплитов, плагиоаплит-порфиров, аплитов и диорит-порфиров. Все эти типы пространственно разобщены и потому не представляется возможным выяснить их возрастное соотношение. Кислые жильные породы контролируются мелкими трещинами преимущественно северо-западного простирания, а диорит-порфириды приурочены к более крупным крутопадающим трещинам различного направления. Последние значительно отходят от обнажающихся интрузивов (иногда на 2—3 км) и только редко в виде единичных даек встречаются в плагиогранитах (I фаза) и порфировидных плагиогранитах (II фаза). Подобных даек в аляскитовых гранитах (III фаза) не обнаружено.

Намечается определенная закономерность в пространственном размещении кислых жильных пород: плагиоаплиты приурочены к породам I фазы, плагиоаплит-порфиры—к породам II фазы и аплиты—к породам III фазы. Отсюда очевидна их пространственная разобщенность. На основании непосредственных пересечений доказывается принадлежность плагиоаплитов к двум генерациям.

Устанавливается определенная зависимость между составом кислых жильных пород и интрузивами. Они повторяют детали петрографического состава вмещающих их пород главной интрузивной фации. По петрографическому составу жильные породы весьма сходны с соответствующими вмещающими их породами главной интрузивной фации. Только они отличаются несколько повышенной кислотностью и в большинстве случаев полным отсутствием цветных минералов. Такая причинная зависимость состава жильных образований от пород главной интрузивной фации, несомненно, свидетельствует об их тесной генетической связи.

Во всех интрузивах встречаются также маломощные кварцевые жилы, в расположении которых не усматривается никакой закономерности. Они пользуются большим развитием в дополнительных интрузивах плагиогранит-порфиров, где принадлежат, по крайней мере, к трем генерациям. На основании непосредственных пересечений доказывается более поздний возраст кварцевых жил относительно плагиоаплитов.

в. Контактные изменения

В связи с предверхнеюрскими гранитоидами возникли зоны контактово-измененных пород, ширина которых достигает максимума вокруг крупных массивов первой фазы внедрения. Контактные явления очень слабо выражены в связи с аляскиотовыми гранитами. Контактующие с ними среднебайосские эффузивы не испытали каких-либо существенных изменений и даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности. Их изменение выражается лишь в слабой перекристаллизации основной массы и появлении в ней единичных зерен роговой обманки и биотита.

Среди измененных пород резко преобладают продукты гидротермально метасоматического происхождения, которые образовались за счет юрских кварцевых плагиопорфиров, отчасти порфиритов и их пирокластических разновидностей. Они преимущественно представлены вторичными кварцитами.

По мере удаления от контактов предверхнеюрских интрузивов в самых общих чертах интенсивность проявления гидротермально метасоматических процессов сначала увеличивается, достигает максимума на расстоянии примерно 250—500 м и далее снова уменьшается. Это правило имеет много исключений. В различных пунктах экзоконтактной зоны, одинаково удаленных от интрузивов, обычно встречаются в различной степени измененные породы. Это объясняется структурными особенностями контактовых оболочек, характерами контактовых поверхностей и рядом других факторов. В экзоконтактных зонах массивов широко проявлен натриевый метасоматоз, вследствие чего плагиоклаз боковых пород нередко замещен альбитом и альбит-олигоклазом.

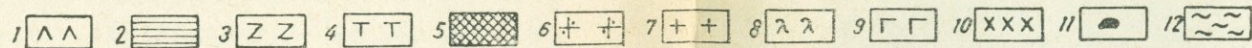
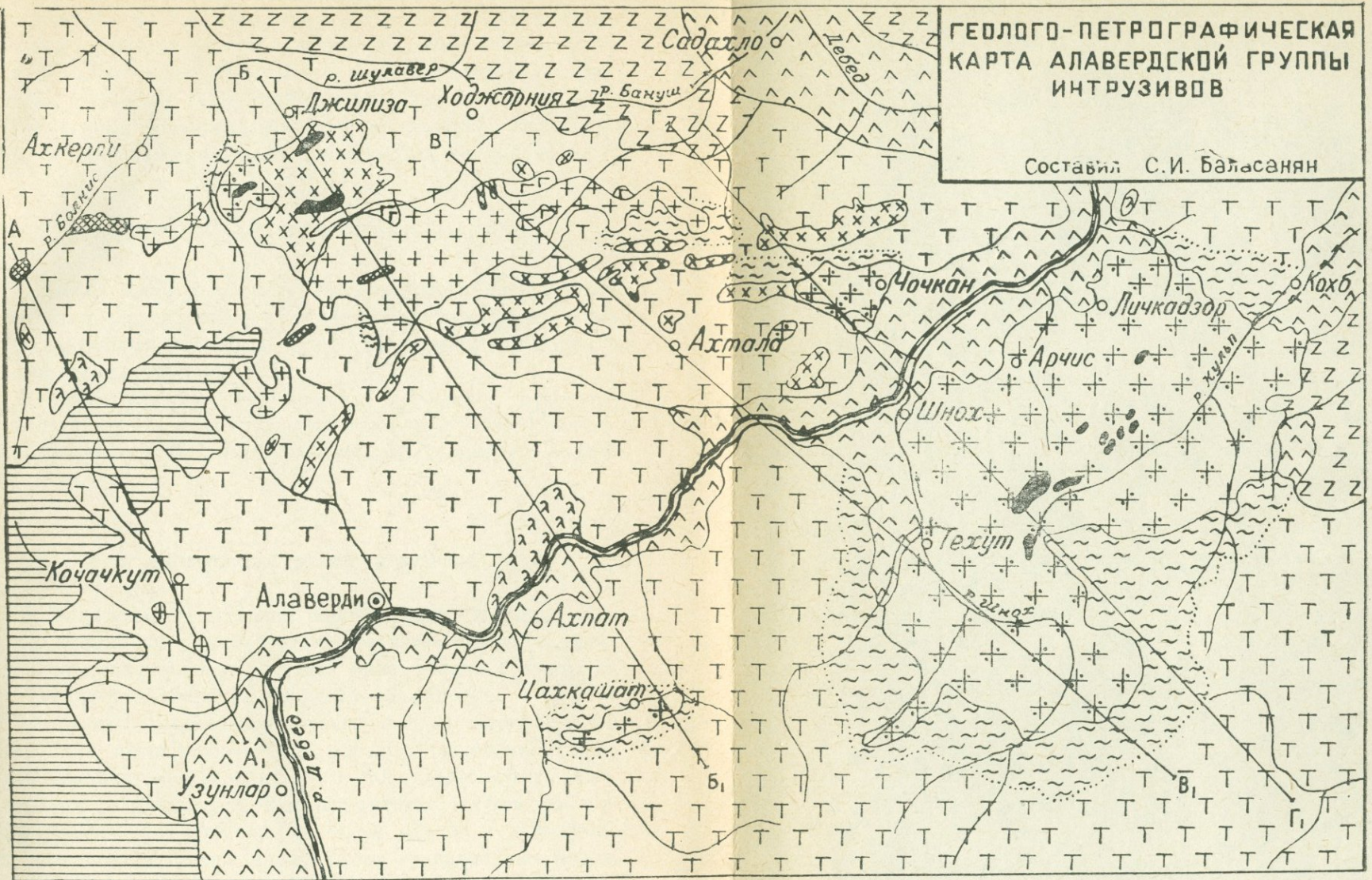
В значительном удалении от пород первой фазы Таузского интрузива, кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса под воздействием гидротермальных растворов превращены в тонкозернистые кварц-плагиоклазовые породы. Недалеко от интрузива степень перекристаллизации этих пород значительно возрастает и в них появляются сравнительно крупные зерна кварца с гранофировыми венчиками. У непосредственного контакта гранитоидов они местами приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород, которые по составу и структуре мало отличаются от плагиогранитов первой фазы.

Этот пример, конечно, не дает полного представления о сложных процессах метаморфических явлений, происходивших в контактовой оболочке Таузского массива. Однако он показывает возможность образования полнокристаллических гранитоподобных пород путем гранитизации вмещающих вулканогенных толщ.

Вдали от предверхнеюрских интрузивов основные эффузивы среднего байоса слабо хлоритизированы и карбонатизированы. По мере приближения к интрузивам, в зависимости от структурных особенностей местности, они в той или иной мере подвержены воздействию гидротермальных растворов. У

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
КАРТА АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ
ИНТРУЗИВОВ

Составил С.И. Баласанян



1. Четвертичные отложения и верхнеплиоценовые эффузивы, 2. Зоценовые эффузивы, 3. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 4. Юрские вулканогенно-осадочные отложения, 5. Габброиды и кварцевые габбро-диориты, 6. Диориты, кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры, 7. Гранодиориты, плагиогранодиориты и плагиогранодиорит-порфиры, 8. Плагиограниты и плагиогранит порфиры, 9. Граниты, 10. Кварцевые альбитофиры, 11. Крупные ксенолиты вулканогенных пород, 12. Измененные вмещающие породы.

непосредственных контактов гранитоидов их изменение выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых роговиков. Термальный метаморфизм в связи с предверхнеюрскими гранитоидами вообще выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями их формирования.

II. НИЖНЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Главная масса продуктов нижнемелового интрузивного магматизма сосредоточена в Сомхето-Карабахской зоне, характеризующейся более или менее однородным строением и пологой складчатостью.

К нижнемеловому интрузивному комплексу относятся Алавердская и Цавская группы интрузивов, а также с некоторой условностью—Спитакский массив, находящийся в Армянской зоне.

а. Алавердская группа интрузивов

В геологическом строении района распространения этой группы принимают участие преимущественно продукты эффузивной деятельности юры, отчасти мела, эоцена и плиоцена, которым строго подчинены осадочные образования.

Интрузивы Алавердской группы (фиг. 3) тяготеют к одноименному антиклинорию, где образуют широкую полосу северо-западного простиранья, в которой отдельные тела обычно вытянуты в северо-восточном направлении. Внутри этой широкой полосы обособляется ряд более мелких и дугообразных, выпуклых к северо-западу полос гранитоидных пород, чередующихся с полосами кварцевых альбитофиров. Вытянутость полос и составляющих их отдельных интрузивов, за редкими исключениями, совпадает. Они имеют направление, противоположное простиранью тектонической зоны, что объясняется их приурочиванием к локальным антикавказским складчатым структурам и сопровождавшим их разрывным нарушениям.

Восточная сравнительно крупная полоса интрузивных пород объединяет Кохбский, Чочканский, Цахкашатский и Ахтальский интрузивы, которые, по-видимому, соединяются на глубине между собой, образуя крупный массив, приуроченный к системе трех локальных антикавказских структур. К западу располагается известная полоса кварцевых альбитофиров Алавердского района, приуроченная к переходной зоне между Лалварским синклинорием и Чатындагским антиклинорием, характеризующейся наличием второстепенных складок меридионального простирания. Таким образом, полоса кварцевых альбитофиров косо пересекает второстепенные складки и, видимо, тяготеет к системе разрывных нарушений, представляющих диагональные и отчасти поперечные трещины относительно второстепенных складок. Об этом свидетельствует широкое развитие гидротермальных процессов по всей переходной зоне между указанными локальными складчатыми структурами. Следующая полоса состоит из Банушского, Шахтахтского и Качачкутских интрузивов. Далее идет полоса кварцевых альбитофиров, слагающих Джилизинское тело и мелкие выходы юго-восточнее с. Ходжорнии и по правому притоку р. Болнис. Не исключена возможность нахождения ряда выходов подобных пород в пространстве между Джилизинским телом и правым притоком р. Болнис. Самая западная полоса состоит из Болнисского, Ахкерпинского, Чанахчинского и Шулавердского интрузивов. Последние четыре полосы располагаются близко друг к другу и тяготеют к северо-западному крылу Алавердского антиклинория, осложненного здесь вторичными антикавказскими складками, к которым приурочены отдельные полосы. Весьма вероятно, что в процессе формирования локальных антикавказских складчатых структур в их ядрах и близких к ним участках возникла система разрывных нарушений, облегчавших внедрение магмы.

Главная масса гранитоидов Алавердской группы прорывает и изменяет отложения всех отделов юрской системы, чем и доказывается их послеверхнеюрский возраст. Верхний предел возраста достаточно точно определяется как досеноманский по факту наличия галек пород почти всех фаз внедрения в сеноманских конгломератах. В наших работах показано большое сходство химизма, петрографического состава и ком-

плекса аксессуарных минералов этих пород в гальках и интрузивных выходах.

В Алавердском антиклинории самые ранние инъекции магмы представлены мелкими телами габброидов и кв. габбродиоритов. Формирование наиболее крупных интрузивов кварцдиоритового состава имело место во второй фазе, синхронной с максимальным напряжением орогенных движений. Следующий этап ознаменовался вторжением плагиогранодиоритов и плагиогранодиорит-порфиоров, а затем плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров. К последней фазе относятся граниты.

Габброиды образуют два небольших дайкообразных интрузива, вытянутых в северо-восточном направлении. Один из них прорывает верхнеюрские эффузивы, вызывая в них ороговикование. Осевая часть интрузивов сложена среднезернистыми габбро, постепенно сменяющимися по периферии мелкозернистыми разностями с редкими вкрапленниками авгита. Встречаются и порфирировидные габбро с крупными выделениями плагиоклаза. По юго-восточной периферии выхода, расположенного в юрских вулканогенных породах, констатированы полосатые габбро с простираем полосок в северо-западном направлении.

Для мелкозернистых габбро характерна габбровая структура, для среднезернистых—офитовая и переходная от офитовой к габбровой, для порфирировидных—отчетливая порфирировидная. В минералогическом составе габброидов присутствуют плагиоклаз, авгит, иногда оливин, энстатит, роговая обманка, биотит. Плагиоклаз преобладает над пироксенами, которым резко подчинены остальные минералы. Из них роговая обманка и биотит развиваются по пироксенам и являются результатом аллометаморфизма, вызванного внедрением гранитоидов. Нередко пироксены непосредственно замещаются биотитом, минуя амфиболовую стадию. Содержание минералов довольно изменчиво, особенно плагиоклаза и авгита. Состав плагиоклаза также колеблется в широких пределах (№ 54—73).

Кварцевые габбро-диориты слагают Ахкерпинский и Болнисский интрузивы, которые рвут вулканогенно-осадочные отложения средней юры. Первый представлен узким дайкообразным телом близширотного простираения. В

восточной экзоконтактовой части его обнажается небольшая зона роговиков. В северной экзоконтактовой полосе наблюдается значительное увеличение падения боковых отложений (от нормального $20\text{--}25^\circ$ увеличивается до 40°), вызванное, видимо, внедрением интрузивного тела. Болнисский интрузив имеет штокообразную форму с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Вокруг него отмечается небольшая зона перекристаллизованных пород. По северо-западной периферии вмещающие породы ороговикованы, а интрузивные породы подвергнуты действию гидротермальных растворов. Здесь интрузив падает на северо-запад, и пологопадающие в ту же сторону ороговикованные породы послужили экраном для восходящих гидротерм и способствовали процессам автометаморфизма. Ближе к юго-восточному контакту Болнисского интрузива кварцевые габбро-диориты превращены в кварцальбитовые породы, образовавшиеся метасоматическим путем под воздействием богатых натрием кислых растворов, выделившихся из близко расположенного к югу альбитофирового тела в период его формирования.

Оба интрузива сложены однообразными, почти среднезернистыми гипидиоморфнозернистой структуры кварцевыми габбро-диоритами, которые по периферии постепенно сменяются более мелкозернистыми разновидностями. В вертикальном направлении сверху вниз устанавливается увеличение содержания цветных минералов, что, по-видимому, объясняется более интенсивными процессами ассимиляции в глубоких частях магматических камер. Кварцевые габбро-диориты состоят из преобладающего плагиоклаза (№ 37—46), пироксенов (авгита и ферроавгита), амфибола, кварца, магнетита, апатита и сфена. В них содержание минералов подвергается значительным колебаниям, за исключением пироксенов и аксессуаров, характеризующихся большим постоянством количества. В большинстве случаев при возрастании содержания цветных минералов (особенно пироксенов) количество кварца уменьшается. Амфибол отличается необычным для моноклинных роговых обманок оптическим свойством и, по-видимому, относится к группе ромбических амфиболов.

Кварцевые диориты пользуются наибольшим распространением и слагают наиболее крупный Кожбский массив,

Чочканский, Цахкашатский и Ахталинский интрузивы. Последние два являются сателлитами Кохбского массива.

Кохбский массив занимает площадь в 90 кв. км. Он контактирует с отложениями всех отделов юры. Форма его штокообразная, с вытянутостью в северо-восточном, близмеридиональном направлении. По всем обнаженным окраинам наблюдаются широкие зоны контактово-измененных пород. Массив преимущественно сложен кварцевыми диоритами, среди которых по характеру и количественным соотношениям цветных минералов различаются роговообманковая, роговообманково-биотитовая и биотитовая разновидности. Наибольшим развитием пользуется вторая разновидность, в которой цветные минералы присутствуют в различных количествах. Наиболее основными породами являются диориты, слагающие периферии массива на склонах гг. Кондох и Зикатар. В остальных местах краевые фации представлены кварцевыми диорит-порфиритами. Все разновидности характеризуются постепенными взаимопереходами и являются в значительной степени гомогенизированными гибридными породами, возникшими благодаря ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканогенных пород юры.

Чочканский интрузив, занимающий площадь в 2,5 кв. км, образует штокообразное тело с широтной вытянутостью. На востоке он скрывается под верхнеплиоценовыми базальтами и, по-видимому, соединяется с Кохбским массивом. В юго-восточной части породы его прорваны гранитами и потому обогащены кварцем и калиевым полевым шпатом.

Цахкашатский интрузив слагает площадь в 2—2,5 кв. км. Среди вулканогенной толщи нижней юры он представлен дайкообразным телом, простирающимся в северо-восточном направлении. По северо-западной периферии протяженностью около 1 км наблюдается узкая зона гибридных пород, далее постепенно сменяющихся амфиболизированными породами. У непосредственных контактов в мелкозернистых кварцевых диоритах отмечается заметное уменьшение цветных минералов, и потому они приобретают светлые тона в отличие от обычных темно-серых интрузивных пород, слагающих центральную часть интрузива. Это обусловлено выносом из его периферии большого количества железа в период автотаморфизма.

Породы Кохбского и Цахкашатского массивов по составу довольно близки и несколько отличаются от пород Чочканского интрузива пониженной кислотностью. Ахталинское небольшое сателлитовое тело сложено однообразными гибридными диоритами, сходными с таковыми Кохбского массива. Оно внедрилось по раздробленной зоне и, видимо, здесь кислая магма, в силу интенсивной ассимиляции основных вулканогенных пород юры, дала гибридные диориты.

Рассматриваемые породы однообразные, равномернозернистые, серые и темновато-серые породы с различными оттенками. Центральные части интрузивов сложены среднезернистыми, местами почти крупнозернистыми кварцевыми диоритами, сменяющимися в направлении к периферии мелкозернистыми темноватыми разновидностями. Однако в центральных частях более крупнозернистые кварцевые диориты иногда постепенно переходят в мелкозернистые, характеризующиеся невыдержанностью на больших протяжениях. По составу они соответствуют основным породам краевых фаций, отличаясь от них пониженным содержанием роговой обманки, меньшей основностью плагиоклаза и несколько повышенным количеством кварца.

Структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая. Для пород краевых фаций характерна микропорфировидная структура. В минералогическом составе их присутствуют следующие минералы: главные—плагиоклаз (№ 31—53), кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит; аксессуарные—магнетит, циркон, апатит, сфен, реже рутил (анатаз); вторичные—хлорит, серицит, каолин, сфен, лейкоксен, реже эпидот, клиноцоизит, карбонат, кварц, магнетит. В биотитовой и биотит-роговообманковой разностях в виде единичных зерен встречается калиевый полевой шпат. В общих чертах установлено, что с центра к периферии интрузивов возрастает содержание роговой обманки, основность плагиоклаза, но убывает количество кварца и биотита. Совершенно противоположная картина наблюдается с глубиной. От этого правила есть много отклонений, вызванных местными геолого-тектоническими условиями кристаллизации магмы и другими факторами. В породах всех четырех интрузивов содержание породообразую-

щих минералов и основность плагиоклаза колеблются в широких пределах, что объясняется их гибридными характером.

Плагиогранодиориты слагают Банушский интрузив и небольшие сателлиты у с. Качачкут. Занимаемая ими площадь равна 22 кв. км. Первый представляет тело неправильного очертания, которое к востоку постепенно сужается, образуя три небольших ответвления. Примерно на меридианах Ленрудник и Опрети Банушский интрузив в своей южной периферической части клинообразно врезается в вулканогенно-осадочные отложения верхней юры. Контакты его обнажаются только к северу от г. Шах-тахт и на участке с. Бардазор, где проходит небольшая зона мелкозернистых гибридных пород кварц-диоритового состава, далее сменяющихся либо роговиками, либо осветленными породами. Под воздействием кварцевых альбитофиров южная периферия Банушского интрузива протяженностью в несколько километров окварцована, альбитизирована, серицитизирована и каолинизирована.

Плагиогранодиориты содержат мелкие переработанные ксенолиты, количество и размеры которых увеличиваются с запада на восток, достигая максимума в районе с. Бардазор. В том же направлении намечается возрастание основности пород и переход плагиогранодиоритов в явно гибридные кварцевые диориты. На участках наибольшего сгущения ксенолитов всегда встречаются гибридные кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты, в которых отмечается большое количество вытянутых кристаллов роговой обманки, хаотично рассеянных в кварцполевошпатовой массе. В западной осевой части интрузива ксенолиты нередко отсутствуют и плагиогранодиориты местами постепенно переходят в более кислые породы, приближающиеся по составу к плагиогранитам. Во многих местах Банушский интрузив прорывается гранитами, вокруг которых плагиогранодиориты обогащаются кварцем и калиевым полевым шпатом, приобретая состав нормальных гранодиоритов и более кислых пород.

Плагиогранодиориты—среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, минералогический состав которых представлен плагиоклазом (№ 22—33), кварцем, калиевым полевым шпатом, обыкновенной роговой обманкой, биотитом, магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном. Плагиоклаз

резко преобладает над калиевым полевым шпатом. Количество последнего обычно варьирует в пределах 6—10 %. В направлении от кислых пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов происходит: а) возрастание содержания плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, апатита, но уменьшение—кварца, калиевого полевого шпата, циркона; б) увеличение основности плагиоклаза; в) расширение пределов колебания содержания плагиоклаза и роговой обманки.

Породообразующие минералы гибридных пород обнаруживают некоторые специфические особенности: плагиоклаз плохо сдвойникован и нередко содержит пойкилитовые включения кварца; роговая обманка образует удлиненные узкопризматические кристаллы с размазанной спайностью и отличается более темно-зеленой окраской, высоким двупреломлением и большим углом угасания; кварц образует более мелкие, неравномерно рассеянные зерна.

Плагиогранодиорит-порфиры слагают Шулаверский и Чанахчинский интрузивы. Первый представлен узким дайкообразным телом северо-восточного направления. Породы его по составу в общем однообразны, только в различных пунктах несколько отличаются количественным соотношением слагающих их минералов. Чанахчинский интрузив образует небольшое штокообразное тело, включающее в себя крупный останец вулканогенных пород, подверженный ороговиканию и интенсивной пиритизации. В связи с широким проявлением явлений ассимиляции и гибридизма породы этого интрузива по составу приближаются к кварцевым диоритам. Однако в слабо контаминированных частях они имеют плагиогранодиоритовый состав.

Структура плагиогранодиорит-порфиров микропорфировидная. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза, кварца, роговой обманки, реже калиевого полевого шпата и аксессуариев. Последние представлены магнетитом, цирконом, апатитом и сфеном. Плагиоклаз преобладает над кварцем, которым резко подчинены остальные минералы.

Плагиогранитами сложены Ахпатский интрузив и незначительные сателлитовые выходы южнее и севернее с. Личкадзор. Ахпатский интрузив занимает площадь около 4,5

кв. км. Почти на всем протяжении по юго-восточному краю он скрыт под наносами, а в юго-западной узкой части местами перекрывается верхнеплиоценовыми андезито-базальтами. Интрузив представляет суживающееся с северо-востока на юго-запад штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Периферия его сложена мелкозернистыми породами, которые к центру постепенно сменяются среднезернистыми разновидностями. В центральных частях также отмечаются небольшие участки мелкозернистых пород, связанных со среднезернистыми постепенными взаимопереходами.

Породы Ахпатского интрузива по составу соответствуют плагиогранитам, состоящим из кислого плагиоклаза, кварца, единичных зерен роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата, магнетита, циркона, апатита и сфена. В эндоконтактах содержание кварца местами понижается и породы приближаются по составу к плагиогранодиоритам.

Плагиограниты подвержены интенсивным постмагматическим метасоматическим преобразованиям. Из постмагматических процессов наиболее сильно проявлены кварцитизация, хлоритизация и альбитизация. Постмагматические газобразные растворы устремились главным образом к периферическим зонам интрузива, где наблюдаются наиболее интенсивные метасоматические изменения пород.

Личкадзорские сателлиты прорывают кварцевые диориты Кохбского массива и верхнеюрские отложения севернее с. Личкадзор. Они сложены плагиогранитами, которые по петрографическим деталям сходны с породами Ахпатского интрузива. Только в них постмагматические изменения проявлены слабо. Не исключена возможность, что они относятся к дополнительным интрузивам.

Плагиогранит-порфиры образуют мелкие интрузивы, расположенные западнее г. Лалвар и у с. Цахкашат. Первый вытянут в северо-восточном направлении, причем с северо-востока на юго-запад резко сужается и загибается к югу. Он размещен среди эффузивов верхней юры. Плагиогранит-порфиры у с. Цахкашат имеют штокообразную форму. Однако в силу плохой обнаженности контуры его условные.

Под микроскопом плагиогранит-порфиры обладают отчетливо выраженной микропорфировидной структурой. Главными

минералами их являются кислый плагиоклаз и кварц. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, реже сфен. Плагиогранит-порфиры западнее г. Лалвар отличаются от Цахкшатских пониженным содержанием кварца и присутствием роговой обманки. Это обусловлено некоторым проявлением в них процессов ассимиляции и гибридизма.

Граниты развиты в виде небольших штокообразных выходов по юго-восточной периферии Чочканского и северной периферии Банушского интрузивов. Вытянутость большинства выходов совпадает с простираем Банушского массива. Центральная часть их сложена среднезернистыми разностями, сменяющимися по периферии мелкозернистыми.

Граниты совершенно лейкократовые розовые породы. Структура гипидиоморфнозернистая для среднезернистых разностей и переходная от гипидиоморфнозернистой к панидиоморфнозернистой для мелкозернистых. Их главные минералы: плагиоклаз (№ 5—17), калиевый полевой шпат и кварц. Редко встречается также биотит. Акцессорные минералы—магнетит, циркон, реже апатит.

Мелкозернистые граниты отличаются от среднезернистых пониженным содержанием плагиоклаза, но повышенным—кварца и калиевого полевого шпата. В обеих разновидностях количество последних минералов подвергается небольшим колебаниям, в то время как содержание плагиоклаза довольно изменчиво. Значительные колебания в относительном содержании главных породообразующих минералов наблюдаются и в различных частях одних и тех же гранитных интрузивов.

б. Цавская группа интрузивов

Цавская группа состоит из одноименного крупного массива (фиг. 4) и нескольких мелких сателлитов. Они прорывают верхнеюрские вулканогенные отложения Кафанского района, чем и доказывается их послеверхнеюрский возраст. Верхний предел возраста определяется как досеноманский по факту наличия галек пород Цавского интрузива в сеноманских конгломератах левобережья р. Охчи, впервые обнаруженных А. Н. Соловкиным. По предварительным радиологическим оп-

вергались новым изменениям, выразившимся в обогащении кварца, калиевого полевого шпата и в преобразовании основных плагиоклазов в кислые вплоть до альбита. В конечном итоге возникла целая гамма пород от габбро до гранодиоритов и плагиогранодиоритов. На контакте гранитов второй фазы с контаминированными породами первой фазы образовались также альбититы и олигоклазиты.

Благодаря ассимиляции кислой магмой второй фазы основных пород первой фазы возникли гибридные породы, отличающиеся от неконтаминированных гранитов пониженным содержанием калиевого полевого шпата, но повышенным—роговой обманки. Первоначально кислый плагиоклаз преобразовался в более основной плагиоклаз, который впоследствии под воздействием натрового метасоматоза заместился альбитом, альбит-олигоклазом и олигоклазом.

Породы первой фазы характеризуются постепенными взаимопереходами. Среди многочисленных типов пород преобладают кварцсодержащие и кварцевые диориты. Большинство из них имеет несколько необычный состав, в силу чего затрудняется отнесение их к какому-либо типу пород по существующей классификации. Так, даже самые основные представители в том или ином количестве содержат калиевый полевой шпат; по содержанию цветных минералов они часто соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, но в них плагиоклаз довольно кислый (от кислого олигоклаза вплоть до альбита). Вообще в большинстве случаев между составом плагиоклаза и содержанием цветных минералов никакой зависимости не усматривается.

Породы первой фазы неоднородны и по структурным особенностям. Среди них выделяются среднезернистая, мелкозернистая, крупнозернистая и микропорфировидная разновидности. Среднезернистое строение обычно характерно для основных представителей, мелкозернистое для кварцевых и кварцсодержащих диоритов. В пределах среднезернистых пород они образуют обособленные участки, отличающиеся розоватым оттенком вследствие альбитизации плагиоклаза и некоторого содержания пелитизированного калиевого полевого шпата. Кварцевые диориты также имеют среднезернистое и микро-

порфировидное строение, но такие разности пользуются небольшим распространением.

Как отмечалось выше, среди пород первой фазы преобладают кварцсодержащие и кварцевые диориты, которые по структурным особенностям относятся к среднезернистой и мелкозернистой разновидностям. Редко встречаются также микропорфировидные кварцевые диориты с криптовой структурой. На общем фоне пород первой фазы мелкозернистые кварцевые диориты образуют небольшие участки или вытянутые полосы, чередующиеся со среднезернистыми разновидностями.

В минералогическом составе кварцевых диоритов присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, кварц, калиевый полевой шпат, редко моноклинный пироксен и биотит. Содержание всех минералов подвергается большим колебаниям. Состав плагиоклаза также варьирует в широких пределах (№ 9—58). Между содержаниями породообразующих минералов никакой закономерности не наблюдается. Не усматривается зависимости даже между содержаниями таких тесно ассоциирующих между собой минералов, как калиевый полевой шпат и кварц. Отмеченные породы характеризуются постоянным присутствием калиевого полевого шпата, обычно кислым составом плагиоклаза, пониженным количеством кварца и редкостью биотита. Содержание кварца нередко понижается и породы постепенно переходят в кварцсодержащие диориты, а затем в диориты.

Вероятно, эти породы первоначально были диоритами, возникшими в результате интенсивной ассимиляции, но в период внедрения кислой магмы второй фазы преобразовались в кварцевые диориты с повышенной щелочностью. Они подвергались натриевому и калиевому метасоматозу с образованием калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза вплоть до альбита.

Калиевый полевой шпат и кварц распределены в породе неравномерно и обычно тесно ассоциируют между собой, заполняя промежутки между породообразующими минералами; редко образуют самостоятельные, разобщенные, более крупные зерна. На контакте с этими минералами плагиоклаз и роговая обманка сильно изменены. Кроме того, они замещают плагиоклаз и роговую обманку, включая в себя их реликты с

контурами разъедания. Очевидно, кварц и калиевый полевой шпат являются новообразованными минералами, возникшими в период формирования кислых пород второй фазы. Однако встречаются также ксеноморфные зерна указанных двух минералов, которые несколько не изменяют окружающие их минералы. В этом случае мы имеем разрозненные реликты кварца и калиевого полевого шпата первичной породы.

Породы второй фазы представлены мелкозернистыми, среднезернистыми и микропорфировидными розовыми гранитами. Они отличаются от нормальных гранитов пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Без исключения плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом. При уменьшении содержания калиевого полевого шпата эти породы постепенно сменяются плагиогранитами. Но совместно с калиевым полевым шпатом нередко убывает и количество кварца при сохранении номера плагиоклаза. Это наблюдается в гибридных породах, возникших благодаря контаминации гранитной магмой пород первой фазы и боковых основных эффузивов. Если же учесть кислый состав плагиоклаза, некоторые из них близко стоят к гранодиоритам и плагиогранодиоритам.

Широкие колебания в относительном содержании породообразующих минералов наблюдаются и в тех частях гранитов, которые не обнаруживают какой-либо связи с явлениями ассимиляции. В частности, постепенный переход гранитов в плагиограниты всегда совершается без видимой связи с процессами гибридизма.

Среди пород второй фазы резко преобладающими являются микропорфировидные граниты. Порфировидные вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, образующим идиоморфные кристаллы, окруженные каемкой калиевого полевого шпата. Количество вкрапленников сильно варьирует от единичных до обилия.

Исследование показывает, что плагиоклаз первоначально имел состав олигоклаза; позже, в результате ассимиляции пород первой фазы и вмещающих эффузивов юры, он приобрел состав андезина; затем, на последней стадии эволюции магмы под воздействием натрового метасоматоза, он преобразо-

вался в альбит. По правому притоку р. Цав граниты на контакте с туфобрекчиями юры контаминированы и обогащены роговой обманкой.

Основная масса микропорфировидных гранитов слагается из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, небольшого количества биотита и акцессориев. В контаминированных разновидностях уменьшается содержание кварца, калиевого полевого шпата, исчезает биотит и появляется роговая обманка; из акцессориев возрастает количество магнетита и появляется сфен.

в. Спитакский интрузив

Для Спитакского интрузива определенно устанавливается дотуронский возраст на основании наличия его галек в туронских базальных конгломератах. Радиологическими определениями он относится к нижнемеловому времени (Г. Д. Афанасьев, 1958), что хорошо согласуется с петрографическими и геологическими данными. Интрузив по петрографическому составу весьма сходен с Қохбским массивом, нижнемеловой возраст которого определяется более обоснованно.

Породы его представлены главным образом среднезернистыми роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, в которых оба цветных минерала присутствуют в различных количественных соотношениях. В центральной части интрузива редко встречаются биотитовые разновидности, приближающиеся по составу к плагиогранодиоритам. В эндоконтактах вышеотмеченные породы постепенно переходят в роговообманковые кварцевые диориты и диориты.

Минералогический состав пород определяется присутствием плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, магнетита, циркона, апатита, сфена, реже рутила. В разностях с повышенным содержанием кварца появляется калиевый полевой шпат.

По структурным особенностям и другим петрографическим деталям породы интрузива сходны с аналогичными образованиями Қохбского массива Алавердской группы.

г. Породы жильной фазы

Жильные породы нижнемелового интрузивного комплекса характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них различаются плагиоаплиты, плагиоаплит-порфиры, граноаплиты, среднезернистые жильные граниты, гранит-порфиры, пегматиты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты и микродиориты. Генетическая связь их с интрузивной деятельностью доказывается тем, что они преимущественно приурочены к интрузивам и их экзоконтактам, причем гранитоиды и тесно ассоциирующие с ними жилы обладают многими общими петрогенетическими и геохимическими признаками. Наиболее полно жильная серия пород проявлена в Алавердском районе, где обнаружены все перечисленные разновидности.

Наибольшим распространением пользуются плагиоаплиты, которые наблюдаются во всех кислых и средних интрузивах. Они имеют большое развитие особенно в гранитоидах, бедных калиевым полевым шпатом. Граноаплиты и среднезернистые жильные граниты резко уступают плагиоаплитам; их количество сравнительно возрастает в связи с увеличением в гранитоидах калиевого полевого шпата. Они пользуются наибольшим развитием в районах распространения гранитов. Содержание калиевого полевого шпата в граноаплитах и плагиоаплитах заметно увеличивается с возрастанием в интрузивах количества того же минерала, хотя из этого правила есть редкие исключения. Пегматиты имеют небольшое распространение. Они чаще всего встречаются в Спитакском массиве, Плагиоаплит-порфиры, микродиориты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты приурочены главным образом к гибридизированным интрузивам сравнительно основного состава. Они наблюдаются и в значительном удалении от обнажающихся интрузивов.

Таким образом, намечается определенная зависимость между составом жильных пород и интрузивов, что также свидетельствует об их генетическом единстве.

Породы жильной фазы приурочены в основном, к периферическим зонам массивов. Лейкократовые разновидности их контролируются мелкими локальными трещинами, в то время

как жилы меланократовых пород и плагиоаплит-порфиров пространственно тяготеют к системам более крупных трещин. Первые из них являются наиболее ранними. Они не сопровождаются закаленными оторочками и, следовательно, наиболее близко связаны по времени образования с интрузивами. Их раннее внедрение по отношению к меланократовой серии доказывается и по непосредственным пересечениям. Однако помимо ранних плагиоаплитов, в Алавердском районе констатируется наличие тех же пород более молодого возраста, образовавшихся после кварцевых диорит-порфиритов. Пегматиты связаны с граноаплитами постепенными переходами и являются, возможно, приблизительно одновременными с ними. Но в Алавердском районе установлен факт пересечения кварцевой жилы микропегматитом, что говорит о существовании пегматитов и молодой генерации.

Плагиоаплит-порфиры, микродиориты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты образуют крупные дайки с отчетливо выраженными закаленными краями. Они возникли после полной консолидации обнажающихся интрузивов, о чем свидетельствует наличие в них ксенолитов интрузивных пород. Часть их возникла после затвердевания значительно глубоких горизонтов массивов. В Цавском интрузиве подобные дайки интенсивно изменены под воздействием магмы второй фазы.

Для лейкократовых жильных пород типоморфными породообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Из цветных минералов редко в ничтожном количестве присутствует биотит. Меланократовые жильные образования отличаются от лейкократовых типов повышенным содержанием роговой обманки, отсутствием калиевого полевого шпата, пониженным содержанием кварца и большей основностью плагиоклаза. Все эти признаки указывают на их гибридный характер. Биотит опять-таки для них является редкостью.

В породах жильной фазы главные породообразующие минералы обычно подвергаются широким колебаниям. Это наблюдается даже в наиболее кислых представителях жильных образований, лишенных всяких следов контаминации. Широкие колебания в относительном содержании породообразую-

щих минералов характерны также для данной жильной породы из разных частей одного и того же интрузива.

д. Контактные изменения

Масштабы проявления контактовых изменений нижнемеловых интрузивных пород разного петрографического состава неодинаковы. Наиболее широкие контактовые ореолы возникли в связи с кварцевыми диоритами. Контактные изменения поздних инъекций магмы выражены слабо. Вокруг габброидов и кварцевых габбро-диоритов отмечаются небольшие зоны контактово-метаморфических пород, представленных плагиоклаз-пироксеновыми роговиками и эпидозитами.

В Алавердском районе во вмещающих интрузивы кварцевых диоритов юрских эффузивах образовались различные по составу контактово-измененные породы. Наиболее мощная зона этих пород наблюдается вокруг Кохбского массива, ширина её местами доходит до 4 км. Здесь же констатируется наибольшая вариация петрографического состава измененных пород. В экзоконтактовых зонах интрузивов кварцевых диоритов в грубом приближении намечаются следующие закономерности: а) в горизонтальном направлении при удалении от интрузивов степень перекристаллизации вмещающих пород постепенно уменьшается, причем при прочих равных условиях на приконтактовых участках наблюдается сильная перекристаллизация, но сравнительно слабая амфиболизация; несколько далее от контактов—слабая перекристаллизация, но сильная амфиболизация и в значительном удалении от интрузивов перекристаллизация и амфиболизация отходят на задний план, а затем исчезают, сменяясь хлоритизацией и эпидотизацией; б) в экзоконтактовых зонах в вертикальном направлении снизу вверх степень перекристаллизации пород также убывает (но в меньшей мере, чем в горизонтальном направлении), однако заметно увеличивается интенсивность амфиболизации; несколько далее от контактов амфиболизация доходит до предела, а кварцитизация и воздействие гидротермальных растворов местами усиливаются; в значительном удалении от интрузивов наблюдаются хлоритизация и эпидотизация.

ция со слабым проявлением альбитизации, серицитизации, кварцитизации, карбонатизации и отчасти амфиболизации.

Контактово-измененные породы нижнемеловых кварцевых диоритов представлены роговообманково-плаггиоклазовыми, роговообманково-плаггиоклазово-кварцевыми, плаггиоклаз-пироксеновыми роговиками, интенсивно амфиболизированными породами, рассланцованными породами типа амфиболитов и вторичными кварцитами. Наибольшим распространением пользуются интенсивно амфиболизированные породы и роговообманково-плаггиоклазовые роговики, развитые в экзоконтактовых зонах всех нижнемеловых интрузивов кварцевых диоритов. Плаггиоклаз-пироксеновые роговики встречены лишь северо-западнее г. Зикатар у непосредственного контакта Кохбского массива.

Интенсивно амфиболизированные породы пользуются большим развитием особенно в экзоконтактах Кохбского и Цахкашатского интрузивов. Это темные плотные породы с крупными (до 1 см) призматическими кристаллами роговой обманки. Почти всегда наблюдаются также вкрапленники пирита, являющегося псевдоморфозом по магнетиту. Они состоят из резко преобладающего амфибола и подчиненного плаггиоклаза. Целые участки слабо перекристаллизованной основной массы замещены мелкозернистым агрегатом амфибола.

Роговообманково-плаггиоклазовые роговики развиты у контактов интрузивов в глубоко эродированных частях. По мере удаления от кварцевых диоритов в них проявляются кварцитизация, хлоритизация и частичная серицитизация, вызванные последующими метасоматическими процессами.

Породы типа амфиболитов обнажаются южнее с. Шнох в экзоконтакте Кохбского массива. У непосредственного контакта они сильно рассланцованы с ориентированными минералами. С удалением от контакта рассланцованность постепенно исчезает; количество амфибола сначала возрастает, а затем убывает; основность плаггиоклаза уменьшается и потом повышается.

Вторичные кварциты в виде небольших полос и более крупных неправильных участков развиты по северной экзоконтактовой зоне Чочканского интрузива и вокруг Кохбского массива севернее г. Кара-Кетук, северо-восточнее г. Кондох,

северо-западнее гг. Зикатар и Мисхана. Они возникли за счет юрских эффузивов. Большой интерес представляют андалузитоносные вторичные кварциты г. Кондох, которые были выявлены К. Н. Паффенгольцем и В. Г. Грушевым. Они образуют узкую полосу меридионального направления. Это тонко- и мелкозернистые беловато-серые сахаровидные породы с различными оттенками. На самой вершине г. Кондох встречаются слоистые и полосчатые кварциты, с чередованием различно окрашенных полос. В них андалузит присутствует от обилия (до 68 %) до полного отсутствия. Андалузит образует скопления или вытянутые цепочки и жилкообразные полосы. Местами жилки андалузита образуют раздувы и пережимы. Основное значение в возникновении таких обогащенных глиноземом жилкок Д. С. Коржинский придает охлаждению и нейтрализации послемагматических растворов по мере проникновения их в экзоконтактовую зону.

Контактовые изменения, связанные с нижнемеловыми плагиогранодиоритами Алавердской группы, хорошо наблюдаются в западной и восточной оконечностях Банушского интрузива, у северо-западной окраины с. Бардазор и к северу от области развития кварцевых альбитофиров. Все они образовались за счет отложений средней и верхней юры. Среди измененных пород резко преобладают продукты контактово-метасоматических процессов, образующие мощные полосы осветленных пород. Судя по ассоциации постмагматических минералов, они возникли в результате кварцитизации и натриевого метасоматоза под воздействием богатых кремнеземом и натрием растворов. Позднее они подвергались хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Среди них преобладают кварц-плагиоклазовые породы, приближающиеся к вторичным кварцитам. Редко встречаются плагиоклаз-серицитовые, плагиоклаз-эпидотовые и плагиоклаз-эпидот-хлоритовые породы. Парагенетические ассоциации постмагматических минералов показывают, что при контактово-метасоматических явлениях из порфиритовых пород были вынесены магний, железо, но привнесены натрий и кремний. Редко попадающиеся цветные силикаты могли образоваться за счет компонентов исходных пород. У непосредственных контактов плагиогранодиоритов

редко встречаются мраморы, плагиоклаз-роговообманковые, пироксен-скаполитовые и плагиоклазовые роговики.

Контактные явления в связи с нижнемеловыми плагиогранитами Алавердской группы проявлены слабо. Они выражаются в образовании небольшой полосы роговообманково-плагиоклазовых роговиков вокруг Ахпатского интрузива. В некотором удалении от него под влиянием гидротермальных растворов возникли также плагиоклаз-кварц-серицитовые, плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатные породы и вторичные кварциты.

Контактные процессы особенно слабо проявлены в связи с гранитами. Контактирующие с ними юрские эффузивы основного состава полностью сохраняют свои структурные особенности и только их основная масса отчасти перекристаллизована.

Контактное воздействие нижнемеловых интрузивных пород Цавской группы на вмещающие эффузивы основного состава выражается в образовании роговиков, характеризующихся небольшим разнообразием петрографического состава. Поскольку боковые породы представлены однообразными порфиритами и их пирокластическими производными, состав роговиков находится в зависимости от состава интрузивных пород. В связи с породами первой фазы возникли плагиоклаз-амфиболовые, редко плагиоклаз-амфибол-пироксеновые роговики. Под воздействием магмы второй фазы образовались альбит-эпидотовые и олигоклаз-амфиболовые роговики. Породы первой фазы вызвали главным образом амфиболлизацию, в то время как с внедрением гранитов второй фазы связана широкая альбитизация и кварцитизация. В первых двух типах роговиков амфибол образовался как за счет исходных вулканогенных пород, так и за счет привнесенных из магмы компонентов, т. е. происходило удаление из контаминированной магмы железа, магния и др. элементов во внешнюю оболочку. Во вторых типах роговиков амфибол возник за счет компонентов исходных пород, а плагиоклаз преобразовался в альбит и альбит-олигоклаз действием натрового метасоматоза. При образовании этих роговиков имело место удаление из кислой магмы второй фазы во внешнюю оболочку натрия и отчасти кремния.

Контактные изменения Спитакского массива хорошо на-

блюдаются в его северо-западной части, где порфириды палеозоя у непосредственного контакта сильно перекристаллизованы и превращены в плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики с выделениями крупных кристаллов моноклинного пироксена. По мере удаления от контакта происходят следующие изменения: 1) роговиковая структура становится неотчетливой; 2) уменьшается степень перекристаллизации; 3) порфиробласты пироксена исчезают, но появляются участки, сплошь замещенные агрегатом роговой обманки; 4) в основной массе количество пироксенов резко падает, затем они исчезают; 5) быстро возрастает содержание роговой обманки, но она становится все более светлой; 6) увеличивается количество кварца и уменьшается основность плагиоклаза. В значительном удалении от контактов появляются слабо перекристаллизованные, но интенсивно амфиболизированные породы, почти идентичные таковым экзоконтактовой зоны Кохбского массива.

4. МАГМАТИЗМ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО-ПАЛЕОЦЕНОВОГО ЭТАПА

В течение верхнемелового-палеоценового этапа происходит существенная перестройка режима геотектонического развития Малого Кавказа. В верхнем меле почти весь Малый Кавказ вовлекается в прогибание с образованием значительного количества геосинклинальных прогибов, секущих структуры предыдущих этапов. В связи с этим геосинклинальное развитие альб-верхнемелового времени Малого Кавказа А. А. Габриелян считает наложенным. В это время формируются наиболее крупные Прикуринская, Приараксинская и Присеванская геосинклинальные зоны, в которых вследствие интенсивного погружения происходит мощное накопление вулканогенно-осадочных отложений. Среди них, по А. Т. Асланяну, резко выделяется Присеванская зона, являющаяся, по его мнению, сегментом ствола Средиземноморского орогена. Согласно А. Т. Асланяну, с начала верхнего мезозоя намечается ряд перманентных разломов глубокого заложения.

В связи с возникновением Акеринского прогиба Кафанский участок юрско-нижнемеловой единой геосинклинальной

зоны отделяется от ее северо-западной части. По середине этой зоны некоторые участки продолжают оставаться областью размыва. Это в основном те антиклинории, в которые вторглись гранитоиды. После плутонической консолидации, по-видимому, они превратились в весьма устойчивые участки.

В начале прогибания Малого Кавказа в геосинклинальных зонах возникает альбсеноманская терригенная формация с незначительным туфогенным материалом, в верхнем туроне—нижнем сеноне происходит интенсивное прогибание геосинклиналей с образованием вулканогенно-осадочной формации, в верхнем сеноне в период максимального развития трансгрессии формируется известняково-мергельная формация, в дате и палеоцене, в связи с проявлением мощных орогенических движений, имеет место региональное поднятие и регрессия моря. Отложения дата и палеоцена имеют незначительное распространение и представлены флишондными образованиями.

В связи с общим короблением Малого Кавказа в рассматриваемом этапе эффузивный магматизм охватывает широкое поле—почти все прогибающиеся геосинклинальные зоны. Эффузивная деятельность весьма слабо проявляется в сеномане, с наибольшей силой вспыхивает в туроне, коньяке и сантоне, резко ослабевает в нижнем кампане и почти затухает в верхнем кампане-маастрихте.

В верхнемеловое время в период наиболее интенсивного погружения внедряется гипербазитовая магма, давая преобладающую часть известного офиолитового пояса Малого Кавказа, приуроченного к краевой части Присеванского интрагеосинклинального прогиба, выполненного главным образом верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями. Среди исследователей имеются разногласия в отношении возраста интрузивных пород офиолитового пояса. Одни считают их третичными, другие—верхнемеловыми, третьи—верхнемеловыми-третичными.

В верхнем меле офиолитовые интрузивы возникают также в Приараксинском прогибе, где представлены многочисленными небольшими выходами ультраосновных и основных пород, приуроченными к одноименному глубинному разлому.

В дате или, может быть, палеоцене, в период проявления

орогенических движений, видимо, происходит внедрение незначительных выходов гранитоидов южнее г. Кировабада.

После регионального поднятия, имевшего место в дате-палеоцене, Прикуринская зона в дальнейшем также характеризуется нисходящими движениями, лишь кратковременно сменяющимися восходящими. Поэтому она сохраняет геосинклинальные тенденции развития в течение последующих этапов. Приараксинская зона с кратковременными перерывами также вовлекается в длительное опускание. Остальная, резко преобладающая часть юго-западного блока и Присеванская зона сочленяются, образуя единый блок¹, именуемый в литературе Складчатой зоной Армении (по К. Н. Паффенгольцу), Армянским тектоническим комплексом (по А. А. Габриеляну), Севанским оротектоническим поясом (по А. Т. Асланяну). На этом блоке характер и интенсивность тектонических движений неоднократно меняются. Между Армянским блоком и Прикуринской зоной выступает Сомхето-Карабахский блок со своим Кафанским участком, который в дальнейшем характеризуется общим перманентным поднятием.

А. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

В связи с общим прогибанием Малого Кавказа в верхнем меле сфера проявления эффузивного магматизма расширяется. Эффузивная деятельность приурочивается главным образом к трем зонам—Прикуринской, Присеванской и Приараксинской. Верхнемеловой вулканизм наиболее интенсивно и длительно развивается в Прикуринской зоне, где усматривается наибольшее прогибание (мощность комплекса верхнемеловых отложений здесь доходит до 3000 м).

Продукты эффузивного магматизма в разных регионах занимают несколько различное стратиграфическое положение. В Прикуринской зоне они относятся к сеноману, верхнему турону, коньяку, сантону, нижнему кампану, на соседней территории Азербайджана—к турону-сантону, в Приараксинской зоне (в долине р. Веди)—к коньяку, в Присеванской зоне—к

¹ Для краткости в дальнейшем мы будем называть его Армянским.

туруну, коньяку, в Зангезуре—к верхнему турону, коньяку, сантону.

Как видно, в составе верхнемелового сложного вулканогенно-осадочного комплекса вулканогенными чаще всего являются верхний турон, коньяк и сантон. Сеноман и кампан обычно выражены в осадочной литофации. Эффузивные породы сеномана известны в окрестностях с. Ноемберян, где они представлены туфами кислого состава. Восточнее, в бассейне левых притоков р. Агстев, по А. Т. Асланяну, сеноманские отложения сильно обогащаются туфовым материалом, приобретая облик туфоосадочных образований. Среди верхнемеловых вулканогенных пород наибольшее распространение имеют эффузивы коньяка.

Разрезы верхнемеловых вулканогенных пород в разных районах по составу заметно отличаются друг от друга. Так, между рр. Дебед и Агстев, по А. Т. Асланяну, нижние и средние горизонты вулканогенной толщи турона-коньяка сложены фиолетово-серыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями порфиритов, включающими потоки и дайки порфиритов, прослой и линзы конгломератов, туфопесчаников и известняков. Выше располагается свита кварцевых и бескварцевых альбитофиров и их туфов, которая в некоторых районах переслаивается туфами и туфобрекчиями порфиритов. Центрами излияния альбитофиров, согласно К. Н. Паффенгольцу, В. П. Ревгартену, А. Т. Асланяну и др., являются экструзивные конусы Пипиз, Кракасар и другие. Корнями излияний полосчатых альбитофиров бассейна р. Дебед, по наблюдениям А. Т. Асланяна, являются дайки альбитофиров, обнажающиеся между сс. Ламбалу и Калача. Подобные альбитофировые дайки встречены нами между сс. Ахкерпи и Садахло среди верхнемеловых отложений.

В Иджеванском синклинии, по А. Т. Асланяну и А. А. Атабекяну, мощность отложений турона-коньяка резко уменьшается. Здесь они представлены туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, реже фиолетовыми порфиритами и терригенными образованиями.

Всюду кровлей вулканогенной толщи турона-коньяка, как отмечает А. Т. Асланян, является маркирующий горизонт голубых витрофировых туфов, прослаивающийся иногда гли-

нистыми известняками, фельзитовыми туфами и имеющий в основании известняки и базальные конгломераты с верхнесантонской фауной.

В долине р. Веди, по В. Л. Егояну, вулканогенные породы верхнего мела образуют хосровскую толщу, сложенную главным образом порфиритами.

В бассейне оз. Севан верхнемеловые эффузивные породы, согласно К. Н. Паффенгольцу, С. Б. Абовяну и др., представлены порфиритами, диабазами, туфоконгломератами туфобрекчиями, включающими пачки и линзы известняков и конгломератов.

В Зангезуре, по В. Т. Акопяну, вулканогенный материал представленный туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, слагает низы татевской свиты верхнего турона (?)—нижнего коньяка. В Сваранцкой же свите верхнего коньяка, по данным В. Т. Акопяна, встречаются те же породы, которые выше сменяются толщей плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, их туфобрекчий и туфоконгломератов сантона.

Описание продуктов верхнемелового вулканизма ниже проводится по отдельным регионам.

1. СЕВЕРНАЯ АРМЕНИЯ И СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ

Верхнемеловые вулканические образования Северной Армении за последнее время с петрографической точки зрения детально изучены А. Х. Мнацаканян (1964). В составе вулканогенной серии верхнего мела А. Х. Мнацаканян выделяет три крупных комплекса, краткая характеристика которых приводится ниже по её данным.

Первый комплекс обособляется в пределах Иджеванского и Таузского прогибов и относится к верхнему турону—нижнему коньяку. Породы его представлены туффитовыми песчаниками, туффитами и туфами андезито-дацитового и дацитового составов. В различных разрезах состав комплекса значительно меняется. Так, по левобережью р. Ахум, где он приобретает наибольшую мощность (276 м), существенную роль играют вулканомиктовые брекчии, песчаники и конгломераты с маломощными прослоями кристаллокластических ту-

фов дацитового состава. В разрезах с. Ачаджур доминируют туффитовые песчаники, включающие потск долеритовых порфиритов и пласт-туфов андезито-дацитов. В районе с. Саригюх и по левобережью р. Тауш преобладают туфовые песчаники и мелкогалечные конгломераты.

Второй комплекс, относящийся к верхнему коньку—нижнему сантону, пользуется более широким распространением, представляя собой сложное фациальное сочетание вулканогенно-обломочных и лавовых пород различных составов. Мощность его сильно варьирует от 880 м (в районе с. Кохб) до 140 м (у г. Иджеван). Соотношения обломочных и лавовых пород в составе комплекса меняются как в различных разрезах, так и на разных горизонтах одного и того же разреза. Например, в основании Кохбского разреза располагаются главным образом вулканические брекчии с горизонтами конгломератов, маломощными потоками базальтов и линзам туффитовых песчаников. Выше по разрезу количество лавового материала возрастает до полного исчезновения обломочного. В районе сс. Котигюх, Саригюх и Ачаджур обломочные образования преобладают над лавовыми, а в Иджеване количество лавового материала достигает минимума и основная роль принадлежит туфопесчаникам с вулканическими брекчиями и конгломератами. В Таузском прогибе в нижних и верхних горизонтах комплекса доминируют вулканические брекчии, в средних частях—потоки и покровы лав.

Однако в самых общих чертах, как отмечает А. Х. Мнацакян, в нижних и средних частях разрезов преобладают вулканические брекчии и конгломераты, в верхних—лавы.

Лавы образуют потоки и покровы мощностью 5—25 м, сложенные базальтовыми, долеритовыми и андезитовыми порфиритами, развитыми в средних и верхних частях разрезов. В покровах отдельные потоки разделены мандельштейновыми оторочками или брекчиями. Базальтовые порфириты иногда образуют линзовидные тела, залегающие в различных горизонтах стратиграфических разрезов. Перечисленные петрографические типы пород слагают также пластовые залежи мощностью 5—40 м, приуроченные к различным частям комплекса. По контактам крупных пачек различных пород отмечаются сложные многоярусные пластовые залежи.

В нижних горизонтах разрезов широким развитием пользуются дайки базальтов, оливиновых диабазов и долерит-порфиритов. В окрестностях сс. Қохб, Қотигюх и Кущи-Айрум-Мазамлы известны также субвулканические тела андезитов.

Вулкано-кластические образования представлены лавовыми и вулканическими брекчиями и конгломератами, туфами и туффитовыми песчаниками. Лавовые брекчии, имеющие базальтовый состав, пользуются незначительным развитием в виде отдельных потоков и небольших участков. Вулканические брекчии слагают главную массу комплекса и характеризуются разнообразным составом (базальтовым, андезито-базальтовым, иногда андезитовым). Они состоят из преобладающих слабоокатанных обломков порфиритов, сцементированных сильно цеолитизированным туффитово-песчаным материалом. Окраска их фиолетово-серая, лиловая и красноватая. В горизонтальном и вертикальном направлении вулканические брекчии местами постепенно сменяются конгломератами, отличающимися меньшими размерами обломков. Включения брекчий и конгломератов преимущественно представлены миндалекаменными базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Встречается и другой тип вулканических брекчий, отличающийся от предыдущих однообразием состава и размером обломков, частым чередованием с мандельштейнами и туфами порфиритов, отсутствием линз туффитовых песчаников и вулканических конгломератов. Туфы встречаются небольшими прослоями среди вулканических брекчий и состоят из угловатых обломков порфиритов базальтового—андезито-базальтового состава и стекловатой массы.

Третий комплекс относится к верхнему сантону—нижнему кампану и характеризуется наибольшей пестротой фаций. В Прикуринской зоне и Таузском прогибе слагающие его породы представлены продуктами кислой магмы, которые часто замещаются осадочными отложениями. Среди них преобладают пирокластические производные. В большинстве случаев рыхлый обломочный материал и разнообразные туфы (преимущественно агломератовые) слагают нижние горизонты комплекса, сменяющиеся сверху лавами кислого состава. В Иджеванском прогибе к этому комплексу относятся андези-

товые и андезито-базальтовые порфириты, пластовая залежь долеритов и тела липаритовых порфиров.

Пирокластические образования представлены агломератовыми и мелкообломочными пепловыми туфами и лавовыми брекчиями. Агломератовые туфы обнажаются в нижних частях разрезов с. Кохб, р. Тауш и с. Лалигюх, где образуют небольшой мощности (от 25 до 60 м) пласты, нередко чередующиеся с прослоями мелкообломочных туфов. Это грубообломочные розовато-желтые и буровато-красные породы, состоящие из угловатых, неправильных, редко изометричных обломков липаритовых порфиров и туфов этого же состава, крепко сцементированных литокристаллокластическими туфами липарито-дацитов.

Мелкообломочные пепловые туфы располагаются обычно в верхних горизонтах комплекса и образуют маломощные пласты, линзы и прослои характерного зеленовато-голубого и беловатого цвета. В районе с. Неркин Кармир-ахпюр они чередуются со своеобразными туфоконгломератами, содержащими крупные обломки дацитовых порфиров величиной до 30—60 см. Рассматриваемые туфы бассейна р. Тавуш Ш. А. Азизбеков и Г. А. Керимов относят к трассам.

Лавовые брекчии имеют липаритовый состав и в виде незначительных жилоподобных тел участвуют в строении вулканических куполов липаритовых порфиров. Они состоят из обломков липаритовых порфиров, реже андезитовых порфиритов и вкрапленников минералов, погруженных в неоднородную лавовую массу.

На склонах гг. Уч-Гюль и Мровул встречаются маломощные (8—12 м) потоки обсидиан-перлитов, заключенные между туфами и липаритовыми порфирами.

Лавовые образования представлены липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами. Последние чаще всего образуют экструзивы, сосредоточенные в полосе северо-западного направления.

Андезито-базальтовые и андезитовые лавы, локализованные в Иджеванском прогибе, в окрестностях сс. Саригюх и Севкар, представлены последовательно залегающими потоками с прослоями осадочных пород и кислых туфов. Андезитобазальтовые порфириты встречаются и в виде даек.

Ниже приводится краткое петрографическое описание вулканогенных пород верхнемеловой серии Северной Армении по данным А. Х. Мнацаканян (1964).

Лавовые породы (нижний коньяк—сантон)

Оливиновые базальтовые порфириты являются одним из широко развитых типов пород в нижних горизонтах коньяк-нижнесантонского комплекса. Это плотные черные породы, которые под микроскопом обнаруживают порфировую структуру. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливином. Плагиоклаз присутствует в таблитчатых зонарных кристаллах, по которым развиваются цеолиты, хлорит и карбонат. По составу отвечает № 92—93 в центральных частях и № 78—80 в краевых зонах вкрапленников. Моноклинный пироксен образует бесцветные корродированные короткопризматические кристаллы. Оливин обычно полностью замещен вторичными продуктами (хлорит, серпентин, иногда идингсит) и окружен тонкой опацитовой оторочкой. Гиалопилитовая, микродолеритовая и интерсертальная основная масса состоит из плагиоклаза (№ 58—62), моноклинного пироксена, рудного минерала и стекла.

Оливиновые долеритовые и диабазовые порфириты связаны часто с предыдущими типами пород постепенными переходами, отличаясь большей кристалличностью основной массы и более крупными размерами вкрапленников. Они слагают крупные потоки, пластовые тела и дайки. Микроструктура порфировая с полнокристаллической, обычно долеритовой структурой основной массы. Порфировые выделения—плагиоклаз (№ 72—94), оливин и пироксен. Последний по оптическим свойствам отвечает богатым кальцием диопсид-авгитам. Зерна его нередко концентрируются в мономинеральные гломеропорфировые скопления. Основная масса слагается из плагиоклаза (№ 60—75), моноклинного пироксена, рудного минерала и апатита. Существенной составной частью ее является также палагонитовое вещество, заполняющее интерстиции между плагиоклазом и пироксеном.

Плагиобазальтовые порфириты и диабазовые плагиопор-

фириты отличаются от вышеописанных типов почти полным отсутствием фенокристаллов цветных минералов и преобладающей ролью основного плагиоклаза. Для их основной массы часто характерны пойкилитовые структуры. Чаще всего они встречаются в средних горизонтах разреза по р. Тавуш.

Оливиновые диабазы имеют ограниченное распространение и в основном образуют дайки. Это полнокристаллические породы, весьма сходные с долеритовыми и диабазовыми порфиритами.

Мандельштейновые порфириты—один из широко развитых типов пород в обломочной части туфобрекчий и в верхах лавовых потоков. Структура их порфировая с гялопилитовой, иногда интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники представлены интенсивно цеолитизированным плагиоклазом (№ 76—82), разложенным оливином, моноклинным пироксеном. Для основной массы характерно большое количество стекловатого базиса, в котором разбросаны игольчатые и призматические кристаллы плагиоклаза и моноклинного пироксена. Обильные в породах миндалины обычно оторочены палагонит-хлоритовой каймой и выполнены агрегатами цеолитов.

Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты пользуются сравнительно ограниченным распространением, за исключением района с. Саригюх. Среди них выделяются гиперстеновые, двупироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые разности.

Гиперстеновые и двупироксеновые разности темно-серые массивные плотные породы, обнаруживающие под микроскопом порфировую структуру. В порфириковых выделениях присутствуют плагиоклаз, гиперстен и клинопироксен. Первый образует широкие корродированные таблитчатые зерна (№ 47—63), содержащие точечные стекловатые включения и удлиненные призматические кристаллы (№ 37—45). Гиперстен с плагиоклазом нередко образует гломеропорфириковые сростки, иногда же тонкой каемкой обрастает моноклинный пироксен. Последний встречается в резорбированных и мелких неправильных зернах с включениями стекла. С цветными минералами ассоциирует титаномagnetит. Основная масса состоит из доминирующего стекла, микролитов и лейст плагиоклаза

(№ 35—42), пироксена и рудного минерала. Структура ее гналопилитовая и интергранулярная.

Встречаются мандельштейновые андезитовые порфириты (вмещающие месторождения агата—Саригюх, Севкар), характеризующиеся наличием обильных миндалин и жеод, заполненных опалом, халцедоном, агатом, кварцем и аметистом.

Восточнее с. Саригюх известны флюидалные разности двупироксеновых андезито-базальтовых порфиритов, представляющих витрофировой структуры стекловатые породы, основная масса которых сложена разноокрашенными и различно закристаллизованными полосами.

Роговообманковые андезитовые порфириты являются редкостью (встречены только у с. Кохб) и отличаются от сходных андезито-базальтовых порфиритов большей степенью расстеклования, отсутствием микролитов клинопироксена и обилием хлорита. Вкрапленники плагиоклаза относятся к лабрадору (в ядре № 53—58). Роговая обманка встречается в виде призматических кристаллов, окруженных опацитовой каймой. Некоторые зерна нацело опацитизированы.

Плагиоклазовые андезитовые порфириты встречаются в основании верхнесантонских эффузивов с. Саригюх, в разрезе р. Тавуш и образуют субвулканические тела в окрестностях сс. Котигюх и Куши-Айрум. В них вкрапленники представлены плагиоклазом, реже роговой обманкой. Плагиоклаз присутствует в таблитчатых зонарных кристаллах и относится к андезину (№ 44—45 в ядре, № 35—37 на периферии). Гналопилитовая основная масса состоит главным образом из бесцветного, заметно раскристаллизованного стекла и микролитов плагиоклаза (№ 33—37).

Липарито-дацитовые порфиры встречаются редко и представляют светло-серые, розоватые массивные и флюидалные породы с вкрапленниками полевого шпата. Под микроскопом в витрофировой основной массе выделяются фенокристаллы плагиоклаза (№ 33—37), редко роговая обманка. Последняя буровата и сильно опацитизирована.

Липаритовые порфиры имеют большое распространение. Макроскопически это светлые, розовые и сероватые, массивной и флюидалной текстуры породы, среди которых под микроскопом различаются плагиоклазовые, биотитовые, роговооб-

манковые, гиперстен-роговообманковые и кварцевые разновидности. Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми зонарными кристаллами, соответствующими № 26—36. В липаритовых порфирах некоторых районов по нему развивается калиевый полевой шпат (левобережье р. Джогаз) или альбит (с. Кохб). Биотит содержит циркон, апатит, по краям он опацизирован. Обыкновенная роговая обманка образует призматические, иногда сдвойникованные кристаллы, окрашенные в буровато-зеленый цвет. Она окружена тонкой опацизированной каймой. Гиперстен встречается редко в виде призматических зерен, обнаруживающих заметный плеохроизм. Кварц также редко присутствует во вкрапленниках, часто корродирован и раздроблен. Структура основной массы липаритовых порфиров разнообразная. Для массивных разновидностей характерна микропйкилитовая, фельзитовая и аллотриоморфнозернистая структура. Светлоокрашенные полосы флюидальных разновидностей обладают фельзитовой, редко панааллотриоморфнозернистой структурой, а темноокрашенные участки—гиалопилитовой или пилотакситовой.

Обсидиан-перлиты—смоляно-черные породы с шаровидными обособлениями буровато-коричневой окраски. Под микроскопом изотропное стекло обладает перлитовой микроотдельностью с концентрическими трещинками сферической формы. В шаровидных обособлениях отмечается ярко-желтое стекло и буровато-серое раскристаллизованное анизотропное вещество. В породе встречаются вкрапленники кислого плагиоклаза (№ 27—34) и биотита, а также мелкие зерна циркона, апатита, магнетита.

Пирокластические и обломочные породы

Сеноман. В окрестностях с. Ноемберян в отложениях сеномана встречаются прослои хлоритизированных и карбонатизированных туфов дацитового и липарито-дацитового составов, среди которых различаются фельзитовые, витрокристаллокластические, реже литокластические разности. Первые—желтоватые тонкообломочные породы, сложенные угловатыми обломками кислого плагиоклаза, кварца и криптофельзитовым

агрегатом, содержащим хлорит и карбонат. Вторые разности—зеленовато-серые породы, состоящие из обломков кварца, кислого плагиоклаза, стекла, сцементированных криптофельзитовым веществом, карбонатом и хлоритом. Литокластические туфы сложены обломками тех же минералов, а также обломками основной массы гиалопилитовой структуры, сцементированными разложенным веществом.

Верхний турон—нижний коньяк. Пирокластические породы этого возраста представлены туфами андезито-дацитового состава, обнажающимися в разрезах с. Ачаджур и р. Ахум. В первом разрезе они образуют маломощный пласт и имеют игнимбритовый облик. Обычно это кремовые и кремово-желтые породы с обломками минералов, темноокрашенных пород и линзовидными стекловатыми включениями. Количество обломков сильно варьирует. Под микроскопом среди обломков встречаются плагиоклаз (№ 30—40), клинопироксен, кварц, вулканическое стекло, долеритовые порфириды, песчаники, порфириды, кварцевые порфиры. Связующая масса сваренных туфов представлена раскристаллизованным фельзитовым агрегатом с ожелезненными пепловыми частицами стекла, а афанитовых туфов—тончайшим агрегатом пепловых частиц бесцветного стекла.

Во втором разрезе туфы зеленовато-голубые тонкополосчатые породы, сложенные осколками кварца, плагиоклаза и тонкообломочной связующей массой. Эти туфы по составу соответствуют липарито-дацитам.

Верхний коньяк—нижний сантон. Туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов обломочного облика кирпично-красные породы, обнаруживающие под микроскопом литокристаллокластическую структуру. Они состоят из неправильных обломков базальтовых оливинных и мандельштейновых порфиритов, основного плагиоклаза, клинопироксена, разложенного оливина, сцементированных обломочным материалом.

Верхний сантон. К пирокластическим породам липарито-дацитового и липаритового составов относятся различные туфы—агломератовые, кристаллокластические, витрокристаллокластические, фельзитовые, спекшиеся пепловые и трассы.

Агломератовые туфы—грубообломочные розовато-серые, кремовые породы. В обломочной части их присутствуют липа-

ритовые порфиры, фельзитовые туфы, базальты, андезитовые порфириты, кварц, кислый плагиоклаз, кислое вулканическое стекло. Они сцементированы кристалловитрокластической массой, слагающейся из кварца, альбита, обломочного строения неоднородной массы и стекловатого изотропного материала.

Кристаллокластические туфы—сероватые рыхлые породы, лишенные порфиробластов и состоящие из мельчайших обломков кварца, плагиоклаза и вулканического стекла.

Фельзитовые туфы—плотные кремовые и розовато-серые породы, состоящие из обломков кварца и кислого плагиоклаза, пластинок биотита и связывающего витрокластического материала.

Трассы обнажаются в левобережье р. Тауш. По данным Ш. А. Азизбекова и Г. А. Керимова, они представляют собой туфолаву, богатую водой. А. Х. Мнацакян относит их к пирокластическим образованиям. По описаниям Ш. А. Азизбекова и Г. А. Керимова, трассы плотные, зеленые, светло-голубые, светло-серые породы, обладающие иногда флюидальной текстурой. Они состоят из неотчетливо зонарного плагиоклаза (№ 38—40), корродированного кварца, зеленой роговой обманки, коричневого биотита, коротко-призматического авгита, магнетита, апатита, сцементированных стекловатой массой. Встречаются также халцедон радиально-лучистого строения, обломки туфов и сферолиты опалового состава. По А. Х. Мнацакян, трассы имеют липарито-дацитовый состав.

II. БАССЕЙН ОЗ. СЕВАН

В бассейне оз. Севан верхнемеловые (нижний сенон) вулканогенные образования, по С. Б. Абовяну, представлены плагиоклазовыми порфиритами, диабазами, туфоконгломератами, туфобрекчиями. Ниже приводится их описание по данным С. Б. Абовяна.

Плагиоклазовые порфириты мелкозернистые породы от зеленовато-серого до темно-серого цвета. Структура порфировая с микрокристаллической и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники—плагиоклаз, реже моноклинный пироксен, роговая обманка. Плагиоклаз относится к лабрадору, по ко-

тому развивается эпидот. Моноклинный пироксен представлен авгитом, иногда диопсидом. Оба они интенсивно хлоритизированы. Роговая обманка относится к зеленой разности, местами полностью замещенной хлоритом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, реже кварца. Она сильно хлоритизирована, эпидотизирована и карбонатизирована.

Диабазы сильно разложенные породы от зеленого до серого цветов. Структура офитовая. Они состоят из лейст плагиоклазов, моноклинных пироксенов, магнетита, титанита и вторичных минералов—хлорита, эпидота, карбоната. Местами констатируется обильное выделение водных окислов железа, которые придают диабазам коричневатокрасный цвет. Миндалины породы заполнены хлоритом и карбонатом. Встречаются и диабазы порфировой структуры, вкрапленники которых представлены лабрадором и диопсидом. Первый из них обычно пелитизирован и эпидотизирован, а второй—хлоритизирован и карбонатизирован.

Туфоконгломераты и туфобрекчии представляют типичные кластические породы грязно-зеленоватого, иногда буроватого и красного цвета. В них обломки составляют более 50 % общей массы породы и представлены диабазами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами. В их составе принимают участие также плагиоклаз, авгит, роговая обманка, мелкие сгусткоподобные выделения гидроокислов железа, изредка кварц. Цемент состоит из хлоритового, глинистого, кремнистого вещества, кальцита и пылевидных выделений рудного минерала.

III. БАССЕЙН Р. ВЕДИ

В долине р. Веди, как отмечалось выше, продукты верхнемелового вулканизма образуют хосровскую толщу мощностью 300 м. Согласно В. Л. Егояну, она относится к коньяку и располагается между осадочными отложениями турона и коньяка—сантона. В строении ее резко преобладают порфириты, редко встречаются вулканогенно-обломочные и осадочные породы.

По исследованиям А. Х. Мнацаканян (1964), в основании

хосровской толщи залегают миндалекаменные порфириды и обломочные разности—лавовые, иногда туфовые брекчии, мелкообломочные туфы, порфирито-карбонатные брекчии. Выше по разрезу следуют различные порфириды с прослоями известняков и песчаников. Эти осадочные породы начинают преобладать в верхних частях разрезов у с. Азизкенд и в ущелье р. Хосров.

Порфирито-карбонатные брекчии обнажаются в ущелье р. Хосров, где залегают на красноватых известняках и состоят из обломков порфиритов, сцементированных карбонатами. Количество обломков, как отмечает А. Х. Мнацаканян, возрастает снизу вверх по разрезу и отмеченные породы приобретают облик брекчиевых порфиритов.

Породы хосровской толщи, по А. Х. Мнацаканян, представлены базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, среди которых выделяются диабазовые, базальтовые, миндалекаменные и вариолитовые разности. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, изредка оливином. Плагиоклаз интенсивно альбитизирован, моноклинный пироксен обычно замещен хлоритом, серпентином, эпидотом, оливин нацело преобразован. Основная масса порфиритов также сильно изменена.

Продукты верхнемелового эффузивного магматизма пользуются широким развитием и на соседней территории Азербайджана, где они, по Р. Н. Абдуллаеву (1963), локализованы в пределах Казахского, Агджакендского, Мартунинского прогибов и во внешней предгорной зоне Малого Кавказа. Здесь они относятся к турону—сантону и по петрографическому составу весьма сходны с разновозрастными аналогичными породами Армении.

Породы лавовой фации, по Р. Н. Абдуллаеву, представлены преимущественно порфиритами, андезитовыми, базальтовыми порфиритами и их миндалекаменными разностями, липаритовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами, а породы субинтрузивной и субвулканической фации—диоритовыми и долеритовыми порфиритами, габбро-порфиритами, биотитовыми и роговообманковыми альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Среди пирокластолитов основной магмы доминируют крупнообломочные вулканические брекчии, агломе-

ратовые туфы и туфобрекчии. Породы пирокластической фации кислой магмы представлены мелкообломочными вулканическими брекчиями, туфобрекчиями и различными туфами.

Разрезы верхнемеловых вулканогенных образований, как показали исследования Р. Н. Абдуллаева, различны в разных прогибах. В Казахском прогибе вулканогенные породы основного состава турона—коньяка выше сменяются кислыми эффузивами (кварцевые и бескварцевые альбитофиры и др.) сантона. Обратная картина наблюдается в Агджакендском прогибе, где в основании разреза залегают кислые эффузивы, сменяющиеся кварцу основными. В обоих прогибах среди продуктов как основной, так и кислой магмы резко преобладают пирокластолиты. В Мартунинском синклинии верхнемеловая вулканогенная толща сложена преимущественно лавовыми покровами исключительно основного состава. В строении толщи встречаются маломощные прослои пирокластолитов того же состава.

Б. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

В верхнемеловое время в период интенсивного прогибания Присеванской зоны, согласно большинству геологов, формировалась главная масса пород офиолитового пояса Малого Кавказа.

Но, как выше было отмечено, возраст офиолитовой формации является дискуссионным и горячие споры вокруг этого вопроса не прекращаются.

По К. Н. Паффенгольцу и С. Б. Абовяну, в верхнем эоцене в процессе складкообразования возникли разрывные нарушения, по которым поднималась габбро-перидотитовая магма, давая известный офиолитовый пояс Малого Кавказа. По мнению многих исследователей (В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, М. А. Кашкай, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Т. Ш. Татевосян и другие), преобладающая масса офиолитов имеет верхнемеловой возраст.

Внедрение большей части ультраосновных пород Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин связывают с предверхнесантонскими движениями и полагают, что массовое внедрение гипербази-

тов совпадает со временем резкого погружения Севано-Курдистанского прогиба и почти столь же интенсивного поднятия смежных районов. При этом, по их мнению, в нижнем сантоне по северо-восточному ограничению этого прогиба возникли разрывы типа глубинных разломов, обуславливающие внедрение гипербазитов.

По А. Т. Асланяну, внедрение ультраосновной магмы происходило в три этапа, совпадающие во времени с периодами интенсивного погружения Присеванской зоны в турон-коньяке, сеноне и эоцене.

А. Л. Книпер, Ю. Л. Костанян (1964) считают, что время образования ультрабазитов Присеванского пояса—досенонское. Ими выделяется и комплекс гипербазитов, представленный протрузиями, которые внедрились в холодном состоянии в третичные отложения.

В последнее время С. А. Паланджян (1965) внедрение гипербазитов Севанского хребта относит к верхнеюрскому времени, а вторжение габброидов связывает с предсенонской орогенической фазой, предполагая значительный возрастной разрыв между моментами интрузий ультраосновных и основных пород.

Спорным является и геологическое положение Приараксинского пояса. Возраст его К. Н. Паффенгольцем и С. Б. Абовяном определяется как верхнеэоценовый, А. Т. Асланяном—досантонский, Р. А. Аракеляном—предэоценовый.

Ультраосновные и основные породы Малого Кавказа образуют два узких и прерывистых пояса—Присеванский (Севано-Амасийский) и Приараксинский (Вединский). А. Т. Асланяном (1958) условно выделен третий—Прикуринский пояс офиолитовых пород.

Детальные исследования офиолитов произведены Т. Ш. Татевосяном (1950¹, 1950², 1951), С. Б. Абовяном (1955, 1959, 1960) в армянской части и М. А. Қашкаем (1947, 1952¹, 1952²)—в азербайджанской; мы, в основном, пользуемся их данными.

Наиболее крупный Присеванский пояс начинается в районе с. Амасия и, протягиваясь вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, переходит на территорию Азербайджана, доходя до бассейна р. Акера. Общая протяженность его состав-

ляет примерно 400 км (в пределах Армении 220 км), ширина от 2 до 10 км. Он располагается в контактовой полосе двух тектонических зон Малого Кавказа, представляющей интрагеосинклинальный прогиб, выполненный юрскими, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями суммарной мощностью порядка 8000 м.

Указанная полоса характеризуется наличием разломов глубокого заложения и регионально выдержанных надвиговых нарушений, интенсивной линейной складчатостью, сопровождающейся возникновением изоклинальных структур, к которым приурочено большинство офиолитовых интрузивов.

Присеванский пояс протягивается в северо-западном направлении, очерчивая на плане дугу. В средней части его наблюдаются наиболее крупные массивы, в то время как в других концах интрузивы становятся более мелкими и разбросанными. Внутри пояса отдельные тела вытянуты в том же северо-западном направлении.

Второй пояс тяготеет к Приараксинскому глубинному разлому и прослеживается со значительными перерывами от с. Кохб до Нахичевана. Он также протягивается в северо-западном направлении параллельно предыдущему с общей протяженностью около 90 км.

Наибольшее концентрирование офиолитовых пород констатируется в бассейне верхнего течения р. Веди, где они образуют многочисленные незначительные по размерам штокообразные и дайкообразные тела, приуроченные к второстепенным антиклинальным и синклинальным структурам преимущественно северо-западного простирания.

По данным А. Т. Асланяна (1958), Прикуринский пояс в пределах Армении включает одну небольшую интрузию оливиновых габбро и нескольких пластовых тел базальтового состава. Он располагается в зоне сочленения антикавказских структур Сомхето-Карабахского блока и структур противоположного простирания Куринской депрессии.

Офиолитовые поясы в основном размещены в юрских и верхнемеловых отложениях, которые во многих местах, по данным Т. Ш. Татевосяна, А. Т. Асланяна, азербайджанских геологов и других исследователей, в базальных и внутрифоро-

мационных конгломератах содержат гальки ультраосновных и основных пород.

В некоторых пунктах северо-восточного побережья оз. Севан многими исследователями (впервые К. Н. Паффенгольцем) установлен факт прорыва среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений ультраосновными и основными породами, трансгрессивно перекрывающимися олигоценовой вулканогенной толщей (восточнее с. Зод). По данным Ш. А. Азизбекова, Н. В. Пашалы, Э. Ш. Шихалчбейлы, гальки пород Присеванского офиолитового пояса встречаются в средне- и верхнеэоценовых отложениях.

В пределах Ширакского хребта большим развитием пользуются пластовые залежи габбро-диоритов, которые характеризуются выдержанным составом и строением. Впервые они выделены и детально описаны Т. Ш. Татевосяном (1950¹).

По наблюдениям С. Б. Абовяна (1960), над габбро-диоритами иногда отмечаются останцы кровли, представленные песчаниками эоцена. На этих участках габбро-диориты обогащаются кварцем и местами постепенно переходят в кварцевые диориты.

К. Н. Паффенгольц, С. Б. Абовян и другие относят габбро-диориты к габбро-перидотитовой формации, а А. Т. Асланян, Т. Ш. Татевосян и другие рассматривают их как самостоятельные интрузивные образования эоценового возраста.

а. Породы интрузивной фазы

Главная масса габброидов офиолитовых поясов образовалась после ультраосновных пород. Присеванский офиолитовый пояс, согласно М. А. Кашкаю (1947, 1952¹), сформировался в четыре фазы: а) дуниты и перидотиты; б) дуниты второй генерации; в) габбро; г) породы остаточной магмы.

На основании взаимоотношений ультраосновных и основных пород армянской части пояса почти к такому же выводу пришел С. Б. Абовян.

Однако, как отмечают Т. Ш. Татевосян, М. А. Кашкай (1952¹), С. Б. Абовян (1955, 1960) и другие, часто встречаются

и габброиды, связанные с ультраосновными породами постепенным переходом.

Внутри Присеванского пояса обособляются следующие группы: а) Базумская, б) Севанская и в) Акеринская (на территории Азербайджана).

Базумская группа находится на одноименном хребте и слагается с запада на восток из Мумухан-Красарского, Катнахпюр-Карахачского и Желто-Черноречинского габброперидотитовых интрузивов.

Мумухан-Красарский массив является наиболее крупным и занимает площадь 25 кв. км. Он представлен лакколитообразным телом, располагающимся в вулканогенно-осадочных отложениях верхнемелового-эоценового возраста, образующих изоклинальную антиклинальную складку северо-восточного простирания.

Осевая часть массива сложена габбро, а краевые зоны — перидотитами, содержащими линзообразные и шширообразные тела дунитов, имеющие северо-восточную вытянутость.

Перидотиты и дуниты подвержены серпентинизации и иногда полностью превращены в серпентиниты. В ультраосновных породах наблюдается много ксенолитов известняков.

По данным Т. Ш. Татевосяна, ультраосновные породы являются более молодыми по отношению к габбро. С. Б. Абовян пришел к противоположному выводу о молодом возрасте основных пород.

Катнахпюр-Карахачский интрузив образует штокообразное тело, приуроченное к опрокинутой сжатой антиклинальной структуре северо-западного простирания. Он размещается среди верхнемеловых известняков, слагая площадь около 7 кв. км. В строении его участвуют мелко- и грубозернистые габбро, серпентинизированные перидотиты и серпентиниты.

Желто-Черноречинский выход представлен дайкообразным телом, прослеживаемым по простиранию примерно на 20 км, при мощности от 10 до 400 м. Простирание его близширотное с падением на север, под крутыми углами.

Дайка приурочена к тектоническому нарушению сбросового характера и преимущественно сложена серпентинизированными перидотитами, среди которых подчиненную роль игра-

ют средне- и крупнозернистые габбро, пироксениты и изредка дуниты. Перидотиты содержат ксенолиты известняков.

Севанская группа в виде полосы располагается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан и состоит из разобщенных друг от друга Тохлуджинских, Шоржинского, Ада-тапинского, Артанишских, Джил-Сатанахачского, Шишкаинского, Кясаманского и Караиман-Зодского массивов, приуроченных обычно к осевой части складчатых структур. По мнению С. Б. Абовяна, все они на глубине воссоединяются в единое тело, обладающее признаками хонолитовых и лакколито-вых интрузивов.

Интрузивы сложены перидотитами и габбро; редко отдельные выходы представлены только одними перидотитами или габбро.

К крупным массивам относятся Караиман-Зодский (60—65 кв. км.), Джил-Сатанахачский, Красносельский (20 кв. км.), Кясаманский (15 кв. км.) и Шишкаинский (7 кв. км.).

Караиман-Зодский массив представлен лакколитообразным телом, обнаруживающим признаки хонолитовых интрузивов. Он вытянут в северо-западном направлении и приурочен к ядру антиклинальной структуры, сложенной верхнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями.

Массив сложен основными и ультраосновными породами, в пространственном распределении которых закономерности не наблюдается. Многочисленные апофизы габбро рвут ультраосновные породы, чем и доказывается их молодой возраст.

Среди ультраосновных пород наибольшим развитием пользуются перидотиты типа гарцбургитов, реже верлитов и лерцолитов. Встречаются также выходы пироксенитов, реже дунитов, вытянутые в северо-западном направлении. Все они подвержены серпентинизации, что особенно сильно выражено в возвышенных частях рельефа, где перидотиты и пироксениты превращены в серпентиниты.

Во внутренних частях массива возникли листовениты, вытянутые также в северо-западном направлении. Местами отмечаются значительные останцы вулканогенных пород кровли.

Джил-Сатанахачский массив образует сильно вытянутый в северо-западном направлении лакколит, размещенный в ядре

антиклинали, сложенной карбонатно-вулканогенными отложениями верхнего мела и эоцена.

В западной части массива встречаются габбро и отчасти кварцевые диориты, причем, по данным С. Б. Абовяна, между ними наблюдается переходная зона полосчатых пород шириной от 1 до 20 м. Полосчатость обусловлена чередованием меланократовых габбровых полосок с лейкократовыми кварц-диоритовыми.

Кварцевые диориты являются более молодыми по отношению к габбро, о чем говорит наличие в других местах офиолитового пояса подобных и более кислых гранитоидных пород, явно прорывающих и изменяющих гипербазиты и базиты.

В северо-западной части массива преобладающая роль принадлежит серпентинизированным перидотитам типа лерцолитов, реже гарцбургитов и верлитов, в которых встречаются закономерно распределенные участки серпентинитов и дунитов, ориентированные в северо-западном направлении.

Центральная и восточная части массива сложены главным образом в различной степени серпентинизированными перидотитами, серпентинитами и редко дунитами. Наблюдаются также мелкие дайкообразные и штокообразные тела пироксенитов, прорывающих перидотиты и дуниты.

Красносельский интрузив в виде штокообразного тела расположен в антиклинальной структуре северо-западного простирания. Вмещающими породами являются карбонатно-вулканогенные отложения верхнего мела и эоцена. В строении его главная роль принадлежит габбро, постепенно переходящим в габбро-диориты. В южной части интрузива отмечается незначительный выход гранодиоритов, являющихся, несомненно, более поздним образованием.

Кясаманский интрузив по форме относится к лакколиту, тяготеющему к опрокинутой антиклинальной складке, образуемой верхнемеловой вулканогенной толщей. Породы его представлены среднезернистыми обычными и роговообманковыми габбро, среди которых отмечаются незначительные выходы интенсивно серпентинизированных перидотитов, ориентированные согласно с общей вытянутостью интрузива.

Шишкаинский интрузив образует вытянутое в близширотном направлении тело среди вулканогенно-осадочных пород

верхнего мела, смятых в синклинальную структуру. Он сложен среднезернистыми габбро, местами переходящими в серпентинизированные перидотиты.

По подсчетам С. Б. Абовяна (1960), ультраосновные породы составляют 55 % общей площади Присеванского пояса, а остальные—45 %.

Перидотиты являются резко преобладающими среди ультраосновных пород. По минералогическому составу различаются лерцолиты, гарцбургиты, верлиты и саксониты, причем наибольшим развитием пользуются первые. Минералогический состав их представлен оливином, энстатитом, клиноэнстатитом, хромэнстатитом, гиперстеном, бронзитом, диалагом, авгитом и хромшпинелидами, присутствующими в разных сочетаниях и количествах.

Дуниты относятся к двум генерациям, первая из которых, по данным М. А. Кашкая, характеризуется буро-желтым цветом, а вторая—бутылочно-зеленым. Дуниты последней генерации представлены небольшими телами среди перидотитов и дунитов первой генерации. Они состоят из доминирующего оливина и хромшпинелидов.

Пироксениты имеют наименьшее распространение, образуя шпирь и дайкообразные тела. По минералогическому составу различаются мономинеральные диалагиты, вебстериты и оливиновые диалагиты. Минералогический состав пироксенитов определяется присутствием диалага, авгита, энстатита, оливина и буровато-красных хромшпинелидов.

Основные породы представлены нормальными, роговообманковыми и оливиновыми габбро, норитами, габбро-норитами, троктолитами и анортозитами. Все они нередко встречаются совместно в пределах одного и того же интрузива и характеризуются постепенными взаимопереходами. В минералогическом составе их присутствуют: из главных минералов плагиоклаз, моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка и оливин; из аксессуарных—магнетит, редко ильменит, апатит, хромшпинелиды; из вторичных—эпидот, цоизит, клиноцоизит, хлорит, серицит, редко серпентин, пренит.

Троктолиты постепенно сменяются дунитами и перидотитами, с одной стороны, и анортозитами—с другой. Они состо-

ят из доминирующего плагиоклаза, оливина, незначительного количества хромшпинелидов и магнетита.

Анортозиты представлены небольшими линзообразными и шпирообразными телами в эндоконтактах габбро и перидотитов. Они образуют также жилы, которые секут габбро и перидотиты. Макроскопически анортозиты средне-, крупно- и грубозернистые лейкократовые породы, в которых размеры плагиоклаза колеблются от 2 до 20 мм. Минералогический состав их: плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен, магнетит, хромшпинелиды.

Породы Вединского офиолитового пояса представлены серпентинизированными перидотитами, пироксенитами, дунитами и габброидами, сходными с вышеописанными. Среди них перидотиты и габбро имеют наибольшее распространение.

В Присеванском офиолитовом поясе значительным развитием пользуются дайки диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов, которые секут как офиолитовые породы, так и вмещающие их вулканогенно-осадочные образования верхнего мела и эоцена. Они простираются в широтном, северо-западном и северо-восточном направлениях, имея длину от 10 до 60 м и ширину—от 0,5 до 10 м. В некоторых интрузивах встречаются дайкообразные тела габбро-пегматитов.

По М. А. Кашкаю (1952¹), наиболее характерными жильными породами офиолитового пояса являются пироксениты, анортозиты и листвениты.]

б. Автометаморфизм и контактовые изменения

В связи с формированием офиолитов возникли автометаморфические и отчасти контактово-измененные породы. К первым относятся серпентиниты, карбонатно-серпентиновые породы и амфиболиты, а ко вторым—листвениты.

По данным М. А. Кашкай (1952²), в азербайджанской части Присеванского офиолитового пояса за счет карбонатных пород верхнего мела образовались скарны.

Во вмещающих эффузивах основного состава контактовых изменений почти не наблюдается.

М. А. Кашкай указывает, что на контактовых участках

гипербазитов широко распространено явление силификации, которое, по его мнению, связано с серпентинизацией перидотитовой ветви гипербазитов и привнесом кремнекислоты.

Серпентиниты встречаются во всех гипербазитовых интрузиях, слагая более 30% их площади. Это массивные, иногда сланцеватые породы, состоящие из преобладающего серпентина, карбоната, хлорита, хромшпинелидов, магнетита, гематита и реже иллингита.

Карбонат-серпентиновые породы пользуются небольшим развитием и образуют линзообразные и жилообразные тела. Они возникли благодаря карбонатизации серпентинитов.

Амфиболиты образовались в краевых частях некоторых интрузивов за счет метаморфизма габброидов. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, апатита, хлорита, эпидота, цоизита.

Листвениты образуют узкие полосы вдоль контактов гипербазитов с вмещающими известняками. По данным Ш. А. Азизбекова и М. А. Кашкая, они возникли вследствие метаморфизма ультраосновных пород на контакте их с известняками. Листвениты—неоднородной структуры породы, состоящие из брейнерита, доломита, кальцита, кварца и хромшпинелидов.

Скарны наблюдаются отдельными участками. Среди них М. А. Кашкай выделяет эпидото-гранатовую, пироксен-гранатовую и эпидото-карбонатную разновидности. Минералогический состав их: гранат (гроссуляр, андрадит), эпидот, диопсид, кальцит, пренит и рудный минерал.

5. МАГМАТИЗМ НИЖНЕЭОЦЕНОВОГО- ПРЕДОЛИГОЦЕНОВОГО ЭТАПА

Главные структурные элементы верхнемелового времени, как отмечает А. Т. Асланян, с небольшими изменениями продолжают сохранять свое значение и в палеогене. Однако геосинклинальные зоны верхнего мела, согласно А. А. Габриеляну, в эоцене расчленяются на мелкие брахигеосинклинали и поперечные поднятия.

Рассматриваемый этап начинается слабым прогибанием в нижнем эоцене некоторых участков геосинклинальных зон,

где образуется терригенно-флишевая формация, местами замещающаяся вулканогенными породами основного состава. В связи со слабыми нисходящими колебательными движениями эффузивный магматизм проявляется весьма слабо.

Ограниченное распространение нижнеэоценовых отложений наводит на мысль, что региональное поднятие Малого Кавказа, имевшее место в дат-палеоцене, продолжается и в течение нижнеэоценового времени.

В среднем эоцене происходят мощные нисходящие эпейрогенические движения, благодаря чему Армянский блок и смежные районы вовлекаются в интенсивное прогибание с образованием большой мощности сложного комплекса отложений, характеризующихся быстрым изменением формаций горных пород. Погружением охватывается также юго-западная пограничная полоса Сомхето-Карабахского блока.

В среднем эоцене вспыхивает также интенсивная вулканическая деятельность, продукты которой представлены разнообразными эффузивами и их пирокластическими разностями. Наиболее сильное прогибание и в связи с этим максимальное проявление эффузивного магматизма отмечается в Присеванской зоне, где мощность комплекса среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений достигает нескольких километров.

Во время среднеэоценовой трансгрессии Прикуринский блок продолжает обнаруживать слабо выраженные геосинклинальные тенденции развития. Здесь нисходящие колебательные движения происходят не особенно сильно, потому слабо проявляется и эффузивный магматизм, давший вулканогенные породы основного состава.

Нисходящие движения еще слабо проявляются на Приараксинском блоке, который по существу обнаруживает геантиклинальные тенденции развития. Этим объясняется почти отсутствие на этом блоке проявления эффузивной деятельности (незначительные эффузивы основного состава известны только в бассейне среднего течения р. Джагри-чай).

После среднего эоцена происходят орогенические движения, которые охватывают резко преобладающую часть Малого Кавказа и продолжаются вплоть до олигоцена. В верхнем эоцене эти движения в некоторых участках сменяются нисхо-

дящими колебательными движениями с проявлением эффузивной деятельности. Наибольшее прогибание в верхнем эоцене наблюдается в Присеванской зоне, к которой и приурочивается проявление наиболее сильного эффузивного магматизма. Здесь продукты последнего представлены основными породами, сменяющимися кверху средними, кислыми и местами щелочными разностями.

Орогенические движения рассматриваемого этапа были наиболее мощными в кайнозое, после которых почти весь Малый Кавказ вовлекается в общее воздымание. С этими тектоническими напряжениями связано интенсивное проявление интрузивного магматизма.

А. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Продукты эффузивного магматизма нижнеэоценового-предолигоценового этапа пользуются широким развитием на территории Армении. Они относятся к нижнему, среднему и верхнему эоцену. Среди них наибольшее площадное распространение имеют среднеэоценовые. Вулканогенные породы нижнего эоцена известны только в Южном Зангезуре и в районе Спитакского перевала, где обычно несогласно ложатся на отложения дат-палеоэоцена и перекрываются среднеэоценовыми образованиями. Однако А. А. Габриелян, А. Т. Асланян и другие возраст их считают не окончательно решенным и не исключают возможность их принадлежности к среднему эоцену.

Описание эффузивов эоцена ниже приводится в направлении с северо-запада на юго-восток Армении.

1. СЕВЕРНАЯ АРМЕНИЯ

По данным А. Т. Асланяна, в пределах Антикавказского пояса вдоль бассейнов рр. Дзорагет и Марцигет, далее через Иджеванский хребет и долину р. Агстев в среднем и нижнем ее течениях в среднем эоцене существовал дугообразный прогиб, в котором отлагались вулканогенно-осадочные отложения. Последние представлены авгитовыми и плагиоклазовыми пор-

фиритами, частично полосчатыми дацитовыми порфиритами, чередующимися с туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами, изредка песчаниками, известняками, бурыми углями и углистыми сланцами. Среднеэоценовая толща по простиранию, как отмечает А. Т. Асланян, испытывает значительные фациальные изменения.

Среднеэоценовые отложения бассейна р. Дзорагет и Сомхетского хребта А. Т. Асланяном расчленяются на следующие свиты (снизу вверх):

а) Свита базальных туфоконгломератов, туфов, туфопесчаников и грубообломочных туфобрекчий плагиоклазовых порфиритов мощностью 300 м. На северном склоне Сомхетского хребта в низах ее отмечаются прослои известняков.

б) Свита зеленовато-серых и пепельно-серых плагиоклазовых порфиритов мощностью около 400 м. Она слагает верхнюю часть массива г. Лалвар и большую часть водораздельной полосы Сомхетского хребта.

в) Свита различных туфов дацитового состава с покровами и потоками дацитов, плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, а также прослоями туфопесчаников. Мощность ее около 800 м.

г) Свита туфопесчаников и пелитоморфных туфов мощностью 500 м, над которой залегает толща андезито-дацитовых и дацитовых лав с туфоконгломератами в основании.

В районе г. Лалвар вулканогенная толща среднего эоцена сложена авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, чередующимися с различными туфобрекчиями и туфами.

Порфириты темно-зеленые, зеленовато-серые и фиолетово-серые плотные породы. Структура их порфировая, причем фенокристаллы представлены основным плагиоклазом, авгитом, реже роговой обманкой. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. Основная масса слагается из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного авгита, эпидота, хлорита, карбоната и рудного минерала.

Порфириты эоцена, согласно В. Г. Грушевому, по некоторым особенностям отличаются от подобных пород юры Алавердского района. Так, в юрских порфиритах плагиоклаз обычно альбитизирован и менее основной, чем в порфиритах

эоцена; в эффузивах юры авгит встречается реже, бывает мельче и сильнее замещен вторичными минералами.

В полосе, протягивающейся от бассейна р. Марцигет до западных отрогов Иджеванского хребта, по А. Т. Асланяну, нижние горизонты эоценового вулканогенно-осадочного комплекса сложены конгломератами, известковистыми песчаниками, зелеными туфопесчаниками, отчасти кристаллическими туфами, порфиритами, сменяющимися кверху мощной свитой плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с прослоями туфопесчаников.

В бассейнах нижних течений рр. Агстев и Джозаз среднеэоценовые отложения имеют ограниченное распространение и представлены, по А. А. Атабекяну, лабрадоровыми и авгитовыми порфиритами с прослоями и линзами песчаников и известняков.

II. СЕВАНО-ШИРАКСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

Продукты вулканизма нижнеэоценового-предолигоценового этапа пользуются наибольшим развитием в Севано-Ширакском синклинории, где главная масса их приурочена к центральной части. Здесь они относятся в основном к среднему и верхнему эоцену. Нижнеэоценовые вулканогенные породы имеют ограниченное распространение. Их выходы известны в районе Спитакского перевала, где, по А. А. Габриеляну, состоят из туфобрекчий и туфоконгломератов порфиритов, сменяющихся выше по разрезу авгитовыми порфиритами и реже дацитами и их туфами.

Наибольшим развитием пользуются среднеэоценовые отложения, в основании которых, по А. А. Габриеляну и О. А. Саркисяну, располагается свита известняков и известковистых песчаников мощностью до 250 м. Стратиграфически выше следует ширакская свита туфоосадочных пород мощностью 1500 м, которая фациально замещается кироваканской вулканогенной свитой.

Среднеэоценовый вулканогенно-осадочный комплекс, по данным тех же исследователей, несогласно перекрывается верхнеэоценовыми вулканогенными породами, слагающими

водораздельные части Ширакского, Памбакского, Базумского, Севанского и Арегунийского хребтов.

Как показали исследования О. А. Саркисяна, разрезы эоцена на отдельных участках синклиория довольно резко отличаются друг от друга. Так, в пределах Ширакского хребта эоценовые образования представлены туфогенно-осадочными фациями с подчиненным значением эффузивов. Здесь разрез эоцена, по О. А. Саркисяну (1964), начинается осадочными отложениями с обильными примесями туфогенного материала, выше которых последовательно располагаются: а) свита эффузивов среднего состава, туфопесчаников, туфоалевролитов мощностью от 40 до 300 м; б) свита слоистых туфогенов мощностью 800 м; в) свита порфиритов г. Комхуд мощностью 200 м; г) свита песчано-глинистых отложений.

В пределах Памбакского хребта, по О. А. Саркисяну, в основании эоценового комплекса располагаются известняки с обильной примесью туфогенного материала, которые трансгрессивно перекрываются мощной (1500 м) *серией вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена. Главная масса вулканогенно-осадочных пород приурочена к восточной части хребта; далее к северо-западу они прослеживаются до района с. Фиолетово, где замещаются мощной вулканогенной толщей многократно чередующихся разнообразных порфиритов и их пирокластических разностей. Аналогичные туфогенные образования вновь появляются на западе недалеко от Спитакского перевала.

В центральной части Памбакского хребта разрез вулканогенной толщи среднего эоцена начинается кварцевыми порфирами, сменяющимися кверху основными эффузивами, перекрывающимися небольшой свитой туфогенов.

На среднеэоценовых отложениях, по О. А. Саркисяну, несогласно залегает верхнеэоценовая вулканогенная толща мощностью 300—500 м, в строении которой доминируют андезитобазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, андезиты и их пирокластолиты.

В палеогеновом разрезе Базумского хребта О. А. Саркисяном выделяются следующие свиты (снизу вверх):

а) Спитакская свита порфиритов, перемежающихся с ту-

фоконгломератами. Она относится к нижнему эоцену и имеет мощность 600—700 м.

б) Свита песчано-глинистых угленосных отложений.

в) Свита слоистых туфогенных пород среднего эоцена мощностью в 1000 м.

г) Свита кварцевых порфиров и их пирокластов среднего эоцена, распространенная в междуречье рр. Агстев и Памбак, по южному склону Базумского хребта, в районе Пушкинского перевала, в бассейне р. Черной и у Анкадзорского рудника.

д) Кироваканская вулканогенная свита среднего эоцена, состоящая из многократно чередующихся порфиритов, их пирокластов, переслаивающихся с туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность ее свыше 1500 м.

е) Памбакская вулканогенная свита верхнего эоцена, сложенная разнообразными по составу эффузивными породами. Свита эта резко несогласно налегает на различные горизонты среднего эоцена и несогласно перекрывается отложениями олигоцена.

Несколько иная схема возрастного расчленения эоценовых вулканогенно-осадочных отложений Базумского хребта предложена К. А. Мкртчяном (1960). Среднеэоценовые отложения подразделяются им на три подсвиты: а) нижнюю—туфоосадочную; б) верхнюю—кератофировую и в) среднюю—порфиритовую.

В составе верхнеэоценовой толщи К. А. Мкртчян также выделяет три подсвиты: а) нижнюю, сложенную туфопесчаниками, туфобрекчиями с прослоями и линзами известняков, потоками базальтов и санидиновых трахиандезитов; б) среднюю, состоящую из туфобрекчий среднего состава, биотитовых и агломератовых туфобрекчий, биотитовых «туфолав» с пачками туфопесчаников и потоками порфиритов; в) верхнюю, представленную пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, санидиновыми трахиандезитами с пачкой грубообломочных пород в основании.

Кварцевые порфиры среднего эоцена и липарито-дациты верхнего эоцена, по мнению К. А. Мкртчяна, имеют интрузивный характер.

За последнее время Р. Т. Джрбашян (1964) палеогеновую вулканогенную толщу Базумского хребта расчленяет на два

комплекса: нижнесреднеэоценовый и верхнеэоцен-олигоценый (?). Первый комплекс в свою очередь подразделяется на 4 свиты. Первая, наиболее ранняя, характеризуется чередованием лав разного состава (от базальтов до липаритов) и пирокластолитов с осадочными породами. В разрезе свиты снизу вверх последовательно располагаются дациты, андезитодациты, базальты, андезиты, липариты. Вторая свита представлена туфоосадочными отложениями, третья свита—базальтами, андезитами, четвертая свита—дацитами, липаритами и их пирокластолитами.

В строении второго комплекса, по Р. Т. Джрбашяну, снизу вверх участвуют грубообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты андезитов и андезито-базальтов, небольшие потоки андезитов, разнообразные эффузивы и пирокластолиты среднего, кислого и переходного к щелочному составов.

В бассейне оз. Севан в основании эоценовых вулканогенных образований, по А. А. Габриеляну и О. А. Саркисяну, залегают известняки, выше которых последовательно следуют: а) свита слоистых туфогенов с редкими покровами андезитов мощностью 800 м; б) свита порфиритов, туфобрекчий, туфоконгломератов, реже кварцевых порфиров мощностью 500 м; в) свита базальтов, андезито-базальтов и их пирокластов, на которых в виде островков располагаются дациты, липаритодациты и их пирокластические разности. Последняя свита налегает на предыдущую резко несогласно и имеет мощность 800 м.

Из продуктов эоценового вулканизма Севано-Ширакского синклинория с петрографической точки зрения более или менее хорошо изучены: 1) порфириты г. Комхуд, 2) вулканогенные породы бассейна оз. Севан, 3) разнообразные породы Базумского хребта и 4) щелочные эффузивы Памбакского хребта.

1. Порфириты г. Комхуд, по Т. Ш. Татевосяну, светло-коричневые и красноватые породы, обнаруживающие под микроскопом типично порфировую структуру. Порфировые выделения—плагноклаз и моноклинный пироксен—сильно изменены. Плагноклаз почти полностью замещен непрозрачным пелитовым веществом, моноклинный пироксен—хлоритом. Ос-

новная масса состоит из мелких лейст плагиоклаза и продуктов его разложения.

2. В бассейне оз. Севан вулканогенные образования среднего и верхнего эоцена, по С. Б. Абовяну, представлены порфиритами, туфогенными породами, туфобрекчиями, туфами и туфоконгломератами, встречающимися в различных количественных соотношениях и переслаивающимися друг с другом. Краткая характеристика их приводится ниже по данным указанного автора.

Порфириты зеленовато-серые, коричневатожелтые породы с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Под микроскопом структура порфировая с гиалопилитовой, иногда витрофировой структурой основной массы. Вкрапленники и основная масса сильно карбонатизированы и хлоритизированы. Состав плагиоклаза вкрапленников варьирует от № 30 до № 60. Пироксен относится к авгиту, образуя простые и полисинтетические двойники. Акцессорные минералы—апатит, магнетит.

Туфогенные образования ясно-слоистые, плотные или тонкозернистые, местами крупнообломочные породы зеленовато-синего и серого цветов. Плотные разности состоят из аморфной основной массы, содержащей угловатые зерна кварца, плагиоклаза и кусочки лав. Крупнообломочные разности представляют микротуфобрекчин, включающие кусочки основной массы лав и обломочки разложенного плагиоклаза.

Среди туфов различаются кристаллические и агломератовые разности. Первые из них плотные породы однородного сложения и разного цвета. Основная масса их определяется с трудом вследствие интенсивной хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации. Агломератовые туфы—мелкообломочные породы, основная масса которых слагается из обломков плагиоклаза, роговой обманки, реже кварца, цементированных хлоритом и гидроокислами железа.

Туфобрекчин и туфоконгломераты состоят из обломков порфиритов, различных туфогенных и осадочных пород, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров до 0,5 м. Цементом для них служит туфогенный материал кластической структуры.

3. В пределах Базумского (Геджалинского) хребта в ос-

новании эоценового вулканогенного комплекса, по данным В. Н. Котляра, залегает свита туфообломочных пород предположительно нижнеэоценового возраста. Она обнажается в Варталинской антиклинали, слагая левобережье р. Гарпи от с. Лермонтово до г. Кировакана. На южном склоне Памбакского хребта, по В. Н. Котляру, ей соответствует узкая полоса туффитов в местности Алтун-Тахт и полоса туфов, туффитов, туфобрекчий к юго-западу от г. Маймех. Максимальная мощность ее достигает 300 м у г. Кировакана.

Свита, по данным В. Н. Котляра, сложена преимущественно туфобрекчиями и туфами, причем первые являются преобладающими. Среди туфов он различает две разности: кристаллическую и агломератовую. Первая представляет мелкозернистые темные породы, состоящие из мелких включений порфиритов, обломков кристаллов основного и среднего плагиоклаза и отчасти моноклинного пироксена, сцементированных мелкообломочным материалом, содержащим много вторичных продуктов. Вторая разность характеризуется тем, что в ней преобладают включения различной структуры порфиритов, варьирующие по величине в широких пределах. Аналогичным составом обладают туфобрекчии, отличающиеся от туфов сравнительно крупными размерами включений, достигающими 20 см. Их цемент состоит из мелкообломочного материала и вторичных продуктов. Туффиты, встречающиеся в низах свиты, представляют, согласно В. Н. Котляру, темно-серые с зеленоватым или синеватым оттенком тонкозернистые породы, слагающиеся из карбоната и разбросанных зерен плагиоклаза, иногда кварца.

В период 1950—1953 гг. нами в известной степени были изучены вулканогенные породы эоцена Базумского (Геджалинского) хребта в пространстве между гг. Кировакан и Дилижан. Ниже по нашим данным приводится краткое описание пород: а) свиты кислых эффузивов среднего эоцена; б) свиты основных эффузивов среднего эоцена; в) свиты средних и кислых эффузивов верхнего эоцена.

а) Свита кислых эффузивов среднего эоцена обнажается в трех местах—на южном склоне Базумского хребта, где проходит от с. Лермонтово почти до р. Памбак; у северного подножья Памбакского хребта, где в виде узкой полосы протя-

тывается от Тандзутского месторождения до с. Хидзорут и в районе месторождения Фроловой балки. Мощность ее варьирует в широких пределах—от 30 до 300 м. Этой свите, по мнению В. Н. Котляра, соответствуют кварцевые порфириты и кварцевые порфиры у Анкадзорского рудника и серия пород кислого состава (туфы кварцевых порфиров и туффиты, содержащие достаточное количество кварца) на южном склоне Памбакского хребта к югу от г. Маймех.

Свита сложена кварцевыми порфирами и их туфами. Макроскопически кварцевые порфиры светло-серые, редко темно-серые с голубоватым и зеленоватым оттенками породы. На правобережье р. Памбак встречаются красноватые и розоватые разности, имеющие иногда полосчатую текстуру. Под микроскопом структура порфировая с микролитовой и фельзитовой структурой основной массы. Иногда структура пород полнокристаллически-порфировая с микроаплитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем. Первый присутствует в удлинённых, слабо каолинизированных, иногда изогнутых с пятнистым угасанием зерна, прорастающих местами пойкилитовыми вростками кварца. Плагиоклаз выражен серицитизированными призматическими кристаллами, относящимися к олигоклаз-андезину и олигоклазу. Кварц образует корродированные, нередко раздавленные с волнистым угасанием зерна. В порфировых выделениях встречается также светло-зеленая роговая обманка со слабым плеохроизмом. Основная масса резко преобладает над вкрапленниками и слагается из мельчайших полевошпатовых зерен, кварца, незначительного количества магнетита и вторичных образований. В приконтактных участках гранитоидов в основной массе кварцевых порфиров появляется роговая обманка.

б) Свита основных эффузивов среднего эоцена пользуется наиболее широким распространением и характеризуется большим разнообразием петрографического состава слагающих ее пород. В составе свиты преобладают андезито-базальты, порфириты, их туфобрекчии и туфы. Встречаются также базальтовые порфириты, мандельштейны, реже андезито-дациты. Местами в основании ее залегают туфы и туфобрекчии порфиритов с прослоями туффитов и порфиритов. Внутри сви-

ты закономерности в отношении изменения кислотности пород не наблюдается. Только на участке с. Фиолетово—г. Бундук в восходящем разрезе состав эффузивов изменяется в сторону возрастания основности.

Базальтовые порфириты темно-зеленые породы с фенокристаллами плагиоклаза. Структура порфировая с пилотакситовой и диабазовой структурой основной массы. Последняя резко доминирует над вкрапленниками и состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, большого количества мельчайших зерен черного рудного минерала и вторичных образований—хлорита, эпидота, цоизита и карбонатов. Иногда основная масса складывается из произвольно расположенных идиоморфных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены моноклинным пироксеном и рудным минералом.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Первый относится к лабрадору (№ 57), образующему широкопризматические, слабо зонарные кристаллы, по которым развиваются карбонат и эпидот. Моноклинный пироксен присутствует в виде отчетливо очерченных, иногда сдвойникованных короткопризматических кристаллов. Пироксен замещается коричневой роговой обманкой, занимающей иногда больше половины поверхности его зерен.

Мандельштейны характеризуются наличием сферической формы пустот, выполненных преимущественно эпидотом, цоизитом, хлоритом и реже кварцем. Под микроскопом структура их порфировая с диабазовой, иногда офитовой структурой основной массы. Вкрапленники—плагиоклаз, реже магнетит. Состав плагиоклаза колеблется в пределах от № 55 до № 71. Нередко мелкие кристаллы его включены в более крупные. Преобладающая основная масса обычно состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены мельчайшими зернами черного рудного минерала, тонкозернистым агрегатом плагиоклаза и слабо окрашенным хлоритом.

Андезито-базальты—темно-серые породы, обнаруживающие под микроскопом отчетливую порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники представлены таблитчатым лабрадором (№ 52—53), моноклинным пироксеном, слабо окрашенной роговой обман-

кой, реже магнетитом. Иногда они преобладают над основной массой. Среди вкрапленников доминирует плагиоклаз, который местами замещается эпидотом, цоизитом, изредка серицитом. Моноклинный пироксен выражен изометричными и короткопризматическими кристаллами, содержащими в виде чужеродных включений рудный минерал и разнообразного очертания плагиоклаз. По оптическим константам он близко подходит к авгиту. Роговая обманка встречается редко в виде удлиненных призматических, часто сдвойникованных кристаллов, нередко окруженных тонкой опацизированной каемкой. Она окрашена в зеленый цвет со слабым плеохроизмом и включает в себя пойкилитовые вростки плагиоклаза и моноклинного пироксена. Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены более тонкозернистым агрегатом плагиоклаза, хлоритом, магнетитом, реже эпидотом и цоизитом.

Порфириды обладают отчетливо выраженной порфириковой структурой. Структура основной массы разнообразная—микролитовая, гиалопилитовая, андезитовая, фельзитовая. Текстура часто миндалекаменная. В порфириковых выделениях присутствует плагиоклаз. Редко встречаются также моноклинный пироксен и опацизированная роговая обманка. Плагиоклаз представлен призматическими, нередко разложенными кристаллами, отвечающими по составу № 40—47. Местами он почти полностью превращен в агрегат эпидота и цоизита. Роговая обманка выражена идиоморфными длиннопризматическими кристаллами. Плеохроизм ее более резкий, чем в предыдущих эффузивах. Она часто образует простые и полисинтетические двойники. В состав основной массы входят плагиоклаз средней основности, вулканическое стекло, магнетит, хлорит, эпидот, цоизит, реже моноклинный пироксен. В порфиридах часто отмечаются миндалевидные пустоты и микротрещинки, выполненные эпидотом, цоизитом, хлоритом, реже кварцем и цеолитами.

Туфобрекчии андезито-базальтов и порфиритов состоят из обломков последних и бесформенных осколков плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, заключенных в туфовом цементе. Состав плагиоклаза варьирует в широких пределах от №44 до № 70. По нему нередко развиваются про-

дукты вторичного происхождения—эпидот, цоизит, серицит, карбонаты. Моноклинный пироксен представлен диопсидом и авгитом, совместного присутствия их не отмечается. Пироксен уралитизирован и хлоритизирован. Роговая обманка по краям опацифицирована, а кварц корродирован.

в) Свита эффузивов среднего и кислого составов в 1953 г. при изучении гранитоидов Базумского хребта нами условно была отнесена к верхнему эоцену, что впоследствии подтвердилось стратиграфическими исследованиями других исследователей. Она протягивается узкой полосой вдоль водораздельной части указанного хребта.

В основании свиты располагаются базальные конгломераты, включения которых на северном склоне Базумского хребта в 2,5 км к северу от с. Гамзачиман представлены почти без исключения интрузивными породами. Они значительно окатаны и по величине варьируют в широких пределах—от мелких до 50—60 см. Цементом является измельченный и уплотненный материал включений. Далее к востоку и на южном склоне хребта размер и состав включений, а также характер цемента меняются. Здесь конгломераты состоят из галек интрузивных и эффузивных пород среднего эоцена диаметром до 10—15 см, сцементированных главным образом туфовым, песчаным и глинистым материалом. Петрографическое изучение конгломератов показало, что они представлены преимущественно породами Базумского (Геджалинского) гранитоидного интрузива.

Рассматриваемая свита сложена андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами, липаритами. Некоторые из них имеют явно щелочной характер и могут быть отнесены к трахитам, липарито-трахитам и андезито-трахитам.

Андезиты по структуре основной массы и характеру вкрапленников относятся к четырем разновидностям:

1. Андезиты с трахитовой структурой основной массы. Последняя состоит из субпараллельно расположенных лейст плагиоклаза, небольшого количества мельчайших бесформенных зерен моноклинного пироксена и рудного минерала. Вкрапленники представлены преимущественно авгитом, бесцветным или зеленоватым с едва заметным плеохроизмом. Ре-

же встречаются андезин и сильно опациitized роговая обманка.

II. Андезиты с микролитовой, местами переходящей в фельзитовую, структурой основной массы. Резко преобладающая масса сложена микролитами плагиоклаза и рудным минералом. Вкрапленники выражены главным образом плагиоклазом средней основности и единичными, более мелкими корродированными зернами диопсида.

III. Андезиты с андезитовой структурой основной массы. Вкрапленники и основная масса присутствуют примерно в равных количествах. Основная масса слагается из хаотично рассеянных микролитов и лейст плагиоклаза, сцементированных буроватым стеклом и хлоритом. Вкрапленники—плагиоклаз (№45), реже моноклинный пироксен и роговая обманка.

IV. Андезиты с гиалопилитовой¹ структурой основной массы. Последняя слагается из вулканического стекла, микролитов плагиоклаза, черного рудного минерала, моноклинного пироксена и хлорита. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу и клинопироксену, присутствующим в равных количествах. Плагиоклаз соответствует № 48—53.

Эти породы нередко постепенно переходят в андезито-базальты, в которых возрастает количество пироксена и основность плагиоклаза:

Дациты характеризуются небольшим содержанием кварца, присутствующего в основном в порфирированных выделениях. Структура их отчетливо выраженная порфировая с микролитовой, гиалопилитовой и реже сферолитовой структурой основной массы. Вкрапленники—плагиоклаз (№ 40—43), корродированный кварц, реже моноклинный пироксен. Основная масса слагается из произвольно расположенных плагиоклазовых микролитов, тонкозернистого агрегата эпидота, хлорита, черного рудного минерала и вулканического стекла. Иногда она состоит из пятнистых, нередко зазубренных кварц-плагиоклазовых зерен и незначительного количества тонких микролитов плагиоклаза, заключенных в вулканическом стекле. Дацинты часто постепенно переходят в андезито-дациты.

Липариты по внешнему виду светлые, серо-розовые, часто флюидалной текстуры породы. Структура их порфиро-

¹ Эти термины употребляются в понимании В. Н. Лодочкикова.

вая с фельзитовой структурой основной массы. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом. Плагиоклаз присутствует в виде широкопризматических, плохо сдвойникованных кристаллов. Состав его соответствует альбиту и альбит-олигоклазу. Калиевый полевой шпат образует таблитчатые, неправильной формы, слабо каолинизированные зерна. Почти все вкрапленники кварца обнаруживают волнистое угасание. Биотит выражен идиоморфными, интенсивно опацизированными, иногда изогнутыми, с волнистым угасанием кристаллами, характеризующимися темно-бурой окраской и весьма резким плеохроизмом. Часто встречается и другая разновидность липаритов со сферолитовой структурой основной массы. Последняя состоит из сферолитов щелочного полевого шпата, которые либо плотно соприкасаются друг с другом, либо рассеяны в фельзитовой массе. Вкрапленники—плагиоклаз (№ 15—27), калиевый полевой шпат и кварц. В порфириновых выделениях констатируются единичные зерна моноклинного пироксена, апатита и циркона. Некоторые из описываемых пород близко подходят к липарито-дацитам и даже липарито-трахитам.

Трахиты тонкозернистые светло-розовые породы. Под микроскопом структура порфириновая с трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены побуревшими, в той или иной мере серицитизированными призматическими кристаллами альбита. Основная масса состоит из тонких, параллельно расположенных микролитов щелочных полевых шпатов и незначительного количества мельчайших зерен рудного минерала. Иногда вкрапленники отсутствуют и порода состоит лишь из мелкозернистой трахитовой массы. Встречается и другая разновидность таких афировых трахитов, состоящая из неправильных зерен щелочного полевого шпата, прорастающих микролитами альбита и мельчайшими зернами кварца. Трахиты встречаются недалеко от щелочных сиенитов Бундукского интрузива и, возможно, представляют их эффузивные аналоги.

4. В средней высокогорной части Памбакского хребта на свиту андезито-базальтов, различных порфиритов, их туфобрекчий и туфов налегают щелочные эффузивы, которые ассоциируют со щелочными интрузивными породами. Нижние гори-

зонты свиты щелочных эффузивов сложены туфобрекчиями трахиандезитов, трахитами и их туфобрекчиями, а верхние части—эпилейцитовыми порфирами и их туфобрекчиями. Ниже приводится их описание по данным В. Н. Котляра (1958) и Г. П. Багдасаряна (1956¹).

Туфобрекчии трахиандезитов серые, серо-зеленоватые обломочные породы. Угловатые обломки различных размеров представлены трахиандезитами, трахитами, отчасти бурым вулканическим стеклом и шлаком. Основная масса обломков трахиандезитов и трахитов обладает трахитоидной, микролитовой и фельзитовой структурой. Вкрапленники представлены серицитизированным альбит-олигоклазом, олигоклазом, биотитом, реже калиевым полевым шпатом, опацитизированным амфиболом. Встречаются также обломки более основных трахиандезитов с вкрапленниками зонарного андезита и хлоритизированного моноклинного пироксена. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и черный рудный минерал. Вторичные минералы—кальцит, эпидот, серицит, хлорит, цеолит и гематит. Пепловый цемент часто карбонатизирован, хлоритизирован и эпидотизирован.

Трахиты представляют мелкозернистые и тонкозернистые, темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком породы. Структура порфировая с трахитовой или фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники выражены кали-натриевым полевым шпатом, андезином и роговой обманкой. Основная масса слагается из мелких зерен щелочного полевого шпата и значительного количества вторичных образований—эпидота, кварца и хлорита.

Туфобрекчии трахитов состоят из угловатых обломков трахитовых, реже кератофировых лав порфировой, иногда афировой структуры. Порфировые вкрапленники обломков принадлежат микропертиту, альбиту, кислому плагиоклазу, интенсивно опацитизированному амфиболу, реже разложенному биотиту. Трахитоидная, микролитовая, фельзитовая и сферолитовая основная масса сложена щелочными полевыми шпатами, биотитом и вторичными продуктами (серицитом, мусковитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, окислами же-

леза). Цементирующий пепловый материал сильно изменен и замещен вторичными минералами.

Эпилейцитовые порфиры и их туфобрекчии непосредственно находятся вблизи щелочных интрузивных пород. Они, окружая Тежсарский щелочной интрузив, не образуют замкнутого кольца, а дают некоторые перерывы, в которых иногда отмечаются дайки псевдолейцитовых порфиров. Аналогичные образования встречаются также на северном склоне Памбакского хребта, образуя две полосы, разделенные трахитовыми туфобрекчиями. Макроскопически эпилейцитовые порфиры представлены темными и темно-серыми порфировыми породами с крупными выделениями эпилейцита, варьирующими по величине от 0,5 до 6 см. Иногда они обладают зонарным строением с чередованием светлых и темных зон. Под микроскопом структура описываемых пород порфировая с трахитовой структурой основной массы. Последняя слагается из часто разложенных лейст кали-натриевого полевого шпата, серицита, карбоната, рудного минерала, амфибола, биотита, моноклинного пироксена, реже канкринита, эпидота и апатита. Реликты вкрапленников обладают шестигранными, иногда округлыми очертаниями с разным выполнением псевдоморфоз, представленных калиевым полевым шпатом, альбитом, серицитом, карбонатом, иногда зеленым биотитом, анальцимом, томсонитом и канкринитом. Туфобрекчии эпилейцитовых пород состоят из обломков последних, сцементированных сильно эпидотизированной и гематитизированной пепловой массой.

III. ЮЖНАЯ АРМЕНИЯ

Продукты эффузивного магматизма рассматриваемого этапа в южной Армении пользуются значительным распространением в восточном Айоцдзоре и Загезуре. Здесь они относятся к нижнему, среднему и верхнему эоцену.

1. Нижнеэоценовые вулканогенные породы обнажаются в пределах Загезурского хребта, где, по данным С. С. Мкртчяна, образуют мощную (1000 м) толщу, несогласно налегающую на верхнедевонские отложения. Раньше некоторые исследователи часть этой толщи или полностью относили к па-

леозою и эоцену. В дальнейшем С. С. Мкртчян выяснил ее стратиграфическое положение и отнес к нижнему эоцену. В Ордубадском районе, согласно Ш. А. Азизбекову, она залегает на отложениях дата-палеоцена и трансгрессивно перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена.

Нижнеэоценовая вулканогенная толща, по С. С. Мкртчяну (1958), непрерывно прослеживается от Мегри-Гюнейского хребта на север к Пирямсарскому и Баргушатскому хребтам, а в западной части района слагает Зангезурский хребет от вершины г. Капуджих на север до гг. Ахмечит и Казанлич.

В основании толщи, согласно С. С. Мкртчяну, располагаются темно-серые конгломераты, состоящие из окатанных галек порфиритов, сцементированных туфогенным материалом. Выше следует свита полосчатых туффигов мощностью 200—250 м, над которой залегает мощная (до 800 м) толща разнообразных по составу порфиритов с подчиненными слоями туфов, туффигов и туфобрекчий.

Свежие порфириты, по С. С. Мкртчяну (1958), черные и темно-зеленовато-серые породы с крупными вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, реже биотита. Под микроскопом структура отчетливо выраженная порфиристая с микролитовой, гялопилитовой и интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники обычно представлены плагиоклазом, роговой обманкой, редко пироксеном, причем один из них является преобладающим. Плагиоклаз образует таблитчатые и призматические кристаллы, принадлежащие к андезину и лабрадору. Роговая обманка грязно-зеленая с обычными константами. Основная масса слагается из лейст более кислого плагиоклаза, стекла и вторичных продуктов (хлорита, эпидота). Свежие порфириты, залегающие незначительными участками, по мнению С. С. Мкртчяна, являются корнями излияния эоценовой вулканогенной толщи.

Порфириты обычно сильно эпидотизированы и хлоритизированы, а стекло основной массы раскристаллизовано с выделением пылевидных рудных включений. Ко вторичным минералам относятся хлорит, эпидот, серицит, соссюрит, карбонат, актинолит, кварц.

Пирокластические образования, как отмечает С. С.

Мкртчян, широко развиты внутри нижнеэоценовой толщи и состоят из обломков плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов с гиалопилитовой, интерсертальной и микролитовой структурой основной массы.

Туфогенные образования под воздействием интрузивов интенсивно метаморфизованы и превращены в ороговикованные породы. Среди них С. С. Мкртчяном выделяются мелкозернистые, тонкозернистые, кристаллокластические и пепловые разности, причем первые характеризуются слоистой и полосчатой текстурой. Они состоят из обломков плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и обломков кристаллов серицитизированного или сосюритизированного плагиоклаза, реже хлоритизированного моноклинного пироксена и амфибола. Туфогенные породы залегают в основании вулканогенной толщи и выше, на различных ее горизонтах.

Верхи вулканогенной толщи нижнего эоцена обнажаются в пределах Нахичеванской АССР и сложены разнообразными порфиритами, среди которых Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев различают: а) ожелезненные плагиоклазовые порфириты темно-серого цвета с лиловатым оттенком; б) эпидотизированные плагиоклазовые порфириты с брекчиевидной текстурой и порфирокластической структурой; в) плагиоклазовые порфириты с монофировой и плезифировой структурой; г) роговообманковые порфириты с полифировой и плезифировой структурой; д) эпидотизированные микропорфириты; е) брекчиевидные порфириты с порфирокластической структурой.

2. В пределах Зангезурского хребта вулканогенные породы нижнего эоцена трансгрессивно, местами несогласно, перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. Последние, согласно С. С. Мкртчяну, расчленяются на три толщи: нижнюю—преимущественно вулканогенную, среднюю—осадочную, верхнюю—вулканогенно-осадочную.

Нижняя толща представлена различными порфиритами и их туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников и других осадочных пород. Туфобрекчии залегают в основании толщи и состоят из угловатых обломков порфиритов, сцементированных туфовым материалом. Мощность их достигает нескольких сот метров. Средняя толща сложена туфопесчаниками, мергелями и глинами. Верхняя толща состоит из порфиритов, ту-

фоконгломератов с подчиненными слоями туфопесчаников и мергелей.

В восточном Айоцдзоре вулканогенно-осадочные отложения среднего эоцена, по А. А. Габриеляну, обычно трансгрессивно перекрывают различные горизонты верхнего мела и состоят из перемежающихся туфопесчаников, туффитов, агломератовых и витрокластических туфов, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфосланцев и андезитовых покровов. Мощность их свыше 1500 м.

Вулканогенно-осадочные отложения среднего эоцена пользуются большим развитием в Нахичеванской АССР, где Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев расчленяют их на три свиты (снизу вверх): а) вулканогенно-осадочную; б) туфоконгломератовую; в) осадочную. Вулканогенные образования первой свиты, по Ш. А. Азизбекову, представлены авгитовыми, мелкобрекчиевидными (с кварцем и без него) диоритовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами и различными туфами (кристаллическими, витрофировыми, фельзитовыми и другими). Первая свита характеризуется обилием пластовых инъекций и даек разных порфиритов. Мощность ее составляет 1000 м. Вторая свита состоит из туфоконгломератов, туфобрекчий, реже туфопесчаников и порфиритов.

3. В восточном Айоцдзоре на отложениях среднего эоцена, по данным А. А. Габриеляна, залегает вулканогенная свита верхнего эоцена, представленная андезитовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами, кристаллическими туфами, перемежающимися с эффузивами основного состава. Эффузивы, согласно В. Н. Котляру, представлены лабрадоровыми, авгитовыми, авгит-гиперстеновыми, роговообманковыми андезитами, редко базальтами и спилитами с шаровой отдельностью. Как отмечает А. А. Габриелян, верхнеэоценовая вулканогенная свита отличается от среднеэоценовой туфогенной свиты большим количеством грубокластического материала, но меньшим — осадочных пород.

В эоценовых вулканогенно-осадочных образованиях бассейнов рек Арпа и Воротан за последние годы А. Т. Вегуни (1961) выделяются отложения среднего и верхнего эоцена. Среднеэоценовые отложения подразделяются им на три свиты, нижняя из которых сложена известняками, конгломератами,

туфопесчаниками, средняя—вулканогенными, реже вулканогенно-осадочными породами в составе порфиритов и их пирокластов, верхняя—туфопесчаниками, глинистыми песчаниками, редко известняками. Верхнеэоценовые образования А. Т. Вегуни также расчленяет на три свиты; причем нижняя свита состоит из базальных конгломератов, грубослоистых известняков, отчасти песчаников, глин, вулканогенных пород, средняя свита—из песчаных глин и массивных известняков, верхняя свита—из песчаников, конгломератов и туфоконгломератов с линзами известняков.

Субвулканические образования. В области развития эоценовых вулканогенных пород широким распространением пользуются одновозрастные с ними субвулканические образования. Они представлены пластовыми залежами, дайками, реже штоками, сложенными преимущественно габбро-порфиритами и габбро-диоритами.

Вторжение их, по А. Т. Асланяну, имело место в период интенсивного прогибания эоценовых мегасинклиналей. В пределах Присеванской зоны по времени внедрения, по К. А. Мкртчяну (1960, 1962), они приурочиваются к концу среднеэоценового и верхнеэоценового циклов прогибаний и осадконакоплений.

Наиболее полно геология субвулканических образований освещена в работе А. Т. Асланяна (1958), которым выделяются следующие группы их выходов: Амасийская, Ширакская, Базумская, Марцигетская, Халаб-Геджалинская, Красносельская, Гарни-Вединская, Айоцзорская и Кафано-Горисская.

С петрографической точки зрения более или менее хорошо изучены пластовые залежи габбро-диоритов Ширакского хребта. Здесь впервые они выделены и описаны Т. Ш. Татевосяном (1950¹). По его данным, залежи эти характеризуются выдержанным составом и строением. Макроскопически это темно-серые, зеленовато-серые и серые породы с шаровой отдельностью, являющейся результатом выветривания. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, причем первый резко преобладает над вторым. Аксессуарные минералы—магнетит, апатит. Из вторичных продуктов в значительном количестве (до 15 %) присутст-

вует хлорит. Плагиоклаз образует сильно трещиноватые призматические кристаллы. По составу он относится к андезину (№ 45—48). Моноклинный пироксен, представленный авгитом, встречается в виде неправильных зерен, плеохроирующих в слабо-бурых тонах. Он обычно интенсивно разложен и замещен буро-зеленоватым хлоритом. Габбро-диориты, как отмечает Т. Ш. Татевосян, местами сменяются диоритами, состоящими из плагиоклаза средней основности и роговой обманки. Кроме того, в габбро-диоритовых залежах встречаются жильные диориты, имеющие небольшую мощность и пологое падение.

В 1953 г. нами описаны габбро-порфириты, габбро-диориты, диабазы и диабазовые порфириты Базумского хребта в пространстве между городами Дилижан и Кировакан. Они образуют крупные дайкообразные, резко штокообразные тела, локализованные исключительно в пределах эоценовых вулканических пород.

Габбро-порфириты встречаются в восточной части хребта, где прорывают интенсивно гидротермально-измененные андезито-базальты, сами оставаясь совершенно свежими. По внешнему виду это мелкозернистые темно-серые породы с отчетливо выраженной порфировой структурой. Порфиновые выделения нередко имеют эллипсоидообразные очертания, что является следствием скопления плотно примыкающих крупных кристаллов плагиоклаза в определенных местах основной массы. Плагиоклаз представлен идиоморфными широкопластичатыми кристаллами, содержащими пойкилитовые включения пироксена. Он обычно раздавлен и относится к лабрадору (№ 54—56). Полнокристаллическая мелкозернистая основная масса состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и хлорита. Из них резко преобладает плагиоклаз, который образует короткопризматические, слабо зонарные кристаллы, лишенные посторонних включений. Моноклинный пироксен встречается в виде бесформенных зерен, приуроченных к интерстициям между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. По нему повсеместно развивается хлорит. Последний окрашен в зеленовато-желтый цвет без заметного плеохроизма.

Габбро-диориты свежие, почти среднезернистые темно-

серые породы, обнаруживающие под микроскопом офитовую структуру. Они состоят из резко доминирующего плагиоклаза (около 70 %), роговой обманки и магнетита. Плагиоклаз выражен удлиненными призматическими и широкопластинчатыми кристаллами, прорастающимися пойкилитовыми вростками роговой обманки. По составу он отвечает № 48—54. Роговая обманка образует ксеноморфные зерна, располагающиеся в промежутках между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Она окрашена в светло-зеленый цвет со слабым плеохроизмом. Нередко распадается на мельчайшие пластинчатые кристаллы с более низким двупреломлением. Большинство ее кристаллов сдвойничено. Магнетит в виде изометричных и скелетообразных зерен ассоциирует с роговой обманкой.

Диабазы и диабазовые порфиры встречаются в южной экзоконтактной зоне Базумского гранитоидного массива, где прорывают кварцевые порфиры среднего эоцена. Это массивные меланократовые породы, состоящие из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, магнетита и вторичных минералов. Плагиоклаз присутствует в переменном количестве (45—74 %) и относится к лабрадору (№ 60). В диабазах он образует удлиненные игольчатые кристаллы, промежутки между которыми выполнены магнетитом. В диабазовых порфирах плагиоклаз представлен узкими длиннопризматическими кристаллами, содержащими включения роговой обманки и магнетита. В диабазовых порфирах вкрапленники принадлежат моноклинному пироксену. Он обычно корродирован и обнаруживает пятнистое угасание. Основная масса слагается из лейст плагиоклаза, мельчайших зерен магнетита, небольшого количества клинопироксена, роговой обманки и единичных зерен кварца. Роговая обманка представлена бесформенными зернами, приуроченными к интерстициям плагиоклазовых лейст. Она ассоциирует с магнетитом и клинопироксеном.

Б. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На протяжении геологической истории Армении самый мощный интрузивный магматизм проявился в нижнеэоценовом-предолигоценном этапе. Продукты его приурочены к Ар-

мянскому блоку, где образуют прерывистую, довольно широкую, дугообразную полосу общекавказского направления.

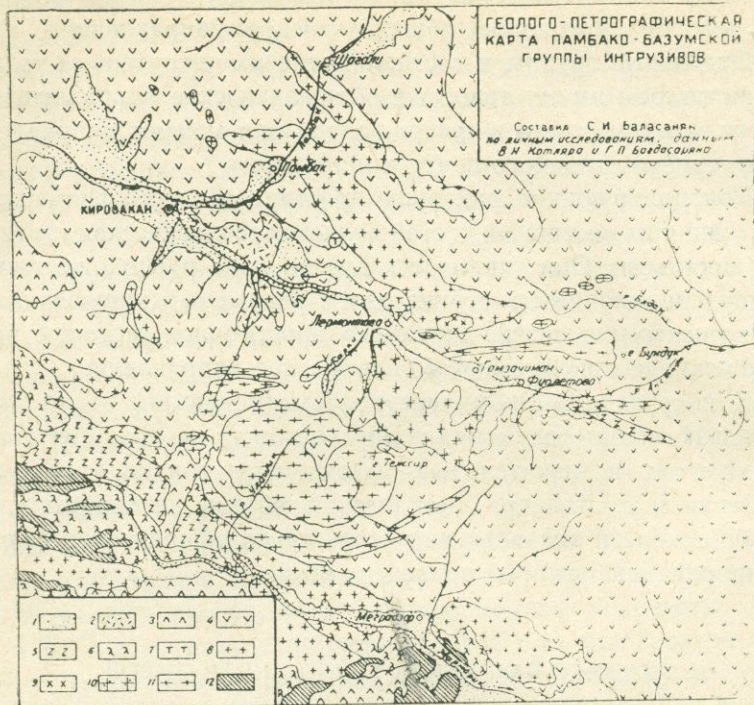
Отдельные группы и составляющие их интрузивные тела внутри полосы имеют такое же общекавказское направление, причем с юго-востока к северо-западу они меняют направление от северо-западного почти к широтному.

Контролирующим фактором пространственного размещения групп и их составных частей является геологическая структура местности. Они тяготеют к дугообразно расположенным вытянутым складчатым структурам и разрывным нарушениям преимущественно северо-западного простирания, которые на северо-западе приобретают близширотное направление.

К интрузивному комплексу рассматриваемого этапа относятся Памбако-Базумская и Баргушатская группы, Мегринский плутон, незначительные выходы гранитоидов бассейна оз. Севан и г. Лалвар, Далидагский массив на территории Азербайджана и значительная часть пород офиолитовой формации, описание которой приведено выше.

1. ПАМБАКО-БАЗУМСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

Интрузивы этой группы (фиг. 5) приурочены к Севано-Ширакскому синклиниорию и обнажаются на Памбакском и Базумском хребтах. Основная масса их пространственно расположена в центральной части Памбакского хребта. Интрузивы образуют штокообразные и дайкообразные тела, вытянутые вдоль складчатых и разрывных структур. С петрографической точки зрения они были исследованы В. Н. Котляром (1940, 1941, 1945, 1958), В. Г. Грушевым (1941²), И. В. Баркановым (1937), Г. П. Багдасаряном (1950, 1954, 1955, 1956¹, 1956²) и автором настоящей работы (1953¹, 1955¹, 1955², 1955³, 1956¹, 1957³). Особенно следует подчеркнуть большое значение проведенных В. Н. Котляром работ, в результате которых была заложена основа для дальнейших более детальных петрографических исследований. Впервые В. Н. Котляром выявлены также редко встречающиеся в природе щелочные интрузивные породы Памбакского хребта.



1 Четвертичные наносы, 2 Четвертичные андезиты, 3 Mioценовые гальки, 4 Эоценовые вулканогенные породы, 5 Меловые осадочные отложения, 6 Палеозойские метаморфические и вулканогенные породы, 7 Габброиды, 8 Гранитоиды, 9 Кв. монзониты, 10 Ж. Фировидные граниты и гранодиориты, 11 Щелочные породы, 12 Палеозойские интрузивные породы

Ф и г 5.

Интрузивы описываемой группы размещаются в мощной эоценовой вулканогенной толще, сложенной из основных вплоть до кислых и щелочных эффузивов. Возраст их почти все исследователи ранее определяли как верхнеэоценовый. Однако за последние годы О. А. Саркисяном (1959, 1964) и К. А. Мкртчяном (1960, 1962) получены новые стратиграфические данные, позволяющие в значительной мере уточнить возрастной предел гранитоидов. Последние ими относятся к предверхнеэоценовому времени на том основании, что они прорывают среднеэоценовые отложения, и их гальки встречаются в базальных конгломератах верхнего эоцена.

Исследования О. А. Саркисяна и К. А. Мкртчяна подтвердили также данные В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна и авто-

ра о верхнеэоценовом возрасте щелочных интрузивов Памбакского и Базумского хребтов. Верхняя возрастная граница щелочных пород ими доказана как доолигоценая по факту наличия их галек в базальных слоях Дилижанской углесланценовой свиты, возраст которой на основе палеонтологических и регионально-геологических данных определяется как олигоценый (А. А. Габриелян, А. Л. Тахтаджян, О. А. Саркисян, 1958). Кроме того, по данным О. А. Саркисяна, Бундукский щелочной интрузив Базумского хребта ингрессивно перекрывается отложениями Дилижанской свиты (1959). В составе интрузивных галек обнаружены почти все разновидности щелочных пород Бундукского интрузива, которые в свое время были выделены нами при изучении интрузивных пород Базумского хребта (1953, 1957³). Любопытно, что среди интрузивных галек базальных слоев Дилижанской свиты встречены щелочные сиениты с бутыльно-зеленой роговой обманкой, весьма сходной с описанным нами (1953) одноосным амфиболом.

В 1956 г. Г. А. Акопяном и К. А. Мкртчяном в районе Гарнасар выявлен новый выход щелочных сиенитов, нижняя граница возраста которых определяется как послеверхнеэоценовый.

Таким образом, по геологическим данным интрузивы Памбако-Базумской группы по времени формирования размещаются в интервале между средним эоценом и олигоценом, причем устанавливается значительный перерыв между внедрениями гранитоидов и щелочных пород. Это впервые было отмечено В. Н. Котляром, а затем автором на том основании, что Бундукский щелочной интрузив прорывает базальные конгломераты эоцена, содержащие гальки гранитоидов Базумского хребта.

Приведенные геологические данные о возрасте интрузивных пород подтверждаются также предварительными радиологическими определениями. Результаты определения абсолютного возраста кали-аргоновым методом показывают, что Анкаванский гранитоидный интрузив и Степанаванские гранодиориты относятся к среднему эоцену, Головинский и Агавнадзорский гранитоидные интрузивы, а также Амзачиманские пор-

фириовидные граниты и Тежсарский щелочной массив—к верхнему эоцену, преолигоцену (Г. П. Багдасарян, 1959, 1960).

Взаимоотношение интрузивных пород с вмещающими отложениями и тектоническими элементами позволяет наметить следующую последовательность их образования: 1. Габброиды. 2. Гранитоиды. 3. Порфириовидные граниты. 4. Щелочные породы.

К наиболее ранним интрузивным образованиям принадлежат габброиды Лермонтовского и Мегрутского интрузивов.

Гранитоиды слагают крупные Геджалинский, Халабский, Анкаванский, Цахкашатский, Меградзорский массивы, ряд мелких интрузивов в пределах Базумского (Степанаванская группа) и Памбакского хребтов. По наблюдениям К. А. Мкртчяна (1960), Халабский интрузив в западной части сочленяется с Геджалинским. По новым данным Г. П. Багдасаряна, некоторые интрузивы (Атарбежянский, Агавнадзорский) формировались в две фазы.

Для обоснования более позднего времени внедрения гранитоидов по отношению к габброидам В. Н. Котляр приводит следующие доказательства: а) у с. Лермонтово жила диорита сечет габброиды; б) у с. Пушкинаван в габбро отмечается жила гранита. Б. С. Вартапетян считает недостаточно убедительными приведенные В. Н. Котляром данные, относя Лермонтовские основные породы к краевой фации Геджалинского массива.

Более раннее внедрение Лермонтовского интрузива по отношению к гранитоидам, кроме доказательств, приведенных В. Н. Котляром, можно аргументировать следующими данными. а) к северо-востоку от с. Лермонтово габброиды пересекаются и изменяются апофизами Геджалинского гранитоидного массива; б) кислые аплитовые и пегматитовые жилы гранитоидов во многих местах прорезают Лермонтовский интрузив; в) северо-восточнее с. Лермонтово отмечается контактное влияние гранодиоритов на мелкозернистые габбро.

В. Н. Котляр к гранитоидам относит также породы монцонитового состава, указывая, что последние связаны с гранодиоритами постепенными переходами. В строении гранитоидных массивов монцониты (кварцевые и бескварцевые), действительно, играют большую роль и связаны с остальными

разновидностями гранитоидных пород взаимопереходами. Однако в 1,8 км северо-западнее с. Гамзачиман обнажается небольшой выход кварцевых монцонитов, образовавшихся несколько позже гранитоидов. По-видимому, они представляют собою дополнительный интрузив.

Порфирировидные граниты слагают крупный Гамзачиманский (Гильютский) массив и небольшое Фиолетовское дайкообразное тело. Более поздний возраст их по сравнению с гранитоидными интрузивами установлен В. Н. Котляром на том основании, что так называемый Фиолетовский разлом нарушает Геджалинский массив и в восточной части вдоль него интродировано Фиолетовское дайкообразное тело порфирировидных гранитов.

Щелочные породы впервые выявлены и довольно подробно описаны В. Н. Котляром (1945, 1958). Они образуют наиболее крупный Тежсарский массив и более мелкие сателлитовые тела, расположенные в ядре Памбакской синклинали. Здесь недавно Б. М. Меликсетяном и Р. Г. Геворкяном обнаружены новые мелкие выходы щелочных и нефелиновых сиенитов.

В пределах Базумского хребта щелочные породы образуют три отличающихся по размерам интрузива. Первый из них—Бундукский, наиболее крупный, обнажающийся к северо-востоку от с. Гамзачиман; второй—Блданский, расположенный в бассейне одноименной реки; третий—Лермонтовский, встреченный нами при геологической съемке 1951 г., находится в 2,5 км к востоку от с. Лермонтово. Все они приурочены к разрывным нарушениям. Как отмечалось выше, на Базумском хребте в районе г. Гарнасар выявлен новый выход щелочных пород.

Для обоснования более молодого возраста щелочных интрузивов по отношению к гранитоидам В. Н. Котляр приводит следующие доводы: а) среди сиенитов северного склона Памбакского хребта, дайки которых прорезают порфирировидные граниты Гамзачиманского массива, встречены жилы щелочных сиенитов; б) жилы щелочных сиенитов прорезают порфирировидные граниты по дороге Гамзачиман-Архошен; в) нефелиновые и щелочные сиениты прорывают кварцевые диориты Цахкашатского интрузива. Г. П. Багдасарян также счита-

ет, что внедрение порфировидных гранитов предшествовало щелочным интрузивам на основании того факта, что на Архонском участке щелочные сиениты образуют пирогенный контакт с порфировидными гранитами, подвергая последние контактовому изменению. Доводы названных авторов подкрепляются и следующими данными: а) Лермонтовский разрыв сечет Геджалинский гранитоидный массив, а в восточной части вдоль него внедрено два небольших дайкообразных тела щелочных сиенитов; б) Бундукский щелочной интрузив к северо-востоку от с. Гамзачиман прорывает конгломераты, состоящие из галек гранитоидных пород.

Таким образом, по всем имеющимся данным щелочные породы являются более молодыми, чем гранитоиды. Однако А. Г. Мидян высказал мнение об обратном возрастном соотношении щелочных интрузивов и гранитоидов. По последним данным Б. М. Меликсетяна и Р. Г. Геворкяна (1963), порфировидные граниты моложе щелочных сиенитов.

а. Породы интрузивной фазы

Габброиды слагают Лермонтовский и Мегрутский интрузивы. Оба они приурочены к юго-западному крылу Геджалинской синклинали, где прорывают нижние горизонты вулканогенной толщи среднего эоцена.

Лермонтовский интрузив имеет концентрическое строение, причем ближе к центру небольшой полосой располагаются шаровые габбро, по периферии—мелкозернистые, а между ними—крупнозернистые габбро-пироксениты, пользующиеся наибольшим распространением. Шаровые габбро прорывают габбро-пироксениты, а обе разновидности пересекаются жилой мелкозернистых габбро. Это обстоятельство позволило В. Н. Котляру предположить, что в связи с имевшимися неоднократными тектоническими подвижками вторжение основной магмы было пульсирующим. В интрузиве некоторое развитие получают полосатые габбро и анортозиты, первые из которых приурочены к периферии, а вторые—к осевой полосе. Вследствие плохой обнаженности возрастное соотношение анортози-

тов с остальными типами основных пород остается неопределенным.

Согласно Левинсон-Лессингу (1940), полосатые структуры возникают в процессе горообразования, которое действует ориентирующим образом на эти слои. В. Н. Котляр полосчатость габбро также рассматривает как следствие тех сдавливающих напряжений, которые имели место во время кристаллизации магмы. Некоторые другие исследователи полосатые габбро объясняют процессами дифференциации. В нашем случае, по-видимому, первое объяснение является более правдоподобным, так как: а) полосатые габбро приурочены к периферии интрузива, наиболее интенсивно подвергавшейся действию тектонических напряжений; б) полосчатость параллельна контактам; в) в процессе формирования интрузива происходили неоднократные тектонические подвижки, на что указывает непосредственное пересечение отдельных разновидностей габбровых пород.

Габбро-пироксениты, сменяющиеся постепенно пироксенитами и оливиновыми габбро, крупнозернистые темно-зеленоватые породы, в минералогическом составе которых присутствуют следующие минералы: главные—оливин, ромбический и моноклинный пироксены, плагиоклаз (№ 85—94), роговая обманка, реже биотит; аксессуарные—магнетит и сфен; вторичные—хлорит, серпентин, пренит, карбонат, эпидот, цоизит, серицит. Оливин встречается только в оливиновых габбро от 18 до 32 %.

Мелкозернистые габбро равномернозернистые габбровой, реже офитовой структуры породы, состоящие из плагиоклаза (№ 60—68), авгита, энстатита, роговой обманки и небольшого количества биотита, магнетита, сфена и вторичных минералов.

Шаровые габбро представлены темно-серыми породами с отчетливо выделяющимися овоидами, заключенными в мелкозернистую основную массу. Отдельные овоиды имеют радиально-лучистое строение. Мелкозернистая, довольно равномернозернистая масса является как бы цементирующим материалом овоидов шарообразной формы, причем последние занимают значительно больший объем. Размеры овоидов колеблются от 1,5 до 20 см при среднем размере 3—4 см; обычно

они состоят из темного ядра и двух разноцветных концентрических зон (темной и серой), в которых минералы имеют радиально-лучистое расположение. Сравнительно редко встречаются многозональные овоиды с чередующимися концентрическими разноцветными зонами, мощность которых от центра к периферии заметно уменьшается; отмечаются также овоиды, почти целиком состоящие либо из плагиоклаза, либо из темноцветных минералов. В минералогическом составе овоидов принимают участие плагиоклаз (№ 74), авгит, роговая обманка, биотит и магнетит. Резко преобладают плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз образует удлиненные, суживающиеся на двух концах линзообразные кристаллы, имеющие радиально-лучистое расположение. Цветные минералы также характеризуются радиальной вытянутостью. Цемент шаровых габбро представляет собой мелкозернистую габбровой структуры меланократовую массу, состоящую из тех же минералов. Однако иногда роговая обманка и биотит отсутствуют, а плагиоклаз обладает меньшей основностью (№ 63—66).

Мегрутский интрузив представлен небольшим штокообразным телом, расположенным в 4 км к северо-востоку от одноименного селения. Он сложен крупнозернистыми габбро с выделениями призматических кристаллов плагиоклаза, достигающих 1 см в длину. С центра к периферии интрузива они постепенно переходят в мелкозернистые разновидности. Структура отчетливо выраженная порфировидная с габбровой, реже офитовой структурой основной массы. Минералогический состав их: плагиоклаз (№ 63—65), авгит, роговая обманка, магнетит, сфен, реже биотит. Несмотря на то, что плагиоклаз довольно свеж и почти лишен продуктов разрушения, он обладает рыжеватым цветом. Такое помутнение плагиоклазов В. Н. Лодочников считал, вернее всего, магматическим изменением. Роговая обманка и биотит являются псевдоморфозами по моноклинному пироксену. Количество их возрастает по мере приближения к гранитоидам. У непосредственного контакта Геджалинского массива появляется также кварц, а главная часть пироксена замещена роговой обманкой. Амфиболизация и биотизация основных пород, несомненно, вызваны внедрением гранитоидов.

Гранитоиды пользуются наибольшим площадным рас-

пространением. В период 1950—1953 гг. автором детально изучены гранитоиды Базумского хребта (1953, 1955¹, 1955² и др.). Благодаря любезности А. Г. Мидяна, представившего нам большое количество шлифов, мы ознакомились с петрографическим составом подобных пород Памбакского хребта. В 1956 г. нами проведены петрографические исследования в пределах Памбакского хребта и, таким образом, мы имели возможность ознакомиться со строением всех гранитоидных интрузивов рассматриваемой группы.

Наиболее крупным массивом является Геджалинский (Базумский), который отличается и наиболее сложным строением. Контакты его с прорываемыми ими вулканогенными отложениями эоцена являются резкими и крутыми до отвесного. В южном контакте он дает апофизы в боковые эффузивные породы. В юго-западной контактовой части Геджалинского массива наблюдается широкая зона эруптивных брекчий и небулитов, прослеживающаяся на протяжении примерно 4 км. Здесь кислая магма инъецирована по многочисленным неправильным трещинам вулканогенных пород, образуя густую сеть различных величин жилок. Вблизи контакта отмечаются эруптивные брекчии, где остроугольные ороговикованные обломки вулканогенных пород эоцена рассеяны в некотором количестве инъецированной массы. В сторону массива¹ наблюдается сгущение жилок, увеличение количества инъецированной массы и округление обломков, т. е. на этом участке мы имеем небулиты. В последних, округленные магмой, обломки вулканогенных пород расплываются в темные пятна в преобладающей интрузивной массе. Микроскопическое исследование обломков боковых пород показало, что они представлены пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми роговиками. К северо-востоку небулиты постепенно переходят в интрузивные породы, изобилующие ксенолитами.

В строении гранитоидных интрузивов принимают участие габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцодиориты, тоналиты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), гранодиориты, граниты и целый ряд промежуточных типов между ними. Среди них наибольшим развитием пользуются кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монцониты. Все перечисленные породы встречаются только в наи-

более крупном Геджалинском массиве; остальные интрузивы отличаются более простым строением.

Во всех интрузивах выделенные разновидности пород связаны между собой постепенными взаимопереходами. Из них граниты и гранодиориты относятся к породам главной интрузивной фации, а остальные—к породам фации эндоконтактов. Последние возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизации кислой магмой пород вулканогенной толщи. Внутри гранитоидных интрузивов наблюдается некоторая закономерность в пространственном распределении отдельных типов пород: кислые породы приурочены к осевым частям, основные—к краевым зонам, средние—к промежуточным зонам. Более сложна картина в Геджалинском массиве: граниты приурочены к восточной приподнятой части его, наиболее основные типы—к южному наиболее эродированному эндоконтакту, сравнительно кислые—к западной и осевой частям и породы среднего состава—к северному эндоконтакту и промежуточным зонам.

Во всех интрузивах границы выделенных зон являются условными, так как: а) резких переходов между ними не существует; б) отдельные зоны также характеризуются неоднородным строением по петрографическому составу и структуре слагающих их пород. Нередко внутри отдельных зон, помимо наиболее широко распространенного типа пород, отмечается и много других разновидностей, связанных между собой постепенными переходами. Следует подчеркнуть, что такая смена характера и структуры пород чаще всего наблюдается на участках, богатых интенсивно переработанными ксенолитами. Вообще более обычны частые, незакономерные смены структуры и количественно-минералогического состава, что приводит к образованию целого ряда промежуточных типов пород. Все это обусловлено широким проявлением процессов ассимиляции и гибридизма.

Граниты представлены двумя разновидностями—светлосерой и розовой. Обе они пользуются одинаковым распространением, встречаются совместно, связаны между собой постепенным переходом. В отличие от других типов пород, они лишены ксенолитов, но в них отмечаются темные сгустки.

Граниты представляют собой среднезернистые и мелкозернистые лейкократовые породы, обладающие гипидиоморфнозернистой, реже гранофировой и микропорфировидной структурой. Они состоят из преобладающего калинатрового полевого шпата (ортоклаза или анортоклаза), кислого плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки. Акцессории: магнетит, апатит, иногда циркон, сфен, реже ортит. Темноцветная часть занимает не более 4% общего объема породы. По минералогическому составу различаются биотитовая, роговообманковая и роговообманково-биотитовая разновидности. Последние две разновидности имеют незначительное развитие. Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 26—28), но в контаминированных разностях иногда встречаются крупные широкопризматические кристаллы, отвечающие андезину.

Габбро, габбро-диориты и диориты—мелкозернистые темные породы, содержащие большое количество ксенолитов и темных сгустков. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, магнетита, сфена и апатита. Иногда встречаются кварц, ортоклаз и ромбический пироксен. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав плагиоклаза варьирует в широких пределах (от № 47 до № 72). Отмечаются кристаллы плагиоклаза с обратной зонарностью.

Кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты и переходные типы между ними—среднезернистые темно-серые породы. Структура гипидиоморфнозернистая и монцонитовая. В минералогическом составе их присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит. Акцессории: магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ортит. Содержание перечисленных минералов колеблется в самых широких пределах. В зависимости от относительного количества цветных минералов различаются пироксен-роговообманково-биотитовая, пироксен-роговообманковая, пироксен-биотитовая, роговообманково-биотитовая и роговообманковая разновидности, причем наибольшим распространением пользуется первая. Определенного пространственного распределения этих разновидностей в пределах интрузивных тел не усмат-

ривается. Они переходят друг в друга постепенно и различимы только под микроскопом.

Большое количество произведенных измерений плагиоклаза по различным методам показывает, что состав его колеблется в пределах от № 32 до № 53, в некоторых монцонитах — от № 55 до № 68. Нередко встречаются крупные зонарные кристаллы, ядра которых соответствуют битовниту и даже анориту. Отмечаются и крупные кристаллы плагиоклаза с обратной зонарностью, что является следствием явления ассимиляции. Моноклинный пироксен в большинстве случаев представлен диопсидом, реже авгитом.

По многочисленным измерениям калиевый полевой шпат соответствует ортоклазу и анортоклазу. Угол оптических осей его колеблется в широких пределах не только в разных образцах, но и в пределах одного и того же шлифа. О крайнем непостоянстве угла оптических осей калинатровых полевых шпатов, как увидим ниже, отмечалось также Е. Д. Белянкиной и А. И. Адамяном для аналогичных пород Мегринского интрузива.

В гранитоидах часто встречаются мирмекиты, которые возникли не только на контакте плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, но и в некоторых случаях на контакте плагиоклаза с другими минералами и, в частности, с кварцем.

Кварцевые монцониты, внедрившиеся несколько позже вышеописанных гранитоидов, темно-серые монцонитовой структуры породы, главными минералами которых являются плагиоклаз (№ 44—53), ортоклаз, кварц, моноклинный пироксен, роговая обманка и биотит. Из аксессуарных минералов встречаются магнетит, сфен, апатит, реже циркон. Обычно три цветных минерала присутствуют вместе, но в различных количественных соотношениях. По внешнему облику и петрографическим деталям они почти неотличимы от вышеописанных аналогичных пород.

Порфирировидные граниты образуют Гамзачиманский (Гилютский) интрузив и Фиолетовское дайкообразное тело, приуроченные к северному крылу Памбакской синклинали. Занимаемая ими площадь составляет 25 кв. км. Порфирировидные граниты серо-розовые породы с крупными выделе-

ниями калиевого полевого шпата. В юго-западной части Гамзачиманского интрузива они постепенно переходят в среднезернистые серо-голубоватые гранодиориты, лишенные порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата. Минералогический состав их представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, амфиболом и биотитом; акцессории—магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, реже турмалин. Доминирующим минералом является пертитовый ортоклаз. Порфировидные выделения его обладают более или менее правильными кристаллографическими очертаниями и часто сдвойникованы по карлсбадскому закону. Они нередко замещаются кварцем основной массы, причем их незамещенные реликты в кварце обладают одинаковой оптической ориентировкой.

Плагиоклаз относится к № 20—23. По периферии его кристаллов отмечаются тонкие мирмекитовые полоски. Кварц образует обычные ксеноморфные зерна, содержащие в себе мелкие зерна калиевого полевого шпата с контурами разъедания. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Встречается также щелочной амфибол гастингситового характера.

При понижении содержания кварца описываемые породы отклоняются в сторону граносиенитов, что впервые отмечалось В. Н. Котляром. В эндоконтактах интрузивов совместно с кварцем нередко убывает количество калиевого полевого шпата и тогда они постепенно переходят в гранодиориты. Граносиениты и гранодиориты имеют гибридное происхождение и относятся к породам фации эндоконтактов.

Щелочные породы Базумского хребта образуют наиболее крупный Бундукский интрузив, который морфологически представляет дайкообразное тело, падающее на север под крутыми углами. С запада на восток по мере возрастания гипсометрического уровня он расширяется. В его строении участвуют щелочные сиениты, сиениты, фельдшпатолиты, сиенито-диориты и габбро-сиениты. В общих чертах намечается закономерное распределение отдельных петрографических типов внутри интрузива: сиениты слагают узкую часть, щелочные сиениты—восточную широкую часть, фельдшпатолиты—северо-восточную наиболее приподнятую часть, габбро-сиениты и

сиенито-диориты—эндоконтакты восточного расширенного участка интрузива.

Характерными особенностями Бундукского интрузива являются: а) наблюдаемое большое разнообразие пород в коротких пространственных интервалах, даже в одном и том же обнажении; б) совершенно постепенный взаимопереход между всеми типами пород.

Наибольшее распространение имеют щелочные сиениты, которые слагают также Блданский и Лермонтовский интрузивы. Это мелко-, средне-, реже крупнозернистые породы, минералогический состав которых следующий: главные минералы—калиевый полевой шпат, плагиоклаз, амфиболы, биотит; акцессорные—черный рудный минерал, апатит, сфен, циркон, монацит. Плагиоклаз соответствует альбит-олигоклазу и олигоклазу. В контаминированных разновидностях появляется моноклинный пироксен, а плагиоклаз приобретает состав андезина. Амфиболы представлены гастингситом, реже арфведсонитом. В этих породах нами обнаружен также одноосный амфибол, которому посвящена специальная статья.

Сиениты средне-, реже мелкозернистые породы, главными минералами которых являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз из ряда олигоклаз-андезина и андезина, обыкновенная роговая обманка и биотит. Акцессории—черный рудный минерал, апатит, сфен, циркон.

Фельдшпатолиты совершенно лейкократовые крупнозернистые розовые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза и олигоклаза), биотита, гастингсита, единичных зерен моноклинного пироксена. Акцессории те же, что и у щелочных сиенитов. Первые два минерала составляют 98—99 % общей массы породы, причем калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом.

Щелочные сиениты г. Гарнасар, по наблюдениям К. А. Мкртчяна, образуют сложное лопполитовое тело, приуроченное к синклинальной структуре. Макроскопически это розоватые, беловатые, беловато-сероватые, средне- и равномерно-зернистые породы, которые в краевой оторочке интрузива приобретают облик тонкозернистой афанитовой эффузивной породы кирпично-розоватого цвета. Минералогический состав

полнокристаллических щелочных сиенитов, по А. И. Адамяну и К. А. Мкртчяну (1959), представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, авгитом, роговой обманкой, биотитом. Из них резко преобладает калиевый полевой шпат. Аксессуары: апатит, циркон, флюорит, рудный минерал. При переходе от интрузивной фации к эффузивной, по данным тех же авторов, происходят следующие изменения: 1) степень кристалличности пород резко уменьшается и появляется аморфная масса; 2) размеры вкрапленников постепенно увеличиваются от порфировидных пород интрузивной фации к порфировым разностям эффузивной фации; 3) биотит и пироксен исчезают.

Тежсарский массив размещается в той части эоценовой вулканогенной толщи, где обнажаются эффузивы щелочного состава, представленные эпилейцитовыми порфирами, анальцимовыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями. В районе массива щелочные интрузивы секутся дайками эпилейцитовых порфиров. По данным В. Н. Котляра, они прямолинейные, а по Г. П. Багдасаряну—кольцевые и конические. Дайки эпилейцитовых порфиров предшествовали внедрению Тежсарского массива.

В. Н. Котляр (1941) впервые высказал мнение о том, что щелочные интрузии Памбакского хребта напоминают интрузии центрального типа. Впоследствии, после многолетних детальных исследований, Г. П. Багдасарян (1950 и др.) наметил основные этапы формирования Тежсарского массива, относя его к интрузиям центрального типа, что оспаривается Б. С. Вартапетяном (1955, 1957¹).

Согласно Г. П. Багдасаряну, Тежсарский массив представлен двумя резко отличающимися по структуре телами: центральным штоком и кольцеобразно огибающим его коническим телом. По данным В. Н. Котляра и Г. П. Багдасаряна, в строении массива принимают участие псевдолейцитовые, нефелиновые и щелочные сиениты, связанные между собой постепенными переходами. Псевдолейцитовые сиениты приурочены исключительно к краевым частям его, а щелочные сиениты—к средним частям. Нефелиновые сиениты развиты как в периферических, так и в центральных частях.

По данным тех же исследователей, псевдолейцитовые

сиениты представляют серые породы с шарикообразными выделениями псевдолейцита, занимающего почти половину общего объема породы. Псевдолейциты слагаются из ортоклаза и нефелина. Основная масса породы имеет состав гастингсит-нефелиновых сиенитов.

Нефелиновые сиениты серые, иногда более темные, среднезернистые, крупнозернистые, редко порфирированные породы. Минералогический состав: калиевый полевой шпат, нефелин, плагиоклаз (обычно олигоклаз, реже андезин и лабрадор), гастингсит, иногда анальцит, эгерин-авгит, биотит. Аксессуары: сфен, титано-магнетит, апатит, меланит, флюорит, циркон, рутил. Щелочные сиениты пользуются небольшим распространением. Они отличаются от нефелиновых сиенитов отсутствием или небольшим содержанием нефелина.

Согласно В. Н. Котляру, некоторые мелкие интрузивы Памбакского хребта сложены нордмаркитами, состоящими из 90 % микропертитового калинатрового полевого шпата и незначительного количества кислого плагиоклаза, щелочной роговой обманки, эгерин-авгита, биотита и кварца. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит, рудный минерал, реже циркон и ортит.

б. Породы жильной фазы

Жильная фаза проявлена в связи с гранитоидами, порфирированными гранитами и щелочными интрузивами.

Жильные породы гранитоидов пользуются широким развитием и характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Среди них выделяются как лейкократовые кислые, так и меланократовые основные типы, отличающиеся друг от друга по времени образования. Первые, представленные аплитами, пегматитами и гранодиорит-порфирами, тесно приурочены к интрузивам и их экзоконтактовым зонам. Они обладают почти теми же петрохимическими особенностями, что и кислые гранитоиды. Жильные породы меланократовой серии представлены диорит-порфиритами, микродиоритами, монцонитами, габбро-порфиритами, реже мел-

козернистыми габбро. Все они возникли позже аплитов и пегматитов.

Аплиты и пегматиты связаны между собой постепенными переходами, и преимущественно локализованы в приконтактных зонах интрузивов, приурочиваясь к мелким трещинам различного направления. Пегматиты иногда образуют и гнездообразные тела. Аплиты и пегматиты большей частью мелкозернистые розовые породы. Редко встречаются крупнозернистые пегматиты. Минералогический состав их: калинатровый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит; акцессории: черный рудный минерал, сфен, циркон, апатит, реже ортит, турмалин. Плагиоклаз соответствует альбит-олигоклазу и олигоклазу. Калинатровый полевой шпат преобладает над кварцем, которым резко подчинены плагиоклаз и биотит. Интересно отметить, что некоторые крупные аплитовые жилы Геджалинского гранитоидного массива, пересекающие габброиды Лермонтовского интрузива, в результате ассимиляции основного материала приобрели состав плагиоаплитов. Последние отличаются от обычных аплитов присутствием роговой обманки, а также резко пониженным содержанием калиевого полевого шпата и повышенным—плагиоклаза. Кроме того, плагиоклаз имеет основной состав и иногда образует крупные зонарные кристаллы, ядра которых отвечают лабрадору. Таких основных плагиоклазов в других аплитовых жилах, локализованных в гранитоидах, нами не встречено.

Гранодиорит-порфиры приурочены только к Анкаванскому интрузиву. По данным В. Н. Котляра (1958), они возникли после аплитов и пегматитов, но до лампрофиров. Это серые породы с крупными выделениями калинатрового полевого шпата, достигающего нескольких сантиметров в длину. Минералогический состав: плагиоклаз из ряда олигоклаза, анортитоклаз, кварц, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы—магнетит, апатит, сфен.

Жильные породы меланократовой серии образуют довольно крупные дайки, которые сопровождаются зонами закалки. В отличие от лейкократовых жил, они встречаются не только в интрузивах, но и в значительном от них удалении (С. И. Баласаян, 1956³). Минералогический состав даек диоритового

ряда определяется присутствием андезина, обыкновенной роговой обманки, иногда биотита, калинатрового полевого шпата, кварца, магнетита, сфена, апатита. Дайки габбровых пород состоят из плагиоклаза (№ 53—68), авгита, диопсида, реже роговой обманки и кварца. В мелкозернистых габбро присутствует и биотит (до 3 %). Аксессуары—магнетит, сфен, апатит.

В порфировидных гранитах жильные породы представлены аплитами, пегматитами и основными меланократовыми типами. Последние образуют редкие дайки и по петрографическому составу чаще всего отвечают диоритам. Все они сходны с вышеописанными.

Жильные породы, локализованные в пределах щелочных интрузивов, представлены, по данным В. Н. Котляра, щелочными и нефелиновыми сиенит-порфирами, бостонитами и пегматитами. Отмечаются также мелкие жилы, состоящие либо из одного черного меланита, либо из красноватого нефелина. В. Н. Котляром определено установлено более молодой возраст бостонитов по отношению к щелочным сиенит-порфирам. Щелочные жильные породы обильны в Тежсарском массиве.

В минералогическом составе щелочных сиенит-порфиров присутствуют калинатровый полевой шпат, альбит, анальцим, щелочной амфибол типа гастингсита, цеолит, флюорит, циркон, сфен, магнетит, биотит, рутил, апатит, реже эгирин. Нефелиновые сиенит-порфиры имеют небольшое распространение. Они отличаются от сиенит-порфиров присутствием нефелина.

По В. Н. Котляру, бостониты образуют многочисленные дайки в северной и западной частях Тежсарского массива. Минералогический состав их определяется присутствием калинатрового полевого шпата, анальцима, нефелина, флюорита, цеолита, биотита, магнетита, циркона, рутила и иногда бурого граната.

Пегматиты широко распространены в Тежсарском массиве. По исследованиям Г. П. Багдасаряна (1954), наибольшее развитие пегматитов наблюдается в периферической, нефелин-содержащей зоне центрального массива. Они обычно образуют шпироподобные, линзообразные, неправильной формы те-

ла. Минералогический состав их, по Г. П. Багдасаряну, представлен калиевым полевым шпатом, нефелином, щелочным амфиболом, флюоритом, сфеном, апатитом, цирконом, черным рудным минералом и меланитом. Калиевый полевой шпат преобладает над нефелином, которому подчинены остальные минералы.

в. Контактные изменения

Наиболее широкие контактные ореолы возникли в связи с внедрением гранитоидов. Контактное воздействие их на вмещающие породы выражается в образовании различных роговиков, скарнов, гнейсов и гидротермально измененных пород.

Роговики имеют небольшое распространение и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них различаются кварц-полевошпатово-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые, кварц-микроклиновые, плагиоклаз-роговообманковые, плагиоклаз-биотит-роговообманковые, плагиоклаз-пироксен-роговообманковые и плагиоклаз-пироксеновые типы.

Скарны развиты в контактных полосах гранитоидов Памбакского хребта, особенно в экзоконтакте Анкаванского интрузива. В минералогическом составе их, по В. Н. Котляру, присутствуют гранат, эпидот, пироксен, актинолит, тремолит, кальцит, магнетит, халькопирит, молибденит.

Гнейсы полосой протягиваются по юго-западной периферии Геджалинского массива на протяжении нескольких километров. Они постепенно переходят в слабо огнейсованные породы, а затем в роговики.

Автором отобрано много образцов от роговиков до контакта массива и под микроскопом прослежены те промежуточные стадии изменения, проходя через которые вмещающие вулканогенные породы эоцена превратились в гнейсы (1953). Роговики представляют собой массивной текстуры и роговиковой структуры равномернозернистые породы, состоящие из полевых шпатов, кварца, роговой обманки, моноклинного пироксена, магнетита, сфена, апатита. По направлению к кон-

такту массива наблюдаются следующие изменения. Структура от роговиковой переходит в пойкилитобластовую и порфиروبластовую с гетеробластовой структурой основной ткани. В дальнейшем гетеробластовая структура основной ткани сменяется лепидогранобластовой и гранобластовой. Массивная структура переходит в сланцеватую. По мере приближения к контакту сначала появляются редкие порфиробласты плагиоклаза, размеры и количество которых в дальнейшем возрастает. Увеличиваются также размеры компонентов основной ткани и местами доходят до величины порфиробластов. В последнем случае порода приобретает гранобластовую структуру. Содержание моноклинного пироксена и роговой обманки постепенно убывает, а в приконтактных участках оба минерала вовсе исчезают. Вместо них появляется биотит, окраска которого по направлению к массиву изменяется от коричнево-зеленоватой к коричневой и темно-коричневой. Наблюдается заметное уменьшение основности плагиоклаза от андезина к олигоклазу и альбит-олигоклазу. В приконтактных участках местами возникают мирмекитовые симплектиты. Происходит уменьшение содержания магнетита и сфена; в некотором количестве появляется циркон.

Для представления о происходивших изменениях в химическом составе вмещающих гранитоиды вулканогенных пород при контактово-метаморфических процессах по методу Барта нами были вычислены формулы некоторых измененных и исходных свежих пород. Выяснилось, что при контактовых явлениях вмещающие основные эффузивы обогатились кремнеземом, алюминием и щелочами, но из них были вынесены железо, марганец, магний и кальций. Обратная картина наблюдается при контактовых изменениях вмещающих эффузивов кислого состава (1953).

Контактные ореолы габброидов и порфириформных гранитов замаскированы новейшими образованиями. Согласно В. Н. Котляру (1958), в контактах габброидов отмечаются в большей или меньшей степени ороговикованные породы. По данным того же автора, контактное воздействие порфириформных гранитов на вмещающие породы выражается в образовании

полевошпатово-кварцевых роговиков с биотитом и силификации известняков.

Контактные явления, связанные со щелочными интрузивами Памбакского хребта, детально изучены Г. П. Багдасаряном (1956²). Им выделяются три типа контактовых пород: а) скарны и мраморы; б) гибридные породы; в) роговики. Скарны эпидот-андрадитовые, содержащие скаполит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит.

Г. П. Багдасарян отмечает, что контакты Тежсарского массива обычно выражены полосой гибридных образований, внутри которой нередко наблюдается целый ряд разновидностей, характеризующих все переходы от интрузивных к вмещающим эффузивам. Контактные роговики располагаются, согласно Г. П. Багдасаряну, непосредственно за полосой гибридных пород. Минералогический состав наиболее распространенных роговиков определяется присутствием калиевого полевого шпата, плагиоклаза, нефелина, анальцима, роговой обманки, биотита, авгита, эгирина-авгита, эгирина, мусковита, магнетита, сфена, апатита, циркона, флюорита, андалузита и меланита.

Контактово-измененные породы, образовавшиеся действием щелочных пород Базумского хребта на основные и средние эффузивы эоцена, представлены эпидозитами (кварцевыми и бескварцевыми), кварц-скаполитовыми, плагиоклаз-роговообманковыми и плагиоклаз-пироксен-роговообманковыми роговиками.

II. МЕГРИНСКИЙ ИНТРУЗИВ

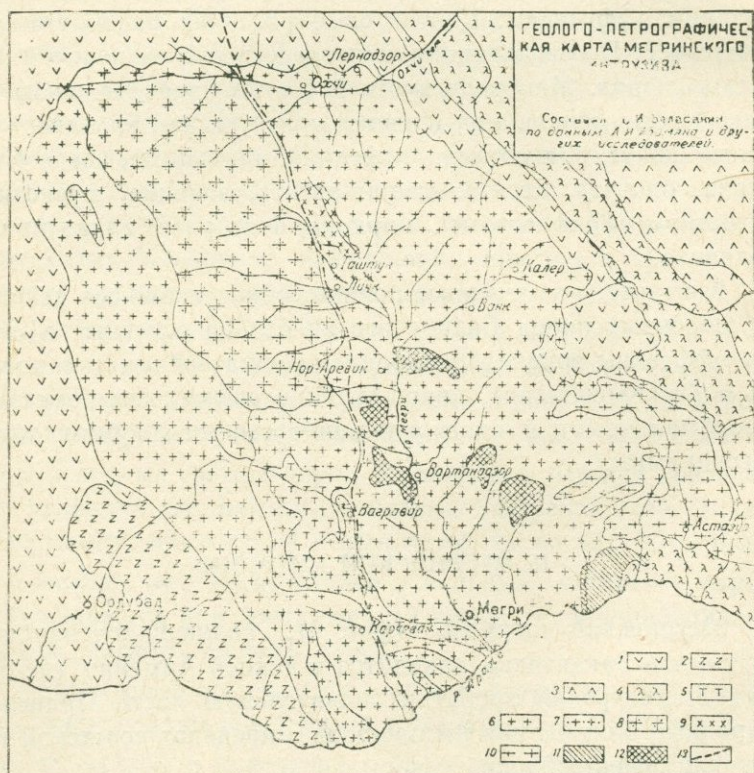
Мегринский интрузив (фиг. 6), являющийся наиболее крупным в Закавказье, находится в южной Армении, где слагает Зангезурский хребет и значительную часть Иранского Карадага. Занимаемая им площадь в пределах советской территории равна 800 кв. км.

Вопросам геологии и металлогении его посвящены обстоятельные работы многих исследователей, в которых в той или иной мере затрагивались общие черты петрографии слагающих его пород. Однако с петрографической точки зрения ин-

трузив изучался В. Г. Грушевым (1937 и др.), Ю. А. Араповым (1942, 1944), С. А. Мовсесяном (1941, 1953), М. А. Литвин, А. В. Кажданом, Ш. А. Азизбековым (1952¹) и А. И. Адамяном (1949¹, 1949², 1949³, 1949⁴, 1955, 1966).

Следует отметить, что наиболее серьезные петрографические исследования всего интрузива впервые выполнены В. Г. Грушевым, что сыграло большую роль в дальнейших более углубленных петрологических изучениях.

За последние годы проведены детальные петрографические и геохимические исследования Мегринского интрузива А. И. Адамяном, Б. М. Меликсетяном, Т. А. Аревшатын и др.



1. Золеновые вулканогенно-осадочные отложения, 2. Медовые вулканогенно-осадочные отложения, 3. Юрские эффузивы, 4. Палеозойские породы, 5. Габброиды, 6. Породы монцитового ряда, 7. Граносиениты, грациты, граадиориты и др., 8. Парфировидные граниты и гранодиориты, 9. Граниты и граадиорит-порфиры, 10. Щелочные породы, 11. Палеозойские интрузивные породы, 12. Крупные жскалиты вмещающих пород, 13. Дебаклинское нарушение.

Фиг. 6

В тектоническом отношении он располагается между Приараксинским и Анкавано-Зангезурским глубинными разломами, приурочиваясь к крупному антиклинорию северо-западного простирания. В западной части его проходит крупное Дебаклинское сбросовое нарушение меридионального направления с падением на восток-северо-восток под крутыми углами. В северо-западной части это нарушение прослеживается по контакту между монцонитами и порфирированными гранитами. К востоку от Дебаклинского разлома отмечаются многочисленные более мелкие нарушения преимущественно северо-восточного простирания. Некоторые из них сопряжены с Дебаклинским разломом, являясь одновозрастными с ним, а другая часть имеет более молодой возраст.

Интрузив размещается среди вулканогенно-осадочных отложений палеозоя, верхнего мела и среднего эоцена, причем он прорывает и изменяет все указанные отложения. На размытой поверхности его местами налегают мио-плиоценовые образования с окатанными гальками интрузивных пород в основании.

Наиболее молодыми породами, прорванными интрузивом, являются вулканогенно-осадочные отложения Зангезурского хребта (Капутджухская толща), возраст которых К. Н. Паффенгольцем определяется как олигоценовый, а С. С. Мкртчяном, А. А. Габриеляном и А. И. Адамяном — как доолигоценовый. В связи с этим одни исследователи (К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой, И. Г. Магакьян, С. А. Мовсесян) приписывают интрузиву послеолигоценовый — нижнемиоценовый возраст, а другие (С. С. Мкртчян, А. А. Габриелян, А. И. Адамян) — верхнеэоценовый-доолигоценовый.

По мнению А. Б. Каждана и М. А. Литвин, формирование его имело место в интервале времени между эоценом и миоценом. По данным А. Т. Асланяна, монцонитовые породы возникли в палеозое, а порфирированные граниты — в третичное время.

По предварительным радиологическим определениям, проведенным Р. Х. Гукасяном, время внедрения интрузива приурочивается к промежутку от верхнего эоцена до нижнего миоцена.

В строении Мегринского интрузива участвуют почти все разновидности щелочноземельного ряда от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных пород.

До сего времени среди исследователей нет единого мнения относительно возрастного расчленения слагающих его пород. Согласно В. Г. Грушевому, он сформировался в результате трех фаз внедрения: 1) монцонитовой; 2) сиенито-диоритовой и 3) гранитовой. Примерно такого же мнения придерживается С. А. Мовсесян, выделяя банатитовую фазу вместо второй сиенито-дiorитовой фазы В. Г. Грушевого.

Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев для азербайджанской части интрузива установили: 1) тоналитовую; 2) монцонитовую и 3) грано-сиенитовую фазы. Б. А. Каждан и М. А. Литвин предложили следующий порядок внедрения: 1) габброиды; 2) монцониты; 3) порфиroidные граниты и 4) сиениты. С. С. Мкртчяном выделяются три фазы: 1) монцонитовая; 2) граносиенитовая и 3) гранитовая.

По последним данным А. И. Адамяна, А. Е. Исаханяна, А. Т. Вегуни и др., породы Мегринского интрузива возникли в следующей последовательности: 1) габброидные породы; 2) монцонитовые породы; 3) лейкократовые граниты, гранодиориты, граносиениты и турмалиновые граниты; 4) порфиroidные граниты и гранодиориты и 5) гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Последние по своим признакам являются дополнительными интрузивами порфиroidных гранитов.

А. И. Адамян (1960) отмечает, что гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры представляют асхистовые породы, генетически связанные с порфиroidными гранитами, но почему-то выделяет их в качестве самостоятельной пятой фазы внедрения.

На основании проведенных за последнее время минералого-геохимических исследований Б. М. Меликсетян (1959, 1960²) считает наиболее обоснованным выделение трех интрузивных фаз: 1) монцонитовой; 2) граносиенитовой и 3) гранитовой. Внутри каждой фазы им выделяются также дополнительные интрузивы.

До сих пор спорным является возрастное соотношение щелочных пород и гранитоидов. И. Г. Магакьян, М. А. Литвин и А. Б. Каждан считают щелочные породы самостоятель-

ной и наиболее поздней фазой внедрения. Однако А. И. Адамян отрицает существование самостоятельной фазы щелочных пород и относит их к породам монцонитового ряда, указывая, что они связаны с последними постепенными переходами.

Ниже краткое описание пород отдельных фаз Мегринского интрузива в основном приводится по данным А. И. Адамяна, наиболее детально занимавшегося их петрографическим изучением.

а. Породы интрузивной фазы

Породы первой фазы. Наиболее ранние породы пользуются небольшим развитием к западу от с. Вагравар и на горе Соух, где образуют штокообразные тела, вытянутые в близмеридиональном и северо-западном направлении. Занимаемая ими площадь составляет около 11 кв. км. Они представлены габбро-пироксенитами, габбро—габбро-диоритами и диоритами, характеризующимися постепенными взаимопереходами.

Эти породы в качестве самостоятельной фазы впервые были выделены Б. А. Кажданом и М. А. Литвин на основании существования резкого интрузивного контакта их с породами второй фазы и по факту наличия в последних оплавленных обломков габброидов.

Основные породы указанных участков В. Г. Грушевой рассматривал как шлировые выделения среди пород монцонитового ряда.

В последнее время А. И. Адамяном, А. А. Джафаровым и А. Е. Исаханяном приводятся некоторые новые данные, свидетельствующие о существовании самостоятельной фазы габброидов. По их наблюдениям, в нижнем течении р. Ньюады габброиды прорваны многочисленными апофизами монцонитов второй фазы.

Габброиды мелкозернистые, меланократовые породы, которые нередко постепенно сменяются такситовыми разновидностями, состоящими из глыбообразных выделений черных и темно-серых габбровых пород, промежутки между которыми сложены темно-серыми и серыми диоритами.

В минералогическом составе их присутствуют моноклин-

ный пироксен, обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз, биотит, реже кварц; из аксессуаров—магнетит, апатит, сфен. При переходе от габбро-пироксенитов к диоритам возрастает содержание плагиоклаза, роговой обманки и появляется кварц, но уменьшается количество пироксена. Последний представлен авгитом, содержащим пылеобразные выделения черного рудного минерала. Состав плагиоклаза варьирует в широких пределах от № 40 до № 72.

Породы второй фазы пользуются наибольшим развитием и характеризуются исключительным разнообразием петрографического состава. Внутри этой фазы Б. М. Меликсетян (1959, 1960²) выделяет дополнительные интрузивы аплитовидных и мелкозернистых гранитов, граносиенитов и гранодиоритов.

Породы второй фазы представлены оливиновыми пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро—габбро-диоритами, габбро-сиенитами, диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами (кварцевыми и бескварцевыми), сиенито-диоритами и гранодиоритами. Все они характеризуются постепенными взаимопереходами.

Определенной закономерности в пространственном распределении различных типов пород внутри интрузива не наблюдается. Однако установлено, что наиболее основные породы обычно приурочены к крупным останцам основных эффузивов кровли, а также к наиболее высоким отметкам и эндо-контактам.

Все это является неопровержимым доказательством в пользу ассимиляционного происхождения рассматриваемых пород. К такому выводу пришли почти все исследователи Мегринского интрузива.

По данным А. И. Адамяна (1960), монцонитовые породы в контакте с плагиогранитами палеозоя обогащены кварцем и по составу приближаются к кварцевым монцонитам, что также является следствием ассимиляции.

Среди основных и ультраосновных пород иногда констатируются гнездообразные и шширообразные выделения магнетитовых оливинитов, плагиоклазитов и роговообманково-магнетитовых пород. Поблизости щелочных сиенитов в них А. И. Адамяном обнаружены и шшировые скопления нефели-

на, образующего бесформенные гнезда, разветвляющиеся прожилки и иногда тонкие (2—3 см) каймы вокруг ксенолитов.

Оливиновые пироксениты в виде незначительных участков распространены в районе г. Каладаш, где постепенными переходами связаны с габбро. Это крупнозернистые черные породы, слагающиеся из доминирующего моноклинного пироксена, оливина, роговой обманки. Аксессуары: магнетит, апатит. Содержание минералов подвергается широким колебаниям.

Габбро-пироксениты также развиты главным образом в районе г. Каладаш. Это средне- и крупнозернистые породы, минералогический состав которых представлен диопсид-геденбергитом, роговой обманкой, плагиоклазом (№ 88—90), биотитом. Аксессуары: магнетит, апатит, реже шпинель. Содержание аксессуаров колеблется от 10 до 18 %.

Габбро и габбро-диориты имеют большое распространение по сравнению с оливиновыми пироксенитами и габбро-пироксенитами и встречаются во многих местах. Они пользуются большим развитием по западной эндоконтактной зоне интрузива, где соприкасаются с вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и эоцена.

По данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева, здесь габбро и габбро-диориты образуют широкую (от 0,3 до 1,5 км) полосу длиной до 7 км и при удалении от контактов постепенно сменяются диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами и граносиенитами.

Габбро и габбро-диориты средне- и крупнозернистые темные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 50—90), пироксенов, роговой обманки, иногда биотита, калиевого полевого шпата, кварца. Аксессуары: магнетит (до 10—15 %), апатит (до 3 %), редко титано-магнетит, зеленая шпинель. Моноклинные пироксены представлены диопсид-геденбергитом, авгитом и клиноэнстатитом.

Диориты, кварцевые диориты и тоналиты пользуются широким развитием во многих участках интрузива, причем они тесно связаны с вышеописанными и другими породами второй фазы. Из них диориты часто образуют широкобразные выделения на участках распространения ксенолитов основных эффузивов и в эндоконтактных зонах. Это мелко- и среднезер-

нистые породы. Минералогический состав их представлен плагиоклазом (№ 37—48), роговой обманкой, биотитом, авгитом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

Монцониты, кварцевые монцониты, сиенито-диориты и гранодиориты являются резко преобладающими как среди пород второй фазы, так и для всего интрузива в целом. Главная роль среди перечисленных типов принадлежит монцонитам (кварцевым и бескварцевым).

Все они представляют среднезернистые темные и темно-серые породы, характеризующиеся почти постоянным присутствием в том или ином количестве трех цветных минералов (пироксена, обыкновенной роговой обманки и биотита) и кварца.

Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз (чаще всего андезин и лабрадор), калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, пироксены (авгит, диопсид, геденбергит, реже клиноэнстатит), кварц. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен, ортит, циркон.

Широкие колебания в относительном содержании главных минералов обуславливают возникновение вышеотмеченных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей. Структура их монцонитовая и гипидиоморфнозернистая.

Судя по материалам В. Г. Грушевого, С. А. Мовсесяна, Ш. А. Азизбекова, А. И. Адамяна и других, состав плагиоклазов подвергается широким колебаниям: а) при переходе одних типов к другим; б) в однотипных породах из различных частей интрузива; в) в однотипных породах на небольших участках; г) в отдельных штуфах одноименных пород.

По данным тех же исследователей, калиевый полевой шпат чаще всего относится к ортоклазу и аноклазу. Как отмечают Е. Д. Белянкина и А. И. Адамян, угол оптических осей его варьирует в широких пределах не только в разных образцах, но и в пределах одного и того же шлифа и даже зерна.

Среди аксессуаров преобладают магнетит и апатит. Циркон является редким и в шлифах встречается спорадически.

Щелочные сиениты. Эти породы многие исследователи относят ко второй фазе внедрения. Они слагают юго-восточную часть Мегринского интрузива, где образуют неправильное те-

ло, занимающее площадь около 70 кв. км. Впервые они были выявлены Ю. А. Араповым, С. С. Мкртчяном, а впоследствии детально изучены А. И. Адамяном. На юге щелочные сиениты прорывают палеозойские отложения, в остальных частях они контактируют с вышеописанными породами.

Центральная часть тела представлена лейкократовыми крупнозернистыми пегматоидными щелочными сиенитами, которые в направлении к периферии постепенно сменяются среднезернистыми, а затем мелкозернистыми меланократовыми разностями, приближающимися по составу к сиенито-диоритам. Наиболее широкая эндоконтактовая зона меланократовых пород наблюдается в южной части тела, где оно контактирует с палеозойскими отложениями, представленными метаморфическими сланцами, известняками, порфиритами и их пирокластическими производными.

По данным А. И. Адамяна (1955), в меланократовых породах отмечается широтная ориентировка цветных минералов, плейчатость и огнейсованные разновидности, содержащие нефелин.

Качественный минералогический состав щелочных пород в общих чертах постоянный, изменяются только количественные соотношения главных пороодообразующих минералов, чем и обусловлено наблюдаемое разнообразие. Количественные соотношения минералов сильно изменяются в породах фации эндоконтактов.

Крупнозернистые лейкократовые щелочные сиениты играют резко преобладающую роль. Это светло-розовые породы с редкими кучными выделениями цветных минералов. Главными минералами их являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз (№ 27—32, редко № 11—22), амфиболы, второстепенными—пироксены, биотит, аксессуарными—апатит, сфен, магнетит, циркон, реже ортит, флюорит. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой и гастингситом, а моноклинные пироксены—диопсидом, диопсид-геденбергитом, иногда эгирин-авгитом, эгирином. А. И. Адамян (1955, 1960) отмечает, что все пироксены часто встречаются в пределах одного и того же кристалла. Центральные части зерен обычно сложены диопсидом и диопсид-геденбергитом, которые по периферии переходят в эгирин-авгит.

При переходе от крупнозернистых разновидностей к мелкозернистым возрастает содержание цветных минералов (особенно пироксенов и биотита) и плагиоклаза, увеличивается основность последнего и убывает количество калинатрового полевого шпата.

В южной части щелочных пород А. И. Адамян (1955) описал перерожденные ксенолиты массивного и гнейсовидного сложения, которые весьма сходны с щелочными сиенитами эндоконтакта и содержат в достаточном количестве нефелин и редкие кристаллы содалита. Гнейсовидные перерожденные ксенолиты обладают сланцеватостью и возникли, по мнению того же автора, за счет метаморфических сланцев палеозоя метасоматическим путем. Местами в ксенолитах сохранялись реликты исходной породы. Содержание минералов в них подвергается большим колебаниям.

Породы третьей фазы внедрения представлены более кислыми гранитоидами, отличающимися меньшим разнообразием петрографического состава. Среди них резко преобладают гранодиориты, которые иногда постепенно сменяются гранитами, граносиенитами и банатитами. К третьей фазе А. И. Адамян (1960) относит и турмалиновые граниты, обнажающиеся в районе с. Ванк. Внутри этой фазы Б. М. Меликсетяном выделяются дополнительные интрузивы гранодиорит-порфиров, гранодиоритов и порфировидных гранитов.

Породы третьей фазы располагаются в юго-западной части Мегринского интрузива, где образуют крупные дайкообразные и штокообразные тела, вытянутые в северо-западном и близмеридиональном направлении. Непосредственно к югу от выхода порфировидных гранитов они в виде широкой полосы окаймляют габброиды первой фазы. Некоторые геологи (А. А. Гюрджян, А. Б. Каждан) относят их к фазе порфировидных гранитов. Однако В. Г. Грушевым установлен факт прорывания граносиенитов порфировидными гранитами, а А. И. Адамяном и А. Е. Исаханяном констатировано пересечение монцонитов гранитами. Последние авторы указывают также на наличие западнее с. Мегри четких интрузивных контактов между монцонитами и гранитами.

Гранодиориты представляют мелко- и среднезернистые серые породы, минералогический состав которых определяет-

ся присутствием олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая. С уменьшением содержания цветных минералов и основности плагиоклаза гранодиориты постепенно переходят в граниты.

Граносиениты, состоящие из тех же минералов, распространены в районе Агаракского месторождения, где подвержены биотитизации, хлоритизации, кварцитизации, серицитизации и каолинизации. По В. Г. Грушевому, в них отмечаются меланократовые включения, имеющие вид ксенолитов. В них калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, а плагиоклаз относится к олигоклазу и андезину.

Турмалиновые граниты выявлены и детально изучены А. И. Адамяном. При разработке технологии извлечения бора из турмалина они могут приобрести промышленное значение. По данным А. И. Адамяна, занимаемая ими площадь равна 3 кв. км. В них количество турмалина иногда достигает 25—30%. Как отмечает указанный автор, по остальным признакам они почти не отличаются от аналогичных пород Мегринского интрузива.

Породы четвертой фазы слагают северо-западную часть Мегринского интрузива, где среди пород второй фазы образуют крупное тело, вытянутое в северо-западном близмеридиональном направлении. По восточному контакту на всем протяжении проходит Дебаклинский разлом.

Среди пород четвертой фазы различаются граниты, гранодиориты, граносиениты, адамелиты и сиениты, притом резко преобладающая роль принадлежит гранитам и гранодиоритам. Центральные части интрузива обычно сложены гранитами, которые в направлении к периферии постепенно переходят в гранодиориты.

Эти породы легко отличаются от предыдущих отчетливо выраженной порфиroidной структурой и светло-розовым цветом. С центра к периферии интрузива порфиroidная структура становится менее отчетливой и в эндоконтактной полосе вкрапленники нередко исчезают. Такое явление, как отмечалось выше, наблюдается в порфиroidных гранитах Памбак-Базумской группы.

Главными минералами рассматриваемых пород являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка. Все они присутствуют как во вкрапленниках, так и в основной массе. Однако вкрапленники чаще всего представлены калинатровым полевым шпатом. В приконтактной полосе редко встречается моноклинный пироксен. Аксессуарные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, турмалин, анатаз.

Количественные соотношения главных минералов изменяются, создавая переходные типы. Калинатровый полевой шпат является доминирующим минералом. По измерениям различных исследователей, он относится к анортоклазу. Состав плагиоклаза колеблется от № 26 до № 38 (чаще всего № 29—36).

Дополнительные интрузивы гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров образуют вытянутые в северо-восточном и близмеридиональном направлении мелкие штокообразные и дайкообразные тела, приуроченные к Дебаклинскому разлому. Резко преобладающая масса их располагается по восточной контактной полосе пород четвертой фазы.

По данным многих исследователей, медно-молибденовое оруденение связано с этими малыми интрузивами. По минералогическому составу они тождественны порфировидным гранитам, только в достаточном количестве содержат халькопирит, пирит и молибденит.

б. Породы жильной фазы

Жильные породы Мегринского интрузива пользуются широким развитием. Исследователи, наиболее детально занимавшиеся петрографическим изучением интрузива, не расчленили их по отдельным фазам внедрения. До сего времени среди геологов нет также единого мнения относительно последовательности образования жильных пород.

Согласно А. И. Адамяну, резко преобладающая часть жильных пород основного состава является более ранней. По Т. А. Аревшатыан, лампрофиры, связанные с монцонитами и порфировидными гранитами, возникли после кислых даек.

Для азербайджанской части Мегринского интрузива Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым установлен следующий порядок внедрения жильных пород: 1) лампрофиры, 2) диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, габбро-порфиры, плагиоклазовые и диабазовые порфиры, 3) аплиты и пегматиты.

По новым данным Б. М. Меликсетяна (1959, 1960²), каждая интрузивная фаза (II, III и IV фазы по А. И. Адамяну) сопровождалась жильными породами двух этапов. К первому этапу он относит жильные граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, аплиты и пегматиты, ко второму этапу—гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, диорит-порфиры, габбро-порфиры, лампрофиры. По петрографическому составу они сходны с аналогичными породами Памбако-Базумской группы.

Жильные образования щелочных пород Мегринского интрузива детально исследованы А. И. Адамяном (1955). Им установлена следующая последовательность внедрения жильных пород от ранних к поздним: 1) кварц-полевошпатовые пегматиты; 2) кварц-сиенитовые аплиты; 3) полевошпатовые пегматиты; 4) фельдшпатоидные сиенитовые пегматиты.

Кварц-полевошпатовые пегматиты пользуются значительным распространением в южной эндоконтактной зоне, где образуют мелкие жилы близширотного простирания. Они пересекаются аплитовыми жилами, а последние в свою очередь секутся нефелино-сиенитовыми пегматитами.

Кварц-сиенитовые аплиты также редки и встречаются в эндоконтакте.

Полевошпатовые пегматиты пользуются большим развитием в центральной части щелочных пород и образуют более мощные (до 4,5 м) жилы северо-западного и близмеридионального простирания. Это гигантокристаллические, крупно-, средне- и мелкозернистые породы, слагающиеся, главным образом, пертитизированным анортоклазом. Отмечаются и мономинеральные анортоклазиты, в которых длина кристаллов анортоклаза достигает 25 см.

Фельдшпатоидные сиенитовые пегматиты имеют наибольшее распространение, приурочиваясь преимущественно к приконтактным полосам щелочных пород. По исследованиям

А. И. Адамяна (1955), преобладающая часть пегматитов имеет зональное строение, причем от зальбандов к центру отмечаются следующие зоны: а) аплитовая; б) графическая; в) пегматоидная; г) полевошпатовая, нефелиновая или меланитовая.

Пегматиты крупно-, средне- и мелкозернистые породы, в минералогическом составе которых присутствуют калинатовый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, реже олигоклаз-андезин), биотит, щелочная роговая обманка, нефелин, содалит, канкринит, меланит, сфен, апатит, магнетит, титано-магнетит, циркон, флюорит, редко монацит, ортит.

в. Контактные изменения

Контактное воздействие Мегринского интрузива на вмещающие вулканогенно-осадочные породы выражается в образовании различных роговиков, скарнов, мраморов, эпидозитов и вторичных кварцитов. Эти измененные породы подвергались довольно детальным изучением С. А. Мовсесяном и Ш. А. Азизбековым.

Контактные породы возникли за счет разнообразных вулканогенно-осадочных отложений палеозоя, верхнего мела и эоцена.

Мраморы и скарны пользуются наибольшим распространением на контакте пород второй фазы с карбонатными отложениями верхнего мела в юго-западном углу Мегринского интрузива.

Ш. А. Азизбеков и Н. В. Пашалы подразделяют скарны на следующие типы: 1) мономинеральные гранатовые и 2) смешанные кварцево-гранатовые, эпидото-гранатовые, диопсидо-гранатовые, кальцито-гранатовые, кальцито-пироксено-гранатовые, хлорито-кальцито-гранатовые и авгито-гранатовые. Последние два типа менее распространены.

Минералогический состав скарнов: гранат, кварц, эпидот, диопсид, авгит, кальцит, хлорит, плагиоклаз, сфен, апатит, актинолит, пирит, халькопирит, лимонит, гематит, гетит, магне-

тит, галенит. Большинство скарновых минералов принадлежит к нескольким генерациям.

Роговики имеют наибольшее распространение и образовались за счет вулканогенно-осадочных пород верхнего мела и эоцена. В западной экзоконтактовой зоне интрузива Ш. А. Азизбеков и Н. В. Пашалы выделяют следующие типы роговиков: биотитовые, актинолито-биотитовые, актинолитовые, гранато-биотито-диопсидовые, полевошпатово-тремолитовые, эпидото-плагноклазовые, амфиболо-пироксеновые и гранато-эпидотовые.

Минералогический состав роговиков представлен кварцем, плагноклазом, диопсидом, авгитом, энстатитом, клиноэнстатитом, роговой обманкой, актинолитом, тремолитом, уралитом, биотитом, гранатом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, кальцитом, сфеном, апатитом, гематитом, магнетитом и сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит, галенит).

Эти минералы присутствуют в разных сочетаниях и количествах, чем объясняется большое разнообразие петрографического состава роговиков.

Эпидозиты возникли за счет эффузивов эоцена и самих интрузивных пород в их эндоконтактовых зонах. По данным Ш. А. Азизбекова, они встречаются в виде пятен, выклинивающихся полос, маломощных пластов и более крупных зон мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В полосе скарнов устанавливается их более позднее образование. Главными минералами эпидозитов являются эпидот и цоизит.

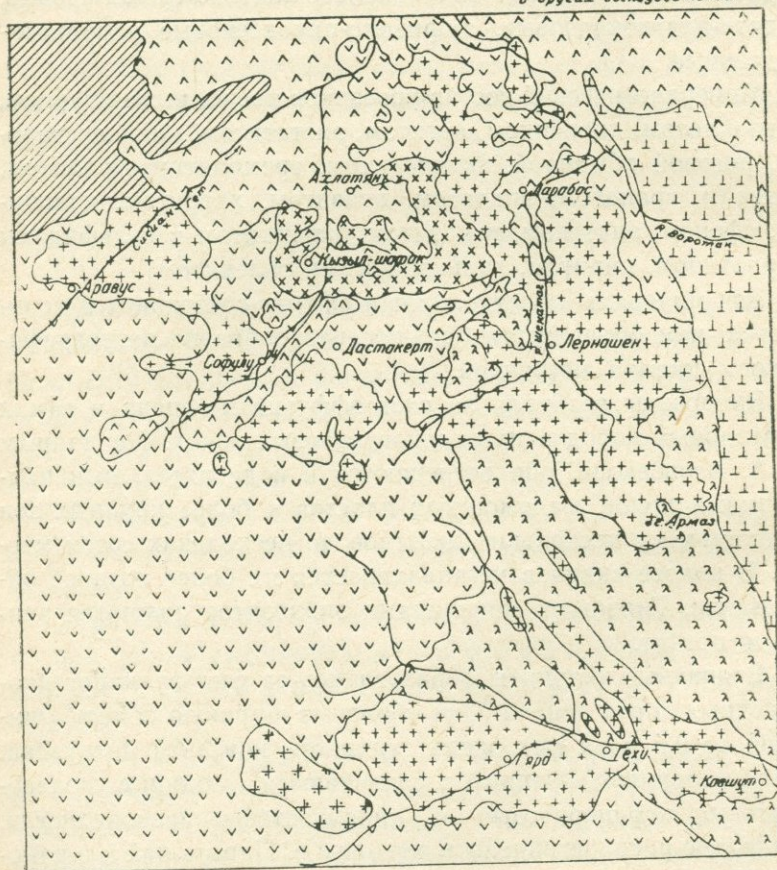
Вторичные кварциты образовались за счет вулканогенно-осадочных пород эоцена. Они образуют широкую полосу (шириной от 0,5 до 2 км) вдоль западного контакта интрузива. Среди вторичных кварцитов различаются слюдяные, полевошпатовые, кордиеритовые и андалузитовые разновидности. Последние распространены в верховье р. Парага-чай и в районе с. Урмыс, где представлены линзообразными телами и гнездами. Минералогический состав их: кварц, мусковит, серицит, андалузит, силлиманит, кордиерит, диаспор, корунд, рутил, сфен, апатит, плагноклаз (№ 29), реже калиевый полевой шпат.

III. БАРГУШАТСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

Интрузивы Баргушатской группы (фиг. 7) располагаются в пределах одноименного хребта, занимая площадь более 300 кв. км. Геология и металлогения Баргушатского хребта освещены в работе Т. Ш. Татевосяна и других исследователей.

ГЕОЛОГО - ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА БАРГУШАТСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

Составил С. И. Баласанян
по данным Т. Ш. Татевосяна
и других исследователей



1 [diagonal lines] 2 [hatched] 3 [inverted triangles] 4 [upright triangles] 5 [lambda] 6 [plus] 7 [cross] 8 [asterisk]

1 Миоценовые и постмиоценовые отложения, 2 Олигоценые эффузивы, 3 Ценозоовые вулканогенно-осадочные отложения, 4 Юрские вулканогенно-осадочные породы, 5 Палеозойские породы, 6 Различные интрузивные породы I фазы, 7 Граносиениты, 8 Порфирировидные граниты и гранодиориты

Фиг. 7

щены в работах многих исследователей. Однако в них петрография интрузивных пород дана в самых общих чертах. В течение более 15 лет гранитоиды систематически и детально изучаются Т. Ш. Татевосяном (1960¹, 1960², 1963 и др.), данными которого мы пользуемся.

Баргушатская группа находится непосредственно севернее Мегринского интрузива, размещаясь в эоценовых и отчасти палеозойских отложениях. По восточной периферии ее проходит Анкавано-Зангезурский глубинный разлом. В пределах Баргушатского хребта имеются два крупных тектонических нарушения северо-западного направления. Одно из них является северо-западным продолжением Дебаклинского разлома, к которому приурочен небольшой Казанлический интрузив порфировидных гранитов, представляющий сателлит аналогичных пород Мегринского массива. Интересно отметить, что и на Баргушатском хребте Дебаклинский разлом отделяет порфировидные граниты от гранитоидов предшествующих фаз. Другое нарушение, также северо-западного простирания, располагается северо-восточнее первого. По нему внедрено Ковшут-Кюрутское дайкообразное тело, вытянутое в том же направлении.

Большинство геологов интрузивы Баргушатского хребта параллелизуют с Мегринским массивом и определяют их возраст как верхнеэоценовый. Другие исследователи приписывают им нижнемиоценовый возраст.

Рассматриваемая группа состоит из наиболее крупного Лернашен-Дарабасского, Дастакерт-Аравусского, Гехинского, Ковшут-Кюрутского, Ахлатян-Кызылшафакского, Казанлического интрузивов и сопровождающих их незначительных сателлитовых тел. Слагающие их породы характеризуются поразительно большим разнообразием петрографического состава. Среди них Т. Ш. Татевосяном установлены оливиниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, различные габбро, плагиоклазиты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты, кварцевые и бескварцевые монцониты, кварцевые сиениты и щелочные сиениты.

Согласно Т. Ш. Татевосяну, Баргушатская группа сформировалась в результате трех фаз внедрения. Породы первой фазы являются резко преобладающими и характеризуются

наибольшей вариацией петрографического состава. Ими сложены все массивы, за исключением Казанличского и Ахлатян-Кызылшафакского. Как отмечает Т. Ш. Татевосян, они соответствуют монцонитовой фазе Мегринского интрузива.

Ко второй фазе относятся мелкозернистые розовые граносиениты, слагающие Ахлатян-Кызылшафакский интрузив. По наблюдениям Т. Ш. Татевосяна, между сс. Ахлатян и Гетатах они рвут породы первой фазы и в некоторых местах содержат их ксенолиты. В третью фазу внедрились порфирировидные граниты, образующие Казанличский интрузив. Их жильные дериваты пересекают Гехинский массив, сложенный породами первой фазы.

И. Г. Магакьяном выделяются также габброиды в качестве самостоятельной наиболее ранней фазы, существование которой оспаривается Т. Ш. Татевосяном, хотя последний автор указывает на наличие ксенолитов габброидов в гранитоидах первой фазы внедрения.

а. Породы интрузивной фазы

Породы первой фазы представлены почти всеми петрографическими типами щелочно-земельного ряда от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных представителей. Из них граниты и гранодиориты можно отнести к породам главной интрузивной фации, а все остальные типы, включая и щелочные сиениты — к фации эндоконтактов. Необходимо отметить, что породы главной интрузивной фации сохранились только в некоторых массивах, и то в виде незначительных островков, что объясняется широким проявлением процессов ассимиляции и гибридизма.

Ультраосновные и основные породы представлены оливинитами, перидотитами, троктолитами, анортозитами и различными габбро. Они пользуются широким развитием в юго-западном эндоконтакте Лернашен-Дарабасского массива, в районе Сваранцкого железорудного месторождения, где слагают северо-восточные склоны г. Арамазд.

Нами было просмотрено несколько десятков шлифов из пород этого участка. Здесь встречается, как отметил Т. Ш. Та-

тевосян, очень много представителей интрузивных пород. Главенствующая роль принадлежит оливиновым габбро, которые по мере возрастания в них ортоклаза постепенно переходят в монцониты, а затем — в кварцевые монцониты. С оливиновыми габбро постепенными переходами связаны также троктолиты, обычные габбро и ультраосновные породы. Наименьшее распространение имеют перидотиты и анортозиты, образующие шлировые выделения и полосы среди оливиновых габбро и троктолитов. В троктолитах и оливин-биотитовых габбро обособляются многочисленные тела магнетитовых оливинитов размерами от 1 м до 2 км в длину. Наиболее крупные из них служат объектом разведки на железо. Встречаются также полосатые габбро, состоящие из чередующихся светлых плагиоклазовых и темных оливин-пироксен-плагиоклазовых полосок северо-западного простирания.

Оливиниты состоят из доминирующего оливина, магнетита, реже ильменита и биотита. Перидотиты отличаются от оливинитов присутствием моноклинного пироксена и незначительного количества плагиоклаза. Главными минералами троктолитов являются оливин и основной плагиоклаз, количество которых подвергается широким колебаниям. Среди габбровых пород различаются обыкновенные, оливиновые, оливин-ортоклазовые и роговообманковые разновидности. Наибольшим распространением пользуются роговообманковые габбро, присутствующие в том или ином количестве в эндоконтактных зонах почти всех массивов. Они отличаются от остальных разновидностей более крупнокристаллическим строением, в которых размеры плагиоклаза и роговой обманки достигают 1—1,5 см. Минералогический состав их представлен плагиоклазом (№ 55—60), обыкновенной роговой обманкой, моноклинным пироксеном, биотитом, кварцем, калиевым полевым шпатом. Акцессории: магнетит, апатит, сфен.

Диориты встречаются почти во всех интрузивах и тесно связаны с габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Наибольшим развитием они пользуются в северо-восточном эндоконтакте Лернашен-Дарабасского массива. Минералогический состав их: плагиоклаз из ряда андезина, роговая обманка, моноклинный пироксен, отчасти кварц и ортоклаз. Акцессории: магнетит, апатит, сфен.

Кварцевые диориты обычно тяготеют к эндоконтактам интрузивов и постепенными переходами связаны с гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, диоритами и более основными породами. Главная масса их слагает Гехинский и Ковшут-Кюрутский массивы. В них встречаются шлировые выделения цветных минералов и особенно роговой обманки. Они часто содержат ксенолиты, имеющие состав вмещающих их интрузивных пород. По сравнению с диоритами, кварцевые диориты содержат меньше моноклинного пироксена, роговой обманки, но больше—кварца и калиевого полевого шпата. Кроме того, в них в достаточном количестве появляется биотит, а среди комплекса аксессуарных минералов—циркон.

Гранодиориты имеют широкое распространение и представляют сравнительно однородные среднезернистые породы, в минералогическом составе которых принимают участие те же минералы кварцевых диоритов, но в различных количествах.

Кварцевые монцониты и монцониты пользуются большим развитием в Лернашен-Дарабасском и Дастакерт-Аравусском массивах. В первом они постепенно переходят в сиенито-диориты и сиениты, с одной стороны, в габбровые породы — с другой. Во втором массиве отмечаются их постепенные переходы в гранодиориты и кварцевые диориты. Среди пород первой фазы нередко они слагают незначительные участки. Минералогический состав их: плагиоклаз (№ 56), ортоклаз, кварц, роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен.

Граниты встречаются только в западной части Лернашен-Дарабасского массива. Незначительное развитие их, по всем данным, следует объяснять интенсивным проявлением явлений ассимиляции магмой первой фазы вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Минералогический состав их: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит.

Сиениты также имеют ограниченное распространение, слагая южную краевую часть Лернашен-Дарабасского массива в районе г. Арамазд на площади всего в 4—5 кв. км. Они изобилуют интенсивно переработанными ксенолитами с неотчетливо выраженными контурами и характеризуются быст-

рой сменой структуры, цвета и минералогического состава на незначительных расстояниях.

Как отмечает Т. Ш. Татевосян, все эти признаки свидетельствуют об их гибридном происхождении. Главными минералами сиенитов являются калиевый полевой шпат и обыкновенная роговая обманка.

Щелочные сиениты впервые выявлены и детально описаны Т. Ш. Татевосяном (1960²) в районе с. Гехи на контакте гранитов с известняками палеозоя. Они слагают незначительную площадь (всего 150—200 кв. м) и возникли в апикальной части небольшого гранитного штока, прорывающего известняки. Щелочные сиениты располагаются в центре штока и в направлении к периферии последовательно сменяются аплитовидными гранитами, гранодиоритами, диоритами и габбро. Такая смена пород наблюдается не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении сверху вниз. На этом незначительном участке строение щелочных сиенитов быстро меняется—встречаются как мелко- и среднезернистые, так и пегматоидные разновидности. Минералогический состав их определяется присутствием микроклин-пертита, эгирин-диопсида, плагиоклаза, лампрофиллита, воллостонита, граната, циркона, апатита, черного рудного минерала, кальцита, эпидота, уралита, мусковита, канкринита и цеолита. Микроклин-пертит является резко доминирующим минералом, иногда им сложена вся порода с незначительным (до 2 %) содержанием эгирин-диопсида. Он изобилует включениями игольчатых кристаллов апатита. Пироксен по количеству занимает второе место и наблюдается в виде призматических и вытянутых игольчатых кристаллов, расположенных иногда в микроклин-пертите. Внутренняя часть его зерен представлена зеленоватым диопсидом, а периферическая—эгирином. Отмечаются и самостоятельные кристаллы диопсида, замещающегося уралитом. Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу и олигоклазу.

Породы второй фазы. Во вторую фазу внедрились граносиениты, слагающие Ахлатян-Кызылшафакский интрузив. Они характеризуются однородным строением, но в эндоконтактной зоне приобретают более основной состав. Так, на контакте с порфиритами эоцена наблюдается постепенный переход их в гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, а на кон-

такте с габброидами первой фазы — в кварцевые монцитониты. На периферии интрузива граносиениты местами инъецированы по извилистым трещинам порфиристов эоцена с образованием эруптивных брекчий.

Граносиениты мелко- и среднезернистые светло-розовые породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата и кварца. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, реже ортит. Плагиоклаз часто зонарен, причем ядро отвечает кислому лабрадору, а внешняя зона — олигоклазу-андезину. В граносиенитах Т. Ш. Татевосяном под микроскопом установлено наличие неассимилированных мелких реликтов ксенолитов габбрового состава, изобилующих апатитом.

Породы третьей фазы. К третьей фазе внедрения относятся порфиридовидные граниты, образующие Казанличский штокообразный интрузив, вытянутый в северо-западном направлении. Занимаемая им площадь не превышает 15 кв. км. Он размещается среди порфиристов эоцена, давая с ними резкие интрузивные и весьма крутые контакты.

Порфиридовидные граниты лейкократовые светло-розовые породы с порфиридовидными вкрапленниками калинатрового полевого шпата, достигающими 4, иногда 8 мм в длину. Эти частично округленные порфиридовидные выделения нередко окружены узкой оболочкой олигоклаза. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз более мелких размеров, реже роговая обманка. С центра к периферии интрузива порфиридовидная структура становится неотчетливо выраженной.

Порфиридовидные граниты нередко постепенно переходят в граносиениты и гранодиориты. По минералогическому составу и петрографическим деталям они весьма сходны с аналогичными породами Мегринского интрузива.

б. Породы жильной фазы

В работах Т. Ш. Татевосяна имеется очень мало сведений о жильных породах Баргушатского хребта. Он отмечает наличие гранодиорит-порфиристов, гранит-порфиристов, граноаплитов, диорит-порфиристов, пироксеновых порфиристов, плагио-

клас-биотитовых порфиритов и др. В определенной связи с породами второй фазы встречаются дайки граносиенит-аплитов.

По всей вероятности, и на Баргушатском хребте главная масса лейкократовой серии жильных пород возникла раньше меланократовой серии. Судя по геолого-петрографической карте Т. Ш. Татевосяна, дайки основного состава обычно располагаются в экзоконтактах интрузивов и нередко отходят от них на значительное расстояние (от 2 до 6 км).

в. Контактные изменения

Контактное воздействие интрузивов на вмещающие породы выражается в образовании различных роговиков и скарнов. Первые возникли, главным образом, за счет порфиритов эоцена, вторые — за счет известняков. Наибольшим развитием роговики пользуются в южной экзоконтактной зоне Гехинского интрузива первой фазы.

Роговики, по данным Т. Ш. Татевосяна, темные мелкозернистые, иногда крупнозернистые и полосчатые породы, обнаруживающие под микроскопом лепидобластовую и порфиробластовую структуры. Минералогический состав их представлен роговой обманкой, полевыми шпатами, кварцем, биотитом, эпидотом, магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, хлоритом, реже андалузитом. Главные минералы присутствуют в разных сочетаниях и количествах, потому среди них различаются роговообманково-кварцево-полевошпатовые, кварцево-полевошпатово-биотитовые, кварцево-полевошпатовые, кварцево-полевошпатово-биотито-роговообманковые и другие разновидности.

Скарны возникли на северо-восточных контактах Гехинского и Ковшут-Кюрутского массивов с известняками палеозоя. Наиболее крупная скарновая зона (до 6 км в длину, нескольких десятков метров в ширину) проходит по северо-восточному экзоконтакту Гехинского массива, где скарнированию подвержены также отдельные горизонты порфиритов в известняках.

Скарны характеризуются разнообразными минеральными ассоциациями. Т. Ш. Татевосян установил в них наличие гранатов, пироксенов, эпидота, кварца, кальцита, волластонита, актинолита, плагиоклаза, магнетита, пирита, халькопирита молибденита, шеелита, сфалерита и хлорита. Все они присутствуют в разных ассоциациях и количественных соотношениях.

Главная роль в скарнах принадлежит гранатам, пироксенам и эпидоту. Из гранатов чаще всего встречаются андрадит, гроссуляр, реже альмандин, спессартин. Пироксен представлен диопсид-геденберgitом. Рудные минералы образуют неправильные скопления, гнезда и вкрапленность и являются более поздними выделениями.

6. МАГМАТИЗМ ОЛИГОЦЕНОВОГО-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЭТАПА

После преолигоценых орогенических движений Малый Кавказ вовлекается в общее перманентное воздымание. В олигоцене и нижнем миоцене Армянский блок совместно с перманентно поднимающимся Сомхето-Карабахским блоком образует единую зону, характеризующуюся геоантиклинальными тенденциями развития. Нисходящие колебательные движения и в связи с этим осадконакопление главным образом происходят на Приараксинском и Куринском блоках. В это время в центральной части Армянского блока возникает выгнутая к северо-востоку дугообразная геосинклинальная зона, которая соединяется через Ереванский прогиб с Приараксинской зоной. В северо-западной части блока образуется узкий Дилижано-Амасийский синклиниорий, который на востоке воссоединяется с Иджеванским прогибом, сообщаясь через него с Прикуринской геосинклинальной зоной.

В нижне- и среднеолигоценое время во всех этих зонах происходит накопление терригенных песчано-глинистых отложений, характеризующихся, по А. А. Габриеляну, устойчивостью и выдержанностью фаций. В верхнем олигоцене и нижнем миоцене накапливаются озерно-континентального происхождения пестроцветные отложения молассового типа, кото-

рые местами замещаются угленосно-сланценой формацией.

Согласно К. Н. Паффенгольцу, в олигоцене проявляется интенсивная эффузивная деятельность, приведшая к образованию мощного вулканогенного комплекса, слагающего центральную часть Малого Кавказа.

По данным других исследователей, в нижнем и среднем олигоцене имеет место небольшой по масштабу эффузивный магматизм, который резко ослабевает и затухает в верхнем олигоцене. По А. А. Габриеляну, А. Т. Вегуни и др., вулканогенные породы нижнего и среднего олигоцена развиты в пределах Айоцзора, северного Зангезура и Варденисского хребта.

По новым данным А. Т. Вегуни, в промежутке между средним олигоценом и нижним миоценом формировалась главная масса Айоцзорских гранитоидов. К. Н. Паффенгольц, И. Г. Магакьян и другие считают, что внедрение интрузивов Южной Армении имело место в нижнемиоценовое время.

В интервале времени от среднего миоцена до конца нижнего плиоцена с незначительными перерывами происходит опускание, которое в среднем плиоцене сменяется общим поднятием в связи с мощными восходящими эпейрогеническими движениями, охватывающими весь Кавказ. По А. Т. Асланяну, опускание локализуется, главным образом, в пределах Прикуринского, Ереванского и, особенно, Приараксинского прогибов, в которых накапливаются мелководные, песчано-глинистые и гипсоносно-соленосные отложения.

Согласно большинству геологов, на незначительной площади Армянского блока в верхнем миоцене вспыхивает эффузивная деятельность, которая достигает максимума в нижнем плиоцене (мэотисе-понт), охватывая центральную часть Малого Кавказа, затем ослабевает и прекращается в среднем плиоцене. Ослабевание эффузивной деятельности в среднеплиоценовое время, по сравнению с нижнеплиоценовым, А. А. Габриелян ставит в связь с менее дифференцированным характером среднеплиоценовых эпейрогенических движений. Это ослабление и затухание, вероятно, вызвано также складчатостью, имевшей место, по А. Т. Асланяну, в конце нижнего плиоцена.

В течение верхнего плиоцена и четвертичного времени продолжается общее перманентное воздымание Малого Кавказа. Эпейрогенические движения носят резко выраженный дифференцированный характер, что приводит к возникновению новых глубинных разломов, служивших путями для поднятия магмы верхнеплиоценового и четвертичного времени. Этим можно объяснить, что вулканические продукты верхнеплиоценового и четвертичного времени пространственно тесно связаны между собой и составляют единый магматический комплекс.

Интересно, что отмеченные молодые разломы, по А. А. Габриеляну, вытянуты в направлении, поперечном к складчатости, чем они и отличаются от более древних разломов, совпадающих по простиранию с планом складчатости.

На фоне общего перманентного воздымания в Приараксинской и Прикуринской зонах, а так же на некоторых участках Армянского блока происходит опускание с заполнением озерных, песчано-глинистых, диатомитовых и отчасти вулканических отложений.

Как показали исследования К. Н. Паффенгольца, в течение четвертичного времени происходили неоднократные вспышки вулканизма, что им объясняется повторными сводобразными поднятиями Малого Кавказа. А. Т. Асланяном выявлена закономерная связь во времени вулканических пароксизмов с процессами поднятия и погружения.

Тектоническое развитие новейшего времени, согласно А. Т. Асланяну и другим, характеризуется общим дифференцированным поднятием региона, прерываемым кратковременными остановками.

А. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Продукты эффузивного магматизма олигоценового-четвертичного этапа слагают центральную и некоторые периферические части Малого Кавказа. Схема возрастного расчленения их до сих пор является спорной. Согласно большинству исследователей, они относятся главным образом к нижнему—

среднему олигоцену, верхнему миоцену—нижнему плиоцену, верхнему плиоцену—четвертичному периоду.

1. ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА ОЛИГОЦЕНА

Нижне-среднеолигоценовые вулканогенные породы развиты, по данным А. Т. Вегуни (1960), в западной части Варденисского хребта, в районе г. Амулсар, у истоков р. Арпа к северу от курорта Джермук и села Зирак, в северной части Зангезурского хребта и в восточном Айоцдзоре.

В бассейне р. Воротан, в Сисианском районе, согласно А. А. Габриеляну, в основании олигоцена располагаются темно-серые лабрадоровые и амфиболово-пироксеновые андезиты мощностью до 200 м. Выше следует толща туфобрекчий и туфоконгломератов андезитов с прослоями андезитовых потоков и туфоосадочных пород мощностью 250—300 м. В некоторых местах эта вулканогенная свита прорвана гранитоидами.

В верховьях рр. Арпа и Воротан разрез вулканогенной толщи олигоцена, по В. Н. Котляру, начинается туфами и туфобрекчиями андезитов с прослоями туффитов и андезитов, сменяющимися кверху конгломератами, андезитами, дацитами, липаритами с прослоями их туфов и туфобрекчий. Еще выше согласно залегают авгит-гиперстеновые андезиты и покрывающие их туфы, туфобрекчии и туффиты. Конгломераты включают в себя гальки диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов и диоритовых порфиритов.

Олигоценовую вулканогенную толщу Западного Айоцдзора А. С. Остроумова (1962) подразделяет на две свиты (снизу вверх):

а) свиту палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий, мощностью 200—300 м;

б) белесоватую свиту санидиновых трахитов и их туфов, мощностью 200—400 м. Ниже приводится их краткая характеристика по данным А. С. Остроумовой.

1. Свита палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий относится к нижнему—среднему олигоцену. В составе ее преобладают пирокластические породы, имеющие характер-

ный грязно-зеленый цвет с бурыми пленками гидроокислов железа по трещинам и кальцитом в миндалинах. Она тяготеет к восточной части района и выклинивается как в западном направлении, так и в антиклинальной структуре, ограничивающей западный Айоцзор с севера.

В нижней части свиты доминируют андезиты и их туфобрекчии, прослаивающиеся с туфами различного состава. Обломочный материал туфов представлен пироксеновыми андезитами, роговообманково-биотитовыми трахилипаритами и кристаллами санидина. В верхней части свиты преобладают туфобрекчии андезито-базальтов, а в туфах вместо санидина присутствуют обломки анортоклаз-пертита и анортоклазовых трахитов, иногда с аполейцитовыми (?) выделениями.

2. Белесоватая свита также относится к нижнему—среднему олигоцену. Она без видимого несогласия залегает на предыдущей. В составе ее пирокластические разности резко доминируют над породами лавовой фации. В свите встречаются субвулканические тела санидиновых трахилипаритов, которые образуют «цепочку» северо-западного простирания.

Белесоватая свита сложена породами трахитового ряда—санидиновыми трахилипаритами, пироксеновыми анортоклазовыми трахитами, плагиотрахитами и др.

Белесоватая и предыдущая свиты вместе, по мнению А. С. Остроумовой, составляют единый трахиандезито-трахитовый комплекс, представляющий собой естественный ряд пород от основных до кислых с последовательно возрастающей кислотностью и щелочностью.

Обе свиты сопровождаются мелкими телами щелочных базальтоидных пород, выходы которых впервые обнаружены А. С. Остроумовой в районе сс. Карахач, Гортун, Элпин, Козульджа, Агавнадзор, коч. Абана, г. Хамлар. Они образуют дайки, жилы, экструзивы, редко небольшие лавовые потоки и шлаковые нагромождения. Щелочные базальтоиды в разрезе занимают различное стратиграфическое положение—на востоке района их потоки залегают в нижней части первой свиты, а в западном и юго-западном направлениях они смещаются вверх по разрезу, располагаясь в верхах второй свиты.

Щелочные базальтоиды представлены калиевыми базаль-

тами, лейцитовыми и гаюиновыми тефритами. Среди них наибольшим развитием пользуются калиевые базальты, образующие потоки, реже дайки и шлаки. Они связаны с лейцитовыми тефритами постепенными переходами. Основная масса их обычно полнокристаллическая и сложена микролитовым агрегатом плагиоклаза, клинопироксена, калиевого полевого шпата и биотита.

Лейцитовые тефриты А. С. Остроумовой обнаружены в вулканическом куполе района с. Кашка, в периферических частях лавовых потоков ущелья Агавнадзор и шлаках. Они состоят из бурого основного стекла, в который погружаются мелкие (0,02 мм) выделения лейцита и фенокристаллы клинопироксена, плагиоклаза (№ 60—75), редко оливина. Лейцит обычно замещен анальцимом или бурым изотропным веществом.

Гаюиновый тефрит вблизи развалин с. Козульджа образует четковидную жилу с переменной мощностью (от 30 см до 1,5 м). Она прослеживается на протяжении около 50 м и кое-где раздваивается. В гаюиновом тефрите фенокристаллы представлены моноклинным пироксеном, зонарным плагиоклазом (ядро соответствует № 77—80, периферическая кайма— № 68—70), редко роговой обманкой и биотитом. Основная масса сложена в зоне закалки буроватым стеклом, а в средней части жилы—микролитами плагиоклаза и базальтической роговой обманки, клинопироксеном и калиевым полевым шпатом. Свежий неизмененный гаюин встречается лишь в приконтактной закаленной зоне, где образует шестигранные, иногда округлые бесцветные микрофенокристаллы (0,1—0,3 мм), окруженные весьма узкой голубоватой каемкой. По мере удаления зоны закалки он замещается псевдоморфозным агрегатом цеолитов, а затем исчезает и вместо него появляются калиевый полевой шпат и биотит.

Щелочные базальтоиды и породы трахиандезито-трахитового комплекса (первая и вторая свиты) А. С. Остроумовой (1962) относятся к единой щелочной вулканической формации, названной ею базальто-трахитовой.

Необходимо отметить, что вышеописанные эффузивы западного Айоцзора С. А. Исаакян (1956) относит к миоплиоцену.

II. ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА МИОПЛИОЦЕНА

Среди продуктов эффузивного магматизма олигоценово-четвертичного этапа наибольшим развитием пользуются вулканогенные породы миоплиоцена. Ниже характеристика их приводится в направлении с северо-запада на юго-восток региона.

а. Северо-западная Армения

В северо-западной части Армении верхнеплиоценовые лавы распространены в бассейнах рек Дзорагет, Дебед и Ахурян, где центры излияний их расположены в районе Кечутских гор и в бассейне оз. Арпи-лич (А. Т. Асланян, 1958). В южном направлении лавовые покровы и потоки, по А. Т. Асланяну, протягиваются от центров Кечутских гор до северо-западных окраин г. Ленинакана и, скрываясь под нижнечетвертичной озерной толщей Ленинаканской котловины, вновь выступают на поверхность в ущелье р. Ахурян. В восточном направлении они достигают устья р. Дзорагет и далее по ущелью р. Дебед прослеживаются до станции Садахло.

В Алавердском районе лавы покрывают отложения юры и в некоторых местах интрузивные породы, а также галечники и конгломераты древних речных отложений. Возраст их А. Т. Асланян определяет как верхнеплиоценовый, другие исследователи приписывают им четвертичный возраст.

Лавы являются результатом неоднократного излияния, о чем свидетельствует наличие более 13 самостоятельных потоков, разделенных пористым шлаковым образованием.

Они представлены базальтами и андезито-базальтами темно-серого и пепельно-серого цветов. Структура их порфировая с долеритовой, гиалопилитовой и интерсертальной структурой основной массы. Последняя слагается из лейст и микролитов плагиоклаза, клинопироксена, магнетита, редко оливина и вулканического стекла. В порфировых вкрапленниках присутствуют основной плагиоклаз и клинопироксен.

На Ахалкалакском нагорье к верхнему плиоцену относятся обширные покровы лав долеритов, андезито-базальтов, ан-

дезито-дацитов и дацитов, берущие начало из вулканов Абул и Самсар (А. Т. Асланян, 1958).

б. Область г. Арагац

Рассматриваемые вулканогенные породы пользуются огромным развитием в области массива Арагац. Возраст и схема стратиграфического расчленения этих эффузивов являются дискуссионными. К. Н. Паффенгольц и Г. Т. Тер-Месропян относят их к олигоцену, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян и другие—к верхнему плиоцену, В. М. Амарян—к нижнему и верхнему плиоцену.

Следует отметить, что природа Арагаца окончательно не выяснена и горячие споры вокруг этого вопроса не прекращаются до сего времени. Более ста лет господствует представление о вулканической природе Арагаца. Такого мнения придерживаются в настоящее время многие исследователи, изучавшие Арагац. Однако К. Н. Паффенгольц, начиная еще с 1948 года, отстаивает концепцию о том, что Арагац представляет собой крупный антиклинорий, сложенный в основном субэральной дислоцированной вулканогенной толщей олигоцена, покоящейся на нижнепалеозойском субстрате и плащеобразно перекрывающейся в разных пунктах четвертичными лавами. А. Л. Рейнгард и С. П. Бальян также высказались за антиклинальную структуру массива г. Арагац. А. Т. Асланян (1958), считает, что как Большой Арарат, так и Арагац возникли на древних высоких горных сооружениях и они «не могут считаться вулканическими сооружениями во всем их объеме».

Согласно стратиграфической схеме К. Н. Паффенгольца (1964), «разрез третичной (олигоценовой) эффузивной толщи Арагацкого нагорья сложен единой непрерывной серией пород от андезито-базальта до щелочного дацита включительно, представляющих единый дифференциационный ряд (комплекс). Временами течение его как бы нарушается появлением на известных интервалах (между подциклами-фазами) более кислых разностей—липаритов и туфов, что обусловлено местными изменениями в режиме магматического бассейна».

По данным К. Н. Паффенгольца, липариты и обсидианы, слагающие большую площадь в районе г. Большой Артени (Богутлу) и окрестностях с. Пирмалак в юго-западной части Арагацкого нагорья, залегают согласно на андезито-базальтах основания толщи. Подобное взаимоотношение кислых и основных эффузивов отмечается им по левобережью р. Раздан. Однако в северо-восточной части области Арагаца, в районе Цахкуняцкого хребта, по К. Н. Паффенгольцу, свита липаритов и обсидианов трансгрессивно залегают на метаморфических сланцах докембрия—нижнего палеозоя.

По исследованиям А. Т. Асланяна (1958), наиболее древним членом плиоценового комплекса Арагаца являются покровы и потоки пепельно-серых долеритовых базальтов, которые на юго-восточном склоне массива прослеживаются по ущелью реки Амберд до верхней части горы и в бассейнах рек Ахурян, Аракс и Касах залегают на отложениях сармата и мэотиса-понта.

Стратиграфически выше, по А. Т. Асланяну, располагаются светло-серые пироксен-амфиболовые андезиты, за которыми следуют андезито-дациты и дациты, слагающие вершинную и привершинную зоны и значительную часть западного склона.

К наиболее молодым дочетвертичным образованиям А. Т. Асланяном относятся экстрезивные массивы Большого и Малого Артени и окрестностей сс. Пирмалак и Сабунчи, которые выдаются на юго-западном склоне центрального щита в виде обособленных моногенных вулканических сооружений. Сложены они многократно чередующимися липаритами, липарито-дацитами, обсидианами и литоидными пемзами.

В бассейне нижнего течения р. Ахурян, по наблюдениям А. Т. Асланяна, лавы Арагаца переплетаются с таковыми Карсского плато, где в основании верхнеплиоценового вулканогенного комплекса залегают долеритовые базальты, сменяющиеся кверху смоляно-черными дацитами.

Плиоценовые (олигоценовые по К. Н. Паффенгольцу) лавы г. Арагац довольно хорошо изучены П. И. Лебедевым (1931). Ниже, по данным указанного автора, приводится общая петрографическая характеристика пород в порядке их возрастающей кислотности. Среди эффузивов П. И. Лебедевым и К. Н. Паффенгольцем выделяются следующие главнейшие

петрографические типы: базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, щелочные дациты, липариты и обсидианы.

Базальты серые, хорошо закристаллизованные, часто пористые породы, обнаруживающие под микроскопом обычно долеритовую структуру. Вкрапленники представлены бесцветным или светло-зеленым оливином, светло-зеленым моноклинным пироксеном, плагиоклазом (№ 51—74), реже ромбическим пироксеном. Микролитовая и микроофитовая основная масса слагается из плагиоклаза (№ 40—45), бесцветного, иногда желтовато-зеленоватого моноклинного пироксена, оливина, многочисленных точечных зерен магнетита и незначительного количества апатита. Количество главных породообразующих минералов подвергается некоторым колебаниям в отдельных потоках.

Андезито-базальты пользуются широким распространением, представляя собой темные, темно-серые и серые порфиновые, иногда афировые породы. Структура чаще всего порфировая с андезитовой, долеритовой и микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу (№ 42—54), светло-зеленому моноклинному пироксену, реже оливину, еще реже—розоватому ромбическому пироксену. Основная масса состоит из микролитов и лейст андезина, магнетита и стекловатого мезостазиса. Темные андезито-базальты характеризуются повышенным содержанием оливина, образующего бесцветные, часто идиоморфные зерна, ассоциирующие с призматическими кристаллами пироксенов.

Андезиты, являющиеся наиболее характерной породой вулканогенной толщи, серые, светло-серые, иногда темно-серые порфиновые породы с отчетливо выделяющимися вкрапленниками зонарного плагиоклаза (№ 39—48), часто опациitized роговой обманки, реже авгита, диопсида, почти цело—опациitized биотита, совсем редко—ромбического пироксена. Андезитовая и пилотакситовая основная масса слагается из микролитов плагиоклаза (№ 32—43), моноклинного, реже ромбического пироксена, роговой обманки, магнетита, кристобалитовых образований и вулканического стекла. Темно-серые разности андезитов развиты в нижних частях разреза Арагаца, а серые и светло-серые—в верхних горизонтах.

Составной частью основной массы первой разности является бурое стекло, в то время как стекло второй разности почти прозрачное.

Андезито-дациты темно-серые, серые, светло-серые, реже черные породы. Эти цвета находятся в зависимости от количественного соотношения в основной массе кристаллической части и буроватого стекла. Структура порфировая, с интерсертальной, гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Последняя состоит из микролитов плагиоклаза (№ 20—40), моноклинного пироксена и точечных выделений магнетита. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу (№ 30—48, реже до 57), редко—моноклинному пироксену, ромбическому пироксену и биотиту. В предвершинной зоне Арагаца развиты плотные, внешне лишенные вкрапленников, совершенно светло-серые андезито-дациты. Под микроскопом из вкрапленников в них преобладает плагиоклаз. В вершинной зоне отмечаются серые андезито-дациты с молочно-белыми вкрапленниками плагиоклаза. Основная масса их слагается главным образом из мельчайших микролитов плагиоклаза.

Дациты занимают, по П. И. Лебедеву, одно из преобладающих мест среди лав Арагаца. В средней и верхней зоне его распространены кристобалитовые дациты, представляющие собой плотные, серые, иногда светло-серые породы с беловатыми вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом микротрахитовая основная масса состоит почти исключительно из плагиоклаза. Вкрапленники представлены резко доминирующим андезином, реже пироксенами.

Для вершинной зоны Арагаца П. И. Лебедевым выделяются светло-серые, порфировые, стекловатые, эвтакситовые и щелочные дациты.

Светло-серые дациты характеризуются порфировой структурой с микролитовой структурой основной массы. Фенокристаллы—плагиоклаз, редко—моноклинный и ромбический пироксены. Главные компоненты основной массы—плагиоклаз и пироксены.

Стекловатые дациты хрупкие светлые породы, состоящие из прозрачного кислого стекла и рассеянных в нем широких идиоморфных кристаллов плагиоклаза, более мелких зерен

авгита, реже биотита и игольчатых кристаллов синеватого апатита.

Эвтакситовые дациты сходны со стекловатыми разностями, отличаясь от них флюидалной основной массой, большим количеством пор и разложенностью вкрапленников пироксенов. Основная масса их окрашена в различные оттенки красного, бурого, желтого и оранжевого цветов.

Щелочные дациты либо черные, либо светло-серые плотные породы с фенокристаллами плагиоклаза. Основная масса черной разности состоит из субпараллельно ориентированных потоков плагиоклазовых микролитов и стекловатого базиса. Светло-серая разность—это хорошо закристаллизованная порода с трахитовой структурой основной массы. В обеих разновидностях пород вкрапленники принадлежат плагиоклазу, моноклинному пироксену (авгиту или диопсиду) и гиперстену. В светло-серой разности плагиоклаз соответствует андезину (№ 37—40). Состав плагиоклаза в черной разности колеблется в широких пределах от № 33 до № 52.

Щелочные дациты также характеризуются наличием значительного количества кристобалитовых образований, заполняющих отдельные поры и пустоты пород, входящих в состав основной массы.

По данным К. Н. Паффенгольца, липариты и обсидианы развиты в районе г. Большой Артени и с. Пирмалак. Липариты светло-серые, белые, иногда розовато-желтоватые плотные породы с отчетливо выраженной полосчатой текстурой. Структура порфировая с витрофировой и фельзитовой структурой основной массы. В порфировых вкрапленниках присутствуют кварц, редко олигоклаз, санидин, весьма редко опациitized биотит, роговая обманка и моноклинный пироксен.

Обсидианы разноцветные, нередко пятнистые стеклообразные породы с плоскораковистым и реже занозистым изломом. Они состоят из различно окрашенного кислого стекла, небольшого количества глобулитов, белонитов, трихитов, мельчайших рассеянных зернышек магнетита и исключительно редких кристалликов оливково-коричневого амфибола, обладающего резким плеохроизмом.

Плиоценовые отложения г. Арагац за последние годы В. М. Амаряном (1963, 1964) расчленяются на два комплекса:

1) нижнеплиоценовый и 2) верхнеплиоценовый. К первому комплексу он относит вулканогенно-обломочную толщу Анийского района, сложенную главным образом туфоконгломератами и туфобрекчиями, включающими лавовые потоки андезитобазальтов, андезитов и андезито-дацитов. В основании ее залегают глины, песчаники с примесью туфовых материалов. Толща пересечена большим количеством круто падающих даек андезитов и андезито-дацитов.

По В. М. Амаряну, туфобрекчии и туфоконгломераты состоят в основном из крупных обломков андезитов, сцементированных туфовым материалом. Андезиты и андезито-дациты отдельных потоков и даек однообразные плотные светло- и темно-серые породы с молочно-белыми плагиоклазовыми вкрапленниками и игольчатыми кристаллами темноцветного минерала. Структура порфировая с андезитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены в породах потоков плагиоклазом и биотитом и в дайках—плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, иногда клинопироксенom. Плагиоклаз образует оплавленные кристаллы, отвечающие андезину. Биотит в андезитах потоков интенсивно опацифицирован. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, вулканического стекла и рудного минерала.

Андезито-базальты, встречающиеся в нижней части толщи, представляют афировые, пористые породы темно-серого цвета. Структура микропорфировая с микролитовой и долеритовой структурой основной массы. Вкрапленники—плагиоклаз (андезин-лабрадор), клинопироксен.

Необходимо отметить, что возраст вулканогенно-обломочной толщи является спорным. К. Н. Паффенгольц возраст ее определяет как нижнечетвертичный, А. Т. Асланян и другие—как миоплиоценовый (сармат-мэотис—понт).

По В. М. Амаряну, разрез вулканогенно-обломочной толщи венчается липарито-перлитом-обсидиановыми лавами и их туфобрекчиями г. Артени. Как выше было отмечено, эти кислые эффузивы К. Н. Паффенгольцем относятся к олигоцену, а А. Т. Асланяном—к верхнему плиоцену.

Перлиты пользуются большим распространением на южных и юго-западных склонах горы, где тесно связаны с липаритами. По В. М. Амаряну, они представляют собой концен-

трически-скорлуповатого строения стекловатые породы беловато-серого, серого, матового, редко коричневого цветов. Под микроскопом текстура перлитовая, структура витрофировая. Они слагаются из бесцветного вулканического стекла, содержащего обильные кристаллиты, реже микролиты плагиоклаза и цветного минерала.

Туфобрекчии и пемзы липаритового состава резко подчинены толще кислых эффузивов, образуя прослои в различных ее горизонтах. Описание липаритов и обсидианов приведено выше.

Верхнеплиоценовый комплекс, согласно В. М. Амаряну, залегает на различных сильно размытых горизонтах предыдущего комплекса. На западном подножье Арагаца он непосредственно располагается на размытой поверхности вулканоогенно-обломочной толщи, а в наиболее глубоких срезях каньонов рр. Амберд и Касах—на черных андезито-базальтах. В основании его, по В. М. Амаряну, залегают галечники, пемзовые пески, песчаники и туфы, которые выше по разрезу последовательно сменяются базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами.

По левобережью р. Касах находится массив г. Араилер, который, по К. Н. Паффенгольцу, связан с Арагацем общим пьедесталом—толщей базальтов и андезито-базальтов основания Арагацкого разреза. По исследованиям Л. Г. Кваша (1953), слагающие его породы представлены андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами и их пирокластами. К последней фазе вулканической деятельности Л. Г. Кваша относит тридимитсодержащие дациты, слагающие небольшие гряды в вершинной части массива. Все они по петрографическому составу весьма сходны с подобными породами г. Арагац.

По К. Н. Паффенгольцу, они отвечают нижней и средней частям вулканоогенной толщи Арагаца. А. Т. Асланян указывает на одновременность излияний Арагаца и Араилера.

В андезитах г. Араилер отмечаются шарики, описанные впервые П. П. Гамбаряном (1939), затем Т. Ш. Татевосяном (1947) и Л. Г. Кваша (1953).

По данным Т. Ш. Татевосяна (1947), шарики обычно сплюснуты в одном направлении. Диаметр их колеблется от

0,5 до 4 см. Структура шариков и вмещающей их породы порфировая, причем вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин), гиперстеном и авгитом. Основная масса вмещающей породы более раскристаллизована, чем таковая шариков, сложенная почти исключительно из вулканического стекла. Шаровые включения и вмещающая порода, как отмечает Т. Ш. Татевосян, имеют одинаковый минералогический и химический состав. По его мнению, шарики возникли «из выбрасываемых в воздух брызг лавы».

в. Приереванский район

В Приереванском районе, по А. А. Габриеляну, Н. А. Саакян, С. А. Бубикян (1964²), в основании разреза вулканогенного комплекса миоплиоцена располагается белесоватая свита, сложенная туффитами, агломератовыми туфами, мелко- и реже грубообломочными туфобрекчиями, туфопесчаниками, пемзовыми песчаниками, характеризующимися кислым составом.

В районе сс. Вохчаберд, Мангюс, Джрвеж впервые А. Т. Асланяном установлено переслаивание вулканогенных пород свиты с осадочными отложениями верхнего сармата, чем и обоснован ее верхнемиоценовый возраст.

По данным указанных исследователей, выше по разрезу следует вохчабердская свита нижнего—среднего (?) плиоцена, слагающая водораздельный хребет между бассейнами рр. Раздан и Азат. Она представлена грубообломочными и мелкообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами преимущественно андезитового состава, агломератовыми туфами и туффитами, включающими потоки андезитовых лав, маломощные прослои туфопесчаников и вулканических песков. Разрез свиты венчается покровными андезитами, местами сохранившимися от размыва в водораздельных частях Вохчабердского хребта.

Стратиграфически выше вохчабердской свиты с большим угловым несогласием залегают долеритовые базальты верхнего плиоцена, перекрывающиеся севернее Канакерского вулканического плато кислыми эффузивами, слагающими г. Атиз.

В приереванском районе плиоценовые лавы, по А. А. Адамян (1961), представлены в хронологическом порядке их образования плагиоклазовыми базальтами, авгитовыми базальтами, долеритами и роговообманковыми андезитами.

По описанию А. А. Адамян, плагиоклазовые базальты темно-серые, почти черные породы. Текстура их мандельштейновая, структура порфировая с гналопилитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (№ 65—68), клинопироксен, реже оливин.

Авгитовые базальты темно-серые породы, характеризующиеся порфировой структурой и долеритовой структурой основной массы. Их текстура также мандельштейновая. Из фенокристаллов преобладает авгит, подчиненную роль играет оливин. Среди этих пород А. А. Адамян выделяет две разновидности—нижние и верхние, отличающиеся друг от друга по составу оливина и характеру вторичных минералов.

Согласно А. А. Адамян, имеются два потока долеритов, разобщенных маломощным слоем озерно-речных образований. Нижние долериты темносеро-зеленые полнокристаллические породы с отчетливо выраженной шаровидной отдельностью. Структура долеритовая. Они слагаются из идиоморфных лейст плагиоклаза, ксеноморфного клинопироксена и оливина. Верхние долериты отличаются от нижних пойкилитово-офитовой микроструктурой. В нижних частях потока они приобретают микропорфировую структуру с долеритовой структурой основной массы.

Андезиты плотные, афанитовой структуры породы, характеризующиеся присутствием интенсивно опацизированной базальтической роговой обманки. Они являются, по мнению А. А. Адамян, продуктами извержения вулкана Гутансар.

г. Бассейн оз. Севан

В бассейне оз. Севан и смежных районах, по А. А. Габриеляну, Е. Е. Милановскому, С. А. Бубикян (1964³), разрез вулканогенно-осадочных отложений нижнего-среднего плиоцена начинается осадочными породами и туфогенными песча-

никами, которые без видимого несогласия покрываются толщей туфобрекчий и туфов. Обломочный материал туфобрекчий представлен андезитами, андезито-дацитами, редко андезито-базальтами и дацитами. Туфобрекчий чередуются с туфами и туфоконгломератами, имеющими аналогичный состав. Они пересекаются дайками липарито-дацитов, представляющих, по мнению указанных авторов, корнями эффузивных покровов, встречающихся в вышележащих отложениях.

По данным А. А. Габриеляна, Е. Е. Милановского и других, к нижнему-среднему плиоцену относится также белесоватая свита кислых эффузивов и их пирокластолитов Варденисского хребта мощностью 100 м, которая залегает на вулканогенных отложениях предположительно олигоценового возраста и выше по разрезу последовательно сменяется туфобрекчиями и туфоконгломератами андезитового состава и покровными лавами андезитов.

Как отмечает А. А. Габриелян и другие, на Цахкуняцком и Памбакском хребтах, так же, как и в других районах Армении, в основании разреза вулканогенных образований этого возраста залегает свита кислых эффузивов, сменяющихся кверху пирокластами андезитов и андезито-базальтов и затем покровными лавами того же состава.

В бассейне оз. Севан на различные горизонты вулканогенно-осадочных образований нижнего-среднего плиоцена, по А. А. Габриеляну, Е. Е. Милановскому, С. А. Бубикян (1964³), с размывом и угловым несогласием налегает сарыкаинская свита верхнего плиоцена. В основании ее залегает подсвита озерных диатомитовых отложений, для которой характерен кислый вулканический материал дацитового и липаритового составов. Выше следует подсвита песчано-пемзово-пепловых отложений и галечников. Сложена она снизу вверх главным образом туфогенными песчаниками и песками, туфами, шлаками и лавами обычно андезитового состава.

д. Южная Армения

Продукты эффузивной деятельности описываемого возраста имеют большое распространение и в южной Армении

в бассейне р. Воротан и Зангезур. Наиболее древней из них является вулканогенно-обломочная свита, возраст которой К. Н. Паффенгольц определяет как олигоценовый, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян—верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый (верхний сармат-мэотис-понт), Ш. А. Азизбеков—плиоценовый. С. С. Мкртчян плиоценовый возраст ее считает менее вероятным, но не исключает возможности принадлежности ее к миоцену.

Вулканогенно-обломочная свита развита в восточном Айоцдзоре и северном Зангезуре, где, по данным С. С. Мкртчяна и А. А. Габриеляна, трансгрессивно залегает на подстилающих породах палеогена. По А. А. Габриеляну, свита делится на три толщи (снизу вверх):

1. Толщу кислых эффузивов и их пирокластолитов (серые и белые трахи-липариты, липарито-дациты, туфы, туфобрекчии и др.), мощностью 200—300 м. В районе с. Кочбек в основании ее залегают пемзовые пески, пеплы, туфобрекчии, обсидианы, сменяющиеся кверху липаритами.

2. Толщу туфобрекчий и туфоконгломератов обычно андезитового состава, прослаивающуюся горизонтами витрокластических и агломератовых туфов и туфопесчаников мощностью до 300 м.

3. Толщу плагиоклазовых, роговообманковых и слюдистых андезитов и андезито-дацитов, останцы которых сохранились в водораздельных частях Айоцдорского и Зангезурского хребтов.

Синхронные кислые эффузивы (трахи-липариты, липарито-дациты, андезито-дациты, трахиты и другие), согласно А. А. Габриеляну, обнажаются в долине р. Айригет и в районе пос. Дастакерт—с. Мурхуз, где выступают в виде даек, жерл вулканов, экструзий и небольших массивов.

В пределах Зангезурского хребта, по данным С. С. Мкртчяна (1958), наиболее характерными породами вулканогенно-обломочной свиты являются андезиты, связанные постепенными переходами с более кислыми (андезито-дациты) и основными (андезито-базальты) разностями. Редко встречаются более кислые эффузивы—дациты, липариты.

По С. С. Мкртчяну, андезиты серые плотные породы с хорошо выделяющимися вкрапленниками полевого шпата и

цветных минералов. Под микроскопом структура порфировая с гиалопилитовой, реже пилотакситовой и витрофировой структурой основной массы. Среди последней выделяются вкрапленники плагиоклаза, базальтической роговой обманки и биотита. Во вкрапленниках встречаются также авгит и диопсид. Плагиоклаз часто относится к олигоклаз-андезиновому ряду и образует зонарные кристаллы с возрастающей от центра к периферии кислотностью. Базальтическая роговая обманка представлена удлиненными призматическими кристаллами с характерными оптическими свойствами. Биотит встречается мелкими табличками. Оба цветных минерала тесно ассоциируют между собой. Основная масса андезитов состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена (моноклинного, реже ромбического), роговой обманки, стекла, магнетита.

В составе толщи, по С. С. Мкртчяну, широкое развитие имеют туфобрекчии, агломератовые туфы, туфогенные песчаники. Первые являются преобладающими и состоят из обломков андезитов, заключенных в туфовом цементе. Агломератовые туфы, прослаивающие туфобрекчии, представляют брекчиевидные породы, состоящие из мелких обломков андезитов, сцементированных мелкозернистым туфовым материалом.

По простиранию и в вертикальном направлении, как отмечает С. С. Мкртчян, эти обломочные породы на незначительных расстояниях взаимно замещаются и переходят в лавы различного состава, что обуславливает чрезвычайную пестроту фациального состава толщи.

Согласно большинству исследователей, в северном Зангезуре к вулканогенному комплексу верхнего плиоцена относятся горисская вулканогенно-обломочная свита и ишханасарская вулканогенная свита, а также покровные лавы Ераблурского плато. В основании комплекса залегает сисианская диатомитовая свита, сложенная глинистыми диатомитами, прослаиваемыми вулканическими и пемзовыми песками, галечниками, песчаниками. В составе ее вулканические пески и пемзы играют значительную роль.

Впервые К. Н. Паффенгольц установил фациальное смыкание диатомитовой толщи с горисскими вулканогенно-обломочными отложениями. К. Н. Паффенгольц, С. С. Мкртчян и А. Т. Асланян предполагают, что накопление пород горисской

толщи вызвало подпруду и возникновение по долине р. Воротан обширного озера, в котором шло осаждение глинисто-диатомитовых отложений.

Вопрос возрастного соотношения вулканогенных пород горисской свиты, Ишханасарского хребта и Ераблурского плато долгое время являлся спорным. Раньше некоторые геологи считали, что ишханасарская вулканогенная свита уходит под горисскую вулканогенно-обломочную свиту. Впоследствии К. Н. Паффенгольц установил налегание на горисскую толщу вулканогенных лав Ишханасарского хребта. В настоящее время почти все исследователи пришли к такому же заключению.

Однако возрастное соотношение эффузивов Ишханасарского хребта и Ераблурского плато до сего времени остается дискуссионным. Согласно К. Н. Паффенгольцу, А. А. Габриеляну, А. Т. Асланяну, Д. П. Исаханяну, андезито-базальтовые лавы Ераблурского плато перекрываются вулканогенной свитой Ишханасара. С. С. Мкртчян и А. Н. Соловкин отмечают обратное соотношение эффузивных образований Ишханасарского хребта и Ераблурского плато.

Горисская толща слагает обширное одноименное плато в среднем течении рек Воротан и Акяра. Мощность ее варьирует в широких пределах от нескольких десятков до 500 м (С. С. Мкртчян, 1958). В составе толщи присутствуют грубо-обломочные туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы с подчиненными маломощными слоями вулканических песков и пеплов. Реже встречаются потоки андезитовых лав.

В строении толщи, по С. С. Мкртчяну, доминируют туфобрекчии, состоящие из различной величины обломков андезитов и андезито-базальтов, сцементированных туфовым материалом преимущественно андезито-дацитового и дацитового составов. По склонам речных долин эти породы образуют характерные формы выветривания—пирамиды вследствие легкой разрушаемости цементирующего материала.

По наблюдениям А. А. Габриеляна, в районе с. Брун туфобрекчии замещаются вулканическими брекчиями с потоками базальтовых и андезито-базальтовых лав.

Горисскую толщу Д. П. Исаханян (1955, 1963) расчленяет на две свиты, нижняя из которых относится к нижнему плиоцену, а верхняя, более мощная,—к верхнему плиоцену.

По данным К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриеляна, Д. П. Исаханяна, ишханасарская свита сложена андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами, реже липаритами и их пирокластами, причем снизу вверх по разрезу возрастает кислотность пород.

Лавы Ераблурского плато, по исследованиям С. С. Мкртчяна, имеют более основной состав и преимущественно представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами. На склонах г. Ишханасар С. С. Мкртчяном констатированы потоки более молодых лав, которые, по его предположению, соответствуют излиянию лав Ераблурского плато.

Андезито-базальты Ераблурского плато, по Т. Ш. Татевосяну (1956), темно-серые, в краевых частях потока— бурокрасные породы с отчетливой ориентировкой призматических кристаллов амфибола. Под микроскопом порфиновые выделения представлены базальтической роговой обманкой, плагиоклазом, моноклинным пироксеном и апатитом. Базальтическая роговая обманка, являющаяся преобладающей среди вкрапленников, образует короткопризматические, по краям сильно опацизированные зерна. Апатит плеохроирует в светло-синих и розоватых тонах и, по мнению Т. Ш. Татевосяна, представляет своеобразную разновидность хлорапатита. Основная масса состоит из микролитов андезина, мелких зерен пироксена, рудного минерала и стекла.

Плиоценовые вулканогенные образования северных склонов Баргушатского хребта, согласно Т. Ш. Татевосяну (1955¹), представлены в основном гиалоандезитами, андезито-дацитами и трахидацитами. Краткое описание их ниже приводится по данным указанного автора.

Гиалоандезиты темно-серые породы, характеризующиеся под микроскопом порфировой и полифировой структурой с фельзитовой основной массой. Порфиновые выделения: плагиоклаз, пироксены, биотит. Из них преобладает плагиоклаз, присутствующий в виде призматических зонарных кристаллов, содержащих мелкие включения бурого стекла. Ядро соответствует андезину, а периферическая зона— олигоклазу. Из пироксенов чаще всего встречается авгит, реже гиперстен, нередко образующие скопления мелких зерен, ассоциирующих с рудным минералом и роговой обманкой. Основная масса

состоит из серого вулканического стекла, флюидално обтекающего фенокристаллы.

Андезито-дациты светло-серые хрупкие породы с вкрапленниками роговой обманки, биотита и зонального микротинового плагиоклаза. Гиалопилитовая основная масса слагается из вулканического стекла, микролитов плагиоклаза, мелких зерен апатита.

Трахидациты слагают в основном вулканический некк Дашкала и мощным покровом залегают в его окрестностях. В некоторых местах они образуют круто падающие дайки. Т. Ш. Татевосян предполагает, что сначала изливались более кислые лавы (трахидациты), а затем лавы, близкие по составу к андезитовым, в которых кварцевые выделения отсутствуют и вместо биотита преобладает роговая обманка.

Трахидациты светло-серые, слегка желтые или серые хрупкие породы. Структура обычно порфировая с гиалопилитовой структурой основной массы. Последняя преобладает над вкрапленниками и состоит из кислого стекла, цементирующего мельчайшие микролиты плагиоклаза. В породах самого некка основная масса полнокристаллическая и сложена мелкими зернами калинатрового полевого шпата и кислого плагиоклаза. Фенокристаллы—плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка, кварц. Среди них преобладает плагиоклаз, содержащий многочисленные бесформенные включения кислого стекла и карбонатного вещества, а также газовые включения, расположенные цепочками. Он часто обнаруживает обратную зональность (ядро представлено олигоклазом, а внешняя зона—андезином), что особенно характерно для пород самого некка. Отмечается также частое чередование основных и кислых зон плагиоклаза. Роговая обманка, являющаяся существенной составной частью породы, образует идиоморфные призматические кристаллы, окруженные тонкой опациitizedированной каемкой. Кварц ксеноморфен как в порфириновых выделениях, так и в основной массе.

В западном Айоцдзоре миоплиоценовая свита А. С. Остроумовой (1962) подразделяется на два горизонта, нижний из которых состоит в основном из грубообломочных туфобрекчий

трахиандезитов, дацитов, трахиандезито-базальтов с подчиненными потоками их лавовой фации, а верхний—из однообразных дацитовых и трахиандезитовых лав. В свите отмечаются экструзивные тела, образующие «цепочку» северо-западного простирания. Породы этой свиты А. С. Остроумова рассматривает как самостоятельный комплекс эффузивно-экструзивных образований, отличающихся от подстилающих пород щелочной вулканической формации олигоцена более кислым и менее щелочным составом.

Миоплиоценовые экструзивы. В районах распространения миоплиоценовых эффузивных пород широким развитием пользуются разновозрастные с ними экструзивы андезитового, дацитового, андезито-дацитового, трахи-андезитового, липарито-дацитового и липаритового составов. Выходы их известны в пределах Ленинанканской и Араратской котловины, Ширакского, Памбакского, Цахкуняцкого хребтов, приереванского района, в бассейнах рек Арпа, Воротан, Мегри, Нахичеваньчай и др. Главная масса их сосредоточена в Азизбековском, Сисианском, Вединском районах Арм. ССР и в Нахичеванской АССР, где подавляющее большинство их, по А. Т. Асланяну, приурочено к зонам максимальных мощностей верхнего миоцена—нижнего плиоцена. Они образуют дайкообразные, куполовидные, конические, бисмолитообразные, штокообразные, трубообразные и другие тела.

Более или менее подробное описание отдельных групп экструзивов приводится в работах В. Н. Лодочникова, В. Дервиз, К. Н. Паффенгольца, Л. А. Варданянца, И. Г. Магакьяна, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, П. С. Саакяна, С. А. Мовсесяна, С. А. Исаакян, Э. Г. Малхасяна, А. Т. Вегуни, А. С. Остроумовой и др.

Существующие данные об экструзивах Армении сведены А. Т. Асланяном, А. Т. Вегуни, С. А. Исаакян, Э. Г. Малхасяном (1959²), согласно которым они представлены тремя петрографическими разновидностями: 1) андезито-трахитовой; 2) андезито-дацитовой и андезитовой; 3) дацитовой. Ниже приводится их описание по данным указанных авторов.

Андезито-трахиты розовые породы с крупными вкрапленниками санидина. Структура полнокристаллическая, порфи-

ровая. Минералогический состав представлен плагиоклазом, санидином, авгитом, биотитом и рудным минералом. Основная масса слагается из полевых шпатов и кварца. Плагиоклаз соответствует кислому андезину. Санидин присутствует в крупных стекловидных кристаллах. Биотит по краям иногда опацифицирован.

Андезиты и андезито-дациты серые и розовато-серые породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, авгита, биотита, кварца, апатита и рудного минерала. Структура порфировая с полнокристаллической мелкозернистой основной массой. Последняя состоит главным образом из полевых шпатов и кварца. Плагиоклаз относится к олигоклазу двух генераций, первая из которых обнаруживает зональное строение. Роговая обманка иногда является единственным темноцветным минералом (экструзивы сс. Горадис, Агхач), иногда же отсутствует (экструзивы с. Енгиджа). Авгит присутствует редко.

Дациты слагают экструзивы у сс. Элпин, Варденис и др. Структура их порфировая с полнокристаллической, фельзитовой, реже стекловатоперлитовой и псевдостекловатой структурой основной массы. Минералогический состав дацитов определяется присутствием плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, реже кварца. Акцессорные минералы—апатит, реже сфен, циркон, магнетит. Плагиоклаз представлен обычно изометричными зернами с обратной зонарностью. В основной массе он присутствует в виде микролитов, которые образуют вокруг вкрапленников флюидальные потоки и по составу отвечают олигоклазу. Кварц играет подчиненную роль и встречается в виде оплавленных зерен, почти геометрически правильных шаров овальных тел. За счет раскристаллизации основной массы выделяется и вторичный кварц с радиально-лучистым строением. Биотит образует либо свежие чешуйки, включенные в кристаллы роговой обманки, либо более крупные, в той или иной степени опацифицированные зерна. Роговая обманка окрашена в буровато-зеленый цвет с резким плеохроизмом. Моноклинный пироксен относится к авгиту и диопсиду.

III. ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Продукты эффузивной деятельности четвертичного времени представлены обширными покровами и потоками андезито-базальтовых и андезитовых лав, а также туфов и туфов-лав, слагающих центральные части Малого Кавказа.

а. Лавы

Соответственно возрастным соотношениям, К. Н. Паффенгольц (1931) расчленяет лавы на последовательные типы А, В, С, Д, Е, причем наибольшим развитием пользуются лавы типа Д и Е. Излияния лав типа А К. Н. Паффенгольц относит к доледниковому времени (к концу третичного периода), а излияния лав остальных типов—к началу отдельных циклов эрозии, следовавших за гюнцским, миндельским, рисским и вюрмским оледенениями.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика различных типов лав по данным К. Н. Паффенгольца.

Лавы типа А слагают Баязетское плато и небольшие площади к северо-востоку от г. Еревана в районе с. Акунк. Мощность покрова 40—60 м. Лавы эти светло-серые и темные породы, причем темные разности часто приурочены к верхним частям покрова. Под микроскопом структура порфировая и афировая. Гиалопилитовая основная масса слагается из микролитов плагиоклаза (№ 50—60), пироксена, магнетита и небольшого количества вулканического стекла. Редко встречающиеся вкрапленники и микровкрапленники представлены основным плагиоклазом, авгитом, реже оливином, ромбическим пироксеном и амфиболом.

Лавы типа В развиты в бассейне р. Арпа и отчасти на Гегамском нагорье. Мощность покрова 100—150 м. Состав их соответствует андезитам, представляющим темно-серые и темно-коричневые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза и округлыми пустотами, выполненными кварцем. Структура порфировая с пилотакситовой структурой основной массы. Текстура иногда флюидальная. Во вкрапленниках присутствуют обычно андезин (№ 30), редко опациitized роговая обманка, редко авгит. Основная масса слагается из андезина, небольшого количества авгита, роговой обманки, магнетита и стекла.

Лавы типа С распространены в долине р. Арпа в западной части Гегамского нагорья и по левобережью р. Раздан. Мощность покрова 15—20 м. Это темно-серые, слабо пористые породы, относящиеся к пироксеновым андезитам. Структура афировая, микропорфировая. Структура основной массы пилотакситовая. Текстура иногда флюидальная. Микровкрапленники—мелкие округлые кристаллы моноклинного пироксена. Основная масса состоит из плагиоклаза (олигоклаз-андезинового ряда), моноклинного пироксена, магнетита и незначительного количества стекла.

Лавы типа Д обнажаются в бассейнах рр. Арпа, Вохчи, Воротан, Дебед, Гарни, Касах и к северо-востоку от г. Еревана. Мощность покрова достигает 60 м. К. Н. Паффенгольц отмечает, что кислотность излияний изменяется для всего покрова в убывающем порядке, хотя констатируются резкие изменения кислотности и внутри одного и того же потока. Лавы типа Д темно-серые, черно-серые, иногда черные, светло-серые и красноватые породы более основного состава, чем предыдущие. Структура порфировая, олигофировая с пилотакситовой, гиалопилитовой, реже долеритовой и витрофировой структурой основной массы. Последняя слагается из микролитов и лейст плагиоклаза, оливина, авгита, ромбического пироксена и магнетита. Вкрапленники принадлежат лабрадору, оливину, ромбическому пироксену, авгиту, реже опациitizedированной роговой обманке.

Лавы типа Е встречаются у подножья г. Арагац и на водораздельной части Гегамского нагорья. Они по составу отвечают базальтам, андезитам, андезито-дацитам и дацитам. Это обычно черные, черно-серые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Структура порфировая и офировая. Гиалопилитовая основная масса состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и стекла.

Схемы возрастного расчленения четвертичных лав Армении, помимо К. Н. Паффенгольца, были предложены и другими исследователями.

Е. М. Великовская, Л. Н. Леонтьев, Е. Е. Милановский (1953), на основании геолого-геоморфологических данных, отвергают наличие последовательных потоков лав типов А, В, С, Д. Среди продуктов четвертичной эффузивной деятельности

ими выделяются два комплекса лав: более древний—доледниковый, обнимающий типы А, В, С, Д К. Н. Паффенгольца, и новейший—послеледниковый, соответствующий типу Е. Однако эти авторы доледниковые излияния не считают повсеместно одновременными; наоборот, по их мнению, древние лавы формировались в течение значительных промежутков времени.

Продукты четвертичного вулканизма А. Т. Асланяном (1958) расчлняются на три комплекса: 1) нижнечетвертичный; 2) среднечетвертичный; 3) верхнечетвертичный.

К нижнечетвертичному комплексу им относятся обширные андезито-базальтовые и андезитовые покровы и потоки Варденисского хребта, юго-восточной половины Гегамского хребта, небольшие потоки на Карабахском нагорье, андезито-базальты левобережья р. Воротан между сс. Борисовка и Ангехакот, аункские лавы, верхний покровный комплекс вулкана Голгат, лавовые покровы Ленинанканской и Араратской котловин.

Лавы среднечетвертичного комплекса, по А. Т. Асланяну, развиты на юго-западных и юго-восточных склонах Арагаца, в западной части Араратской котловины и в бассейнах рек Раздан, Арпа, Воротан, Вохчи.

К верхнечетвертичному комплексу он относит: 1) покровы дацитовых лав нижней части северо-восточного склона г. Арагац (апаранские потоки); 2) крупные лавовые потоки базальтового и андезито-базальтового составов Гегамского нагорья, берущие начало от многочисленных центров и достигающие оз. Севан, ущелья р. Раздан, восточного края Канакерского плато и краев Араратской долины; 3) лавы пяти вулканических центров Варденисского нагорья (три на юге и два на водоразделе), давших ряд потоков в бассейне оз. Севан и долинах рек Арпа и Элегис.

Четвертичные эффузивные образования г. Арагац В. М. Амарян (1964) расчлняет на три комплекса: 1) нижнечетвертичный; 2) среднечетвертичный; 3) верхнечетвертичный. Ниже приводится краткое описание лав этих комплексов по данным указанного автора.

Первый комплекс снизу вверх по разрезу представлен андезито-базальтами района сс. Гусан, Ани-пемза и др. мощностью 30 м, желтоватыми туфами и пемзами Анийского района

мощностью 2—20 м, андезитами, андезито-дацитами и дацитами второго излияния Арагаца (районы сс. Арег, Сабунчи, Заринджа, Акко, Овит и др.) мощностью от 50 до 150 м.

Андезито-базальты в нижних частях покровов характеризуются долеритовой структурой, а в верхних частях—микролитовой и интерсертальной структурой. Вкрапленники—лабрадор, клинопироксен, реже оливин.

Андезито-дациты некрепкие, местами хрупкие породы, цвет которых меняется сверху вниз потоков от темно-серого, почти черного до серого и светло-серого. Микроструктура порфировая с гиалопилитовой основной массой, слагающейся из войлока тонких микролитов плагиоклаза, сцементированных бурым и коричневатым стеклом. Фенокристаллы представлены в основном корродированными, слабо зонарными кристаллами, относящимися к андезину (№35—48), реже к андезинлабрадору и олигоклаз-андезину. Встречаются также моноклинный пироксен, реже гиперстен.

Отмечаются также гиалоандезито-дациты, представляющие смоляно-черные стекловатые породы. Микроструктура порфировая, текстура флюидальная. Гиалиновая основная масса состоит из темно-коричневого кислого стекла с игольчатыми микролитами плагиоклаза. Микровкрапленники—олигоклаз-андезин и пироксен.

2. В составе второго комплекса В. М. Амаряном выделяются две свиты лав и туфов, разделенные небольшим переывом. Нижняя из них (мощностью около 200 м) состоит из туфов, туфолав и налегающих на них андезитодацитовых и дацитовых лав верхних этажей Арагаца, вулканических центров Берглю, М. Артени и др.

Андезито-дациты и дациты либо плотные крепкие, либо хрупкие породы с фенокристаллами плагиоклаза. Цвет сверху вниз по мощности потоков варьирует от смоляно-черного до пепельно-серого с голубоватыми и фиолетово-розовыми оттенками. В том же направлении меняется микроструктура основной массы—от гиалопилитовой, витрофировой переходит в микролитовую. Под микроскопом структура крупнопорфировая, иногда гломеропорфировая. Из вкрапленников преобладает плагиоклаз, относящийся обычно к андезину. Встречаются клинопироксен (диопсид или авгит) и гиперстен, содержа-

ние которых убывает в дацитах. В андезито-дацитах М. Ар-тени в порфириновых выделениях, помимо отмеченных минералов, присутствуют кристобалит, биотит и базальтическая роговая обманка. Кроме того, гиперстен обычно опацифицирован.

Верхняя свита (мощностью 100—300 м), слагающая четыре вершины г. Арагац и расходящиеся от них хребты, начинается андезито-базальтами и их пирокластами, сменяющимися кверху андезитами, андезито-дацитами, дацитами и их брекчиями. Андезито-базальты образуют обширный покров, низы которого сложены серыми и светло-серыми породами, а верхи—темно-серыми разностями с фенокристаллами плагиоклаза и темноцветного минерала. При переходе от светлых разностей к более темным возрастает количество вкрапленников и вулканического стекла, а микролитовая, пилотакситовая, микродолеритовая структура основной массы сменяется гиалопилитовой, переходящей местами в интерсертальную. Вкрапленники—плагиоклаз (лабрадор-битовнит), клинопироксен, редко гиперстен.

3. Третий комплекс сложен базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, являющимися, по мнению В. М. Амаряна, последними вулканическими продуктами Арагаца, излившимися из некоторых побочных вулканических центров его (Базарджук, Зовасар, Манташ, Голгат и др.). Они образуют маломощные (1—3 м и больше) потоки на склонах г. Арагац и длинными языками проникают вниз по долинам современных рек.

Базальты, по данным А. Н. Заварицкого (1953), светло-серые эвпорфириновые породы с интергранулярно-пилотакситовой, интерсертальной и интерсертально-пилотакситовой микроструктурой. Микролиты состоят из лейсточек плагиоклаза (№ 47—60), мелких зернышек пироксена, оливина и магнетита. В основной массе, как отмечает А. Н. Заварицкий, встречаются и ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата, зажатые между лейстами плагиоклаза и зернами клинопироксена; он редко образует оболочки вокруг микролитов плагиоклаза. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу, клинопироксену, оливиному. Плагиоклаз относится к лабрадору (№ 60—67). Он обломан и оплавлен, иногда зонарен.

Андезито-базальты, по В. М. Амаряну, пористые, иногда

ноздrevатые породы с вкрапленниками пироксена и плагио-
клаза со стеклянным блеском. Микроструктура порфировая с
интерсертальной, микролитовой или переходной к долеритовой
структурой основной массы. Вкрапленники—плагиоклаз из
ряда лабрадора, авгит, ромбический пироксен. Основная мас-
са слагается из тех же минералов, мельчайших зернышек маг-
нетита и не всегда присутствующего стекла.

Четвертичные вулканогенные породы Айоцзора деталь-
но изучены К. И. Карапетяном (1959¹, 1959²), по данным ко-
торого ниже приводится их характеристика.

В Айоцзоре четвертичные лавы образуют потоки и пок-
ровы, занимая площадь примерно в 650 кв. км. Отдельные пото-
ки вытягиваются вдоль речных долин и имеют мощность от
2 до 50 м. Некоторые из них протягиваются на несколько ки-
лометров. Срединные части потоков сложены плотными поро-
дами, а поверхность и основание—сильнопористыми разности-
ми их.

Среди взрывных продуктов отмечаются шлаки, ла-
пилли, пески, вулканические бомбы, которые обычно слагают
шлаковые конусы и в ряде случаев образуют покровы за их
пределами.

К. И. Карапетяном выделяется три комплекса лав, фор-
мирование которых связывается с тремя этапами, соответ-
ствующими раннечетвертичному (доледниковому), среднечет-
вертичному и позднечетвертичному векам антропогена.

К первому этапу он относит лавы вулканов Семасар, Ча-
гатсар, Жилли-гель, эффузивы Варденисского и Сарцалинско-
го покровов, предположительно извержения конусов Ухтисар,
Безымянный, Арчисар; ко второму этапу—лавы Гидевазского
вулкана, Джермукского кратера, центров Кочбекской группы,
конусов Айцасар, Зиракский кратер, Варвацкар, потоки Ге-
тика, Гюлидузского вулкана, Коча, Гейсара; к третьему эта-
пу—лавы вулканов Смбатсар и Далик.

Лавы последнего этапа занимают первые галечные терра-
сы рр. Арпа и Элегис, а потоки первого этапа—наиболее высо-
кое положение над тальвагами указанных рек.

В основании каждого из трех вулканогенных комплексов
располагаются роговообманковые андезито-базальты и анде-
зиты, которые сверху постепенно переходят в пироксеновые и
оливиновые андезито-базальты.

Лавы серые, темно-серые, реже почти черные породы, преимущественно андезито-базальтового, иногда андезитового состава. Основная масса их резко преобладает над вкрапленниками. Последние представлены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, базальтической роговой обманкой. Количество и размеры фенокристаллов заметно возрастают при переходе от оливиновых и пироксеновых пород к роговообманковым разностям.

Плагиоклаз образует либо крупные таблитчатые, либо более мелкие вытянутые лейстовидные кристаллы. Таблитчатые фенокристаллы отличаются повышенной основностью и загрязненностью стеклом. Часть из них так сильно резорбирована, что полностью теряет кристаллические очертания. Лейстовидные кристаллы лишены стекловатых включений и прозрачны. Вкрапленники плагиоклаза обычно зонарны, причем характер зонарности часто прогрессивный, иногда регрессивный и осцилляторный. Состав плагиоклаза вкрапленников варьирует в пределах № 34—67, микролитов—№ 28—56. Диапазон колебания состава его особенно возрастает в пироксеновых и оливиновых разностях.

Оливин присутствует во вкрапленниках в виде слабо оплавленных бесцветных зерен, нередко окруженных каймой магнетита и клинопироксена. В пределах отдельных потоков угол оптических осей колеблется в широких интервалах.

Клинопироксен является характерным минералом для фенокристаллов и основной массы всех типов лав. Во вкрапленниках представлен идиоморфными призматическими, часто сдвойникованными кристаллами, окрашенными в светло-зеленый цвет. Образует гломеропорфиновые скопления, иногда зональные зерна. Клинопироксен фенокристаллов относится к авгиту, и основной массы—к пижонитовым авгитам. Диапазон колебания оптических свойств вкрапленников пироксена в оливиновых и пироксеновых лавах больше, чем в роговообманковых разностях.

Базальтическая роговая обманка представлена вытянутыми кристаллами, по краям которых развивается опацификация. В небольших зернах она полностью опацифицирована. Встречаются и более крупные кристаллы, нацело замещенные агрегатом пироксена, плагиоклаза и магнетита.

В лавах различных типов нередко присутствует ксеногенный кварц (до 0,5—1 %) в виде округлых и остроугольных зерен размерами от 0,1 мм до 6 см, опоясанных каемкой моноклинного пироксена. Между последней и кварцевыми зернами отмечается стекловатая прокладка преимущественно светло-бурой окраски. Источником кварца, по мнению К. И. Карапетяна, являются подстилающие четвертичные лавы, более древние (миоплиоценовые, частично эоценовые) кварцсодержащие вулканогенно-осадочные и осадочные отложения.

Из второстепенных минералов спорадически встречаются свежие призматические зерна гиперстена, листочки биотита и игольчатые кристаллики апатита.

Структуры основной массы разнообразны и меняются даже в пределах отдельных потоков. Обычно же срединным частям потоков присущи пилотакситовые, иногда микродолеритовые структуры, приповерхностным частям и взрывным продуктам—стекловатые структуры, внутренним частям маломощных эффузивных тел—гиалопилитовая структура.

Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена, рудного минерала, стекла, реже апатита. Среди этих минералов плагиоклаз является доминирующим и образует вытянутые, нередко сдвойникованные кристаллы. Пироксен в виде короткопризматических и неправильных зерен часто зажат между микролитами плагиоклаза. Стекло преимущественно прозрачное, но часто приобретает различные окраски вплоть до почти черной в зависимости от содержания включений рудного минерала и степени окисления.

В лавах встречаются мелкие (3—8 см) включения гранитоидов, порфириров, андезитов, туфогенов и пемз, представленные угловатыми обломками, окруженными тонкой стекловатой пленкой. Констатируется слабое воздействие лавы на состав и структуру этих ксенолитов, выражающееся в их частичном оплавлении и изменении цветов минералов. Включения туфопесчаников, туффитов, пемз и туфобрекчий лишены заметных следов метаморфизма. В процессе транспортировки, по мнению К. И. Карапетяна, отмеченные посторонние тела оставались в твердом состоянии.

6. ТУФЫ И ТУФОЛАВЫ

К продуктам четвертичного вулканизма относятся также туфы и туфолавы, пользующиеся значительным площадным распространением вокруг г. Арагац. До сих пор еще нет общепринятой схемы возрастного расчленения этих пирокластических пород. Раньше некоторые исследователи (А. И. Месропян, А. Н. Заварицкий) предполагали их одновременное образование. Однако детальными исследованиями К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, А. А. Адамян, К. Г. Шириняна, В. М. Амаряна установлена стратиграфическая расчлененность туфов и туфолав.

К. Г. Шириняном (1961) предложена следующая сводная схема последовательности образования туфов и туфолав Армении (снизу вверх):

1. Пемзы и пемзовые пески, постепенно переходящие в желтые пемзовые туфы (анийский тип).
2. Черные туфы (еревано-ленинаканский и пламенный типы).
3. Фиолетово-розовые туфолавы (туфы арктического типа).
4. Черно-красные туфы (еревано-ленинаканский и пламенный типы).

По петрографическим, структурным и текстурным особенностям вулканические туфы К. Г. Шириняном подразделяются на: 1) туфолавы и 2) пирокластические туфы (игнимбри-ты). Среди последних им выделяются три главных типа: 1) еревано-ленинаканский, 2) пламенный, или шамирам-бюраканский, 3) пемзовый или анийский. Ниже приводится краткое описание этих пород по данным К. Г. Шириняна.

1. Туфы еревано-ленинаканского типа представляют типичные пирокластические породы черного, буровато-коричневого и красного цветов. Они состоят из обломков вулканического стекла, минералов и различных посторонних пород. Макроскопически резко выделяются плагиоклазовые кристаллы, имеющие форму тонких вытянутых брусков, направление ориентировки которых соответствует в основном условиям залегания пород. Размеры обломков стекла колеблются от 0,1 до 2,5 мм. Наиболее мелкие из них имеют характерные дугообразные или вогнутые очертания. Относительно крупные облом-

ки обладают вытянутой линзообразной формой с волнистой поверхностью. Состав обломков посторонних горных пород различен и находится в зависимости от местоположения туфового пласта. Среди них встречаются известняки, порфири-ты, обсидианы, липариты, долериты и т. д.

В минералогический состав рассматриваемых туфов входят кристаллы и обломки плагиоклазов, пироксенов и рудных минералов. Плагиоклаз является резко преобладающим и представлен интрателлурическими, часто корродированными вкрапленниками, отвечающими по составу № 41—51. Пироксены присутствуют в незначительном количестве в виде мелких призматических кристаллов размером 0,5—2 мм. Среди них различаются гиперстен и моноклинный пироксен. Рудный минерал (магнитный железняк) обычно образует скопления вокруг пироксенов.

2. Пламенные туфы являются окисленными светлыми породами с витрокластической основной массой. В последней располагаются равномерно разбросанные плотные черные стекловатые включения, сплюснутые по разрезу и имеющие линзовидные формы. Часто встречаются и желтые включения пемзы, которые также сплюснуты по напластованию пород.

Под микроскопом главная масса пламенных туфов имеет витрокластическую структуру. Обломки стекла, подобно предыдущим туфам, обладают характерными для пеплов формами (вогнуто-выпуклой, волокнистой, нитевидной и др.). Величины фьяме варьируют в широких пределах (чаще всего от 2 до 4 см). Химический состав его почти не отличается от состава основной стекловатой массы.

В пламенных туфах встречаются спикюлиты и трихиты, образование которых, по мнению К. Г. Шириняна, обусловлено высокой температурой обломочной массы на постэруптивной стадии.

По минералогическому составу и количественным соотношениям породообразующих минералов эти туфы весьма сходны с аналогичными породами еревано-ленинканского типа. Состав плагиоклаза соответствует № 41—42.

3. Пемзовые туфы характеризуются выдержанной желтоватой окраской и наличием в них большого количества обломков лав и включений пемзового стекла. Как включения пемзы,

так и обломки старых лав значительно варьируют по размерам, цвету, составу и количеству. Под микроскопом структура пемзовых туфов кластическая. В основной массе, состоящей из мелких обломков стекла, разбросаны включения пемзового стекла, обломки лав и кристаллы плагиоклаза и пироксенов. Пемзовые включения представлены линзовидными обломками с вытянутыми извилистыми порами. В отличие от других типов пирокластических туфов, в описываемых туфах вулканическое стекло является резко преобладающей частью общей массы породы, в то время как минеральная фракция составляет лишь 8—10 %.

Минералогический состав пемзовых туфов представлен плагиоклазом (№ 36—42), клинопироксеном, ортопироксеном и реже базальтической роговой обманкой.

Туфолавы отличаются от вышеописанных пирокластических туфов отсутствием кластической структуры основной массы. Стекловатая структура их напоминает лаву, но в отличие от последних в них имеются включения пористого стекла.

Макроскопически туфолавы представляют собой сильно пористые породы розового, светло-розового, серовато-розового, фиолетового, темно-фиолетового и фиолетово-розового цветов. Количество пемзо-шлаковых линзовидных стекловатых включений колеблется в широких пределах, причем при резком убывании их содержания породы приобретают лавоподобный облик. На общем светлом фоне породы обломки стекла выделяются более темной окраской. Степень их сплюснутости увеличивается сверху вниз по разрезу. Размеры стекловатых включений варьируют от мельчайших до нескольких десятков сантиметров. В туфолавах также встречаются обломки посторонних пород.

Под микроскопом туфолавы состоят из лавоподобной пористо-пузыристой стекловатой массы, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза, пироксенов и рудного минерала.

Сверху вниз по разрезу пластов туфолав возрастает содержание вкрапленников и появляются кристобаллитовые образования и микролиты плагиоклазов. Состав интрателлурических вкрапленников плагиоклаза отвечает № 36—50.

Как отмечает К. Г. Ширинян, в некоторых разрезах туфолавы постепенно переходят в пирокластические туфы вслед-

ствие изменения количественного соотношения обломочной и лавовой массы.

Б. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

К продуктам интрузивной деятельности рассматриваемого этапа относится Айоцзорская группа интрузивов (фиг. 8), которая располагается в пределах одноименного хребта и состоит из мелких разбросанных тел, занимающих в целом не более 100 кв. км. Площадь большинства выходов не превышает нескольких кв. км.

Интрузивы впервые изучались А. В. Кржечковским (1930), В. Н. Котляром (1930), впоследствии более детально— Э. Г. Малхасяном (1952, 1957³ и др.), данными которого мы пользуемся.

Группа размещается в вулканогенно-осадочной толще эоцена, сложенной в основном порфиритами и их пирокластическими производными.

В тектоническом отношении она приурочена к крупному синклинорию северо-западного простирания, в пределах которого интрузивные выходы тяготеют к антиклинальным и синклинальным структурам второго порядка.

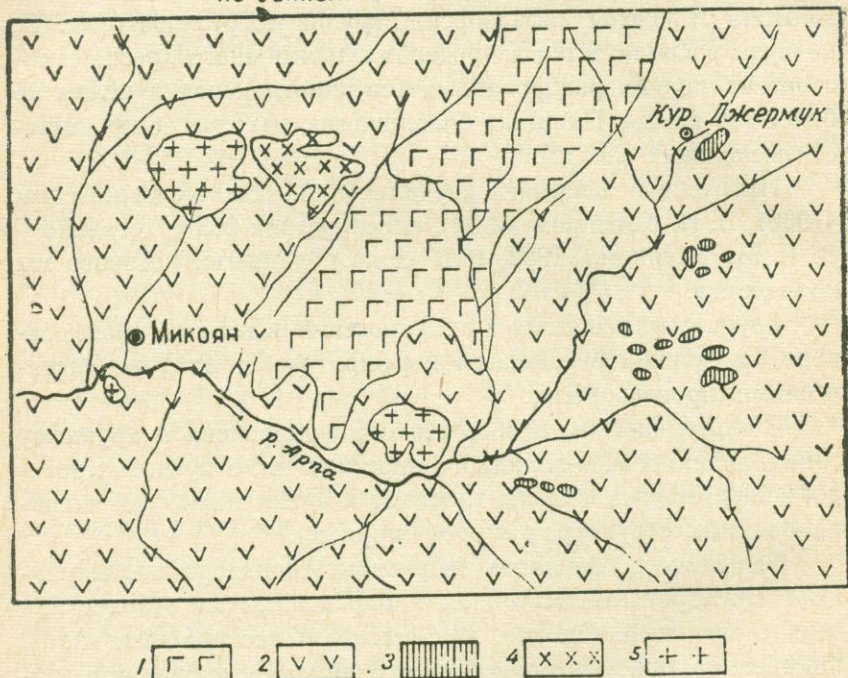
Большинство геологов интрузивы Айоцзора параллелизуют с Мегринским массивом и определяют их возраст как верхнеэоценовый. Однако, как показали исследования А. А. Габриеляна, они прорывают отложения нижнего-среднего олигоцена, а их гальки заключены в базальных конгломератах верхнего олигоцена. По факту прорывания интрузивами Айоцзорской группы отложений эоцена и олигоцена А. Т. Вегуни (1961) время внедрения их считает приуроченным к основной фазе складчатости—промежутку от среднего олигоцена до нижнего миоцена. Но он допускает и наличие гранитоидов эоценового возраста. Отметим, что на послеолигоценовый возраст их впервые указал В. Н. Котляр.

а. **Породы интрузивной фазы.** Согласно Э. Г. Малхасяну, интрузивные породы формировались в результате трехфазного внедрения магмы.

Породы первой фазы развиты в восточной части Айоцзо-

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АЙОЦДЗОРСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

Составил С.И. Баласаян
по данным Э.Г. Малхасяна и др. исследователей.



1. Постплиоценовые лавы и туфы, 2. Эоценовые вулканогенно-осадочные породы, 3. Породы I фазы. Монзониты, габброиды и др., 4. Породы II фазы. Диорит-порфиридные граниты. Сиенит-диориты, граносиениты, порфиридные граниты.

Фиг. 8

ра, где слагают Гюмушханские, Чайкендские, Кушинские и Джермухские интрузивы. Они представлены монзонитами, габброидами, отчасти анортозитами, гранофирами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами и кварцевыми диоритами. По составу и петрографическим деталям они сходны с аналогичными породами предыдущего этапа.

Монцониты имеют широкое распространение и иногда постепенно переходят в габброиды. Минералогический состав их: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит, гиперстен, роговая обманка, кварц, биотит, магнетит, апатит, сфен. Плагиоклаз чаще всего отвечает андезину. Калиевый полевой шпат относится к анортоклазу и ортоклазу.

Среди габброидов различаются оливин-ортоклазовые, оливин-биотитовые и др., которые постепенно сменяются габбро-диоритами и пироксеновыми диоритами. В минералогическом составе их присутствуют плагиоклаз (№ 50—64), авгит, диалаг, диопсид, оливин, роговая обманка, биотит, анортоклаз, магнетит, апатит.

Анортозиты обнажаются на хребте Зивлих и у с. Гюмушхана. Это светло-серые породы, слагающиеся из лабрадора (№ 58—65), строго подчиненного количества (до 8 %) моноклинового пироксена, оливина, калинатрового полевого шпата и биотита.

Кварцевые диориты в виде небольшого сателлита располагаются севернее с. Гедикванк. Кварцевые сиениты и граносиениты образуют незначительный выход (800 кв. м.) юго-восточнее курорта Джермук. Гранофиры распространены на хребте Зивлих и у с. Гюмушхана. Это светло-серые и беловатые, микропегматитовой структуры породы, главными минералами которых являются кварц и калиевый полевой шпат.

Породы второй фазы слагают в основном восточную часть Газминского интрузива, где прорывают гранитоиды первой фазы. Они представлены диорит-порфиридами, которые с глубиной теряют порфировидный облик. Это светло-серые с зеленоватым оттенком породы, состоящие из доминирующего плагиоклаза (52—61%), роговой обманки (9—15%), кварца (3—5%), ортоклаза (2—5%), иногда биотита (до 14%) и акцессориев (3—6%). Последние представлены титано-магнетитом, апатитом, цирконом. Плагиоклаз вкрапленников образует зонарные кристаллы, ядра которых отвечают № 46, а периферические зоны—№ 31. В основной массе плагиоклаз соответствует № 35.

Породы третьей фазы образуют Каялинский и Аярский интрузивы, а также слагают западную часть Газминского массива. По данным Э. Г. Малхасяна, они внедрились в следующие

щей последовательности: а) сиенито-диориты; б) граносиениты; в) порфиридные граниты.

Указанным автором установлено наличие апофиз и жил граносиенитов в сиенито-диоритах и резких интрузивных контактов между ними. Более позднее внедрение порфиридных гранитов им доказывается существованием резкого интрузивного контакта их с граносиенитами.

Сиенито-диориты мелко- и среднезернистые серо-зеленоватые породы, главными минералами которых являются плагиоклаз (№ 32—37), ортоклаз, роговая обманка, биотит, авгит; аксессуарными—черный рудный минерал, апатит, сфен, турмалин.

Граносиениты мелко- и среднезернистые серо-розовые породы, минералогический состав которых определяется присутствием плагиоклаза (№ 26—32), ортоклаза, кварца, биотита, моноклинного пироксена, роговой обманки, рудного минерала, апатита, сфена, циркона. Незначительные по размерам граносиенитовые интрузивы часто постепенно сменяются сиенитами, кварцевыми и бескварцевыми сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Более основные представители обычно приурочены к эндоконтактам. При постепенных переходах одних разновидностей в другие качественный минералогический состав остается постоянным, меняется только количественное соотношение минералов и основность плагиоклаза. Редко наблюдаются выходы, сложенные только сиенитами.

Порфиридные граниты по составу и петрографическим деталям сходны с подобными породами Мегринского интрузива, отличаясь значительным содержанием авгита (до 9 %).

б. Породы жильной фазы Айюндзорской группы, по Э. Г. Малхасяну, представлены пироксеновыми порфиритами, аплитами, микропегматитами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами. Встречаются также кварц-флюорит-турмалиновые, гранат-кварцевые и кварцевые жилы.

Согласно Э. Г. Малхасяну, пироксеновые порфириты связаны с породами первой фазы и отчасти с среднеэоценовыми эффузивами, а остальные типы—с гранитоидами третьей фазы. На основании непосредственных пересечений им установ-

лен более молодой возраст лампрофиров по отношению к гранодиорит-порфирам.

Пироксеновые порфириты преимущественно локализованы в ущелье р. Арпа, где в виде даек секут среднеэоценовые эффузивы и прослеживаются по простиранию до 1,2 км. Минералогический состав их: плагиоклаз, авгит, магнетит, апатит.

Аплиты и микропегматиты связаны с породами третьей фазы, отличаясь от них повышенным содержанием калиевого полевого шпата, кварца и почти отсутствием цветных минералов. Они образуют маломощные (от 2 до 10 см) светло-розовые жилы.

Гранодиорит-порфиры по составу и структурным особенностям сходны с таковыми Мегринского массива.

Лампрофиры обнажаются в районе Газминских интрузивов, образуя мощные дайки преимущественно северо-восточного простирания. По исследованиям Э. Г. Малхасяна, они относятся к минеттам. Это серые, тонкокристаллические, порфировой структуры породы, состоящие из биотита, авгита, ортоклаза, плагиоклаза (№ 32), оливина (несколько кристаллов), магнетита, апатита.

в. Контактные изменения. Контактное воздействие гранитоидов первой фазы на вмещающие эффузивы, по данным Э. Г. Малхасяна, выражается в образовании роговиков (кварц-полевошпатовых, полевошпат-пироксеновых и турмалин-полевошпатовых), вторичных кварцитов и алунитов.

Роговики образуют вокруг интрузивов небольшие зоны. Минералогический состав их: плагиоклаз из ряда андезина и лабрадора, диопсид, авгит, ортоклаз, роговая обманка, кварц, турмалин, магнетит, апатит, циркон, реже гранат.

Э. Г. Малхасян отмечает, что контактовые явления в связи с породами второй фазы внедрения почти отсутствуют.

Контактное воздействие гранитоидов третьей фазы на вмещающие породы выражается в образовании гранат-волластонитовых скарнов, роговиков (кварц-биотит-пироксеновых, кварц-полевошпатовых и полевошпат-пироксен-гранатовых) и вторичных кварцитов. Ширина контактовых зон иногда достигает до 500 м. Скарны обнаружены буровыми скважинами на глубине 10—20 м.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПРОДУКТОВ МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

На основе обобщения достаточно большого фактического материала в настоящем разделе мы попытаемся показать специфику вещественного состава разновозрастных магматических пород Армении. Главное внимание обращается на выявление особенностей их химизма.

Из-за большого количества аналитических данных приводятся средние химические составы и пределы колебания петрогенных элементов. При вычислении средних составов по мере возможности были учтены количественные данные о распространенности пород. В процессе обработки материала мы старались избегать использования неполноценных химических анализов.

Сбор химических анализов, разрозненных по отдельным многочисленным работам, мы начали еще в 1953 г. Поскольку проработка их завершилась в 1962 г., мы не имели возможности полностью учесть данные, накопившиеся за последние годы химических анализов.

Следует отметить, что на данной стадии изученности не представляется возможным в полной мере выявить специфику вещественного состава магматических пород по многим причинам. Так, имеющиеся аналитические данные не отражают действительного многообразия эффузивных и интрузивных пород. Поверхностно изучена минералогия и геохимия огромной массы магматических образований. Геохимические особенности их выяснены на основании главным образом полуколиче-

ственных спектральных анализов. Неодинаково полно охарактеризованы химическими анализами эффузивы и интрузивы различных районов и возрастов, а для многих вулканогенных свит и горизонтов химические и спектральные анализы отсутствуют. Из-за этого невозможно точно выяснить связь колебания петрогенных и других элементов с разными фазами вулканизма и плутонизма.

Несмотря на эти недостатки, вытекающие из недостаточной изученности территории республики, обобщение накопленного материала позволило в общих чертах вскрыть различия в минералогических и петрогеохимических признаках разновозрастных эффузивных и интрузивных пород и выявить особенности эволюции вещественного состава продуктов магматизма в пределах отдельных тектоно-магматических этапов.

А. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

1. ЭФФУЗИВЫ ПАЛЕОЗОЯ

Из-за недостаточной изученности палеозойских эффузивов трудно в полной мере судить об их химико-минералогических признаках. По имеющимся скудным данным, они представлены метаморфизованными диабазовыми порфиритами, порфиритами и их пирокластами.

Для них ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз, клинопироксен, реже ромбический пироксен, роговая обманка. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору в диабазовых порфиритах и андезит-лабрадору в порфиритах. В большом количестве присутствуют вторичные минералы—хлорит, эпидот, карбонат, серицит, уралит, серпентин.

Для палеозойских эффузивов мы располагаем лишь двумя анализами, приведенными в табл. 1.

В сравнении со средними типами Дэли палеозойские порфириты характеризуются повышенным значением чисел c и b , но пониженным—чисел a и s .

Таблица I

Химические анализы нижнепалеозойских порфиров Армении

Окислы			Среднее из 2 анализов	Числа Завариц- кого			Среднее из 2 анализов
	1	2			1	2	
SiO ₂	53,38	48,73	51,05	a	9,4	10,4	10,19
TiO ₂	0,61	0,72	0,66	c	8,8	9,6	9,51
Al ₂ O ₃	18,75	22,77	20,70	b	15,9	19,4	17,30
Fe ₂ O ₃	3,35	4,88	4,12	s	65,9	60,6	63,00
FeO	5,40	2,39	3,89	a'	—	17,5	6,93
MnO	0,08	0,03	0,05	f'	54,6	35,4	45,88
MgO	3,78	5,00	4,39	m'	43,5	47,1	47,19
CaO	6,98	7,28	7,13	c'	1,9	—	—
Na ₂ O	3,24	2,95	3,09	n	81,2	67,6	73,53
K ₂ O	1,15	2,23	1,69				

II. ЭФФУЗИВЫ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА

Среди продуктов эффузивной деятельности юрско-нижнемелового этапа главная роль принадлежит различным порфиритам. Из кислых вулканогенных пород значительным распространением пользуются кварцевые плагиопорфиры. Некоторое развитие имеют также кварцевые порфириты и кварцевые альбитофиры (Алавердский и Кафанский районы).

Для всех петрографических типов пород главным породообразующим минералом является плагиоклаз, состав которого изменяется в зависимости от кислотности пород.

Среди основных и средних представителей выделяются плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые разности, причем чаще всего встречаются первые. Пироксеновые разности наиболее редки.

Для них ассоциация главных породообразующих минералов—плагиоклаз, моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка. Акцессорные минералы: магнетит, апатит. Как во вкрапленниках, так и в основной массе плагиоклаз обычно ассоциирует с клинопироксеном. Роговая обманка является редкостью.

Состав плагиоклаза вкрапленников варьирует в широких пределах—от кислого андезина до основного лабрадора. Диапазон колебания состава его особенно возрастает в плагиоклазовых разностях. В большинстве случаев между содержанием цветных минералов и составом вкрапленников плагио-

клаза никакой согласованности не усматривается. Моноклинный пироксен принадлежит авгиту, реже диопсиду.

В составе вторичных минералов доминируют хлорит и эпидот. Встречаются также цоизит, серицит, альбит, пренит, кварц, кальцит, уралит, цеолиты.

В районах развития кислых эффузивов и их субвулканических аналогов в нижних членах юрского вулканогенного комплекса часто наблюдается альбитизация плагиоклаза. Это явление сочетается с интенсивной хлоритизацией и эпидотизацией пород и особенно хорошо проявляется в нижних порфиритах Алавердского района, где широкое распространение имеют близповерхностные малые тела кварцевых альбитофиров.

Кислые эффузивы и их субвулканические образования юрско-нижне-мелового этапа характеризуются почти полным отсутствием или ничтожным содержанием калиевого полевого шпата и цветных минералов. Из последних обычно присутствует обыкновенная роговая обманка и то в верхнебайосских кварцевых плагиопорфирах и кварцевых порфиритах. Пироксены отсутствуют полностью, а биотит встречается весьма редко.

Наиболее типичными пороодообразующими минералами фенокристаллов и основной массы являются плагиоклаз и кварц, содержание которых варьирует в широких интервалах. При понижении количества кварца породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры, кварцевые порфириты и альбититы.

В силу альбитизации состав плагиоклаза также подвергается широким колебаниям—от альбита (№ 4) до андезина (№ 42). В кварцевых альбитофирах плагиоклаз вкрапленников соответствует альбиту, реже олигоклазу, а в кварцевых порфиритах—андезину.

В составе аксессуарных минералов обычны магнетит, апатит и циркон. Вторичные минералы—каолин, серицит, хлорит, карбонат, эпидот. Особенно сильно изменены кварцевые альбитофиры, в которых отмечается большой комплекс вторичных минералов.

В табл. 2 приведены средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов юрско-нижнемелового

этапа северной Армении, а в табл. 3—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах. Аналитические данные порфириров, подстилающих кварцевые плагиопорфиры Ахталы и некоторых других вулканогенных горизонтов отсутствуют. Средние составы нижнемеловых эффузивов (№ 9 и 10 в табл. 2) заимствованы из работы А. Х. Мнацаканян (1964). Петрохимические признаки вулканогенных образований юры иллюстрируются диаграммами, представленными на фиг. 9 и 10. Эти диаграммы построены на основании табл. 2.

Таблица 2

Средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов юрско-нижнемелового этапа северной Армении

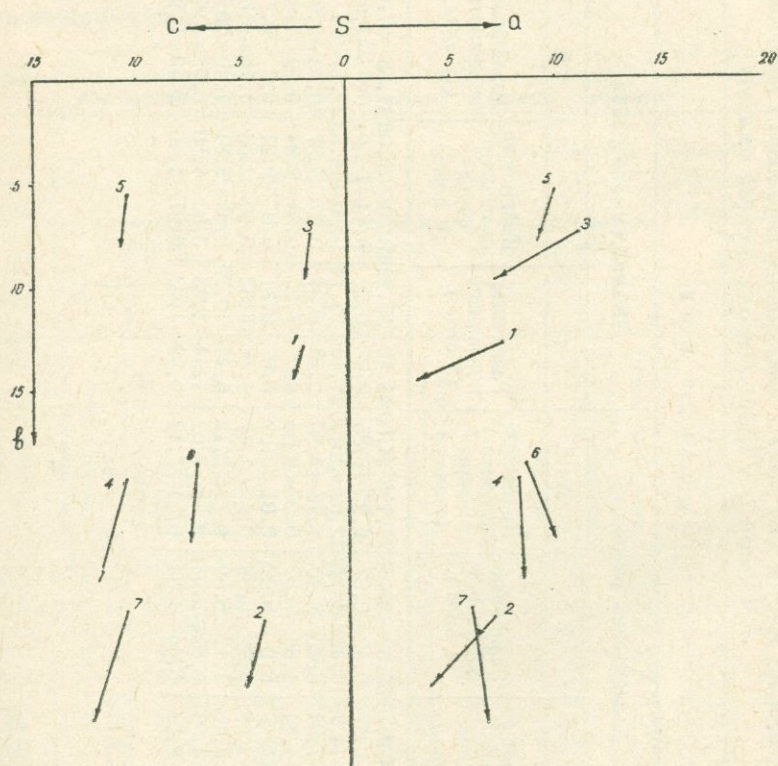
Возраст	Средняя юра						Верхняя юра		Нижний мел											
	Алавердский район			Шамшадинский район			Алавердский район		Шамшадинский район											
Место развития																				
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										
Окислы и числа Заварццо	Кварцевые плагиопорфиры (5 анал.)		Различные порфиры (4 анал.)		Кварцевые альбитовые порфиры (4 анал.)		Различные порфиры (5 анал.)		Кварцевые плагиопорфиры (9 анал.)		Различные порфиры (15 анал.)		Различные порфиры (3 анал.)		Кварц. альбитовые порфиры (Субвулканич.) (8 анал.)		Базальты (4 анал.)		Андезиты (5 анал.)	
SiO ₂	69,81	55,03	72,87	49,45	73,48	54,99	46,34	74,11	48,76	57,61										
TiO ₂	0,36	0,63	0,30	0,34	0,26	0,51	0,74	0,09	1,21	0,91										
Al ₂ O ₃	13,15	16,89	13,88	19,66	11,80	16,82	18,54	14,18	13,21	16,88										
Fe ₂ O ₃	3,97	6,23	2,63	3,09	2,52	5,20	3,02	1,75	5,20	6,42										
FeO	2,04	4,56	0,41	6,10	1,11	4,87	6,50	0,41	5,25	1,75										
MnO	—	0,11	0,01	0,12	0,55	0,14	0,07	0,01	0,15	0,06										
MgO	1,30	4,87	1,07	5,18	0,86	3,71	7,50	0,59	4,83	1,87										
CaO	1,66	3,19	1,42	8,08	2,20	7,44	9,57	1,05	8,98	4,66										
Na ₂ O	2,68	2,52	4,86	2,75	4,11	3,52	1,83	3,87	3,77	5,33										
K ₂ O	1,17	0,92	0,83	1,05	0,77	0,46	0,92	1,98	1,03	2,03										
H ₂ O	0,35	0,49	0,22	0,46	0,39	0,55	0,19	0,95	1,27	0,90										
ППП	3,51	4,63	1,93	2,76	1,56	2,70	5,31	0,23	1,59	1,68										
а	7,6	6,8	11,4	8,2	9,9	8,6	5,9	10,93	10,3	14,9										
с	2,0	3,9	1,6	10,4	2,6	7,2	10,4	1,24	7,6	4,2										
б	12,8	26,0	7,4	19,4	5,5	18,2	25,5	7,48	23,4	12,4										
s	77,6	63,3	79,6	62,0	82,0	66,0	58,2	80,35	58,7	68,5										
а'	42,6	31,0	42,2	—	7,4	—	—	62,61	—	—										
f'	40,6	37,5	34,2	47,8	67,0	52,8	37,5	24,35	45,1	60,0										
m'	16,8	31,5	23,6	49,6	25,6	36,0	54,0	13,04	37,7	26,5										
с'	—	—	—	2,6	—	11,2	8,5	—	17,2	13,5										
п	77,2	80,0	89,8	80,2	89,1	92,0	75,0	75,00	81,6	80,0										

Таблица 3

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в последовательно
образовавшихся эффузивах юры северной Армении

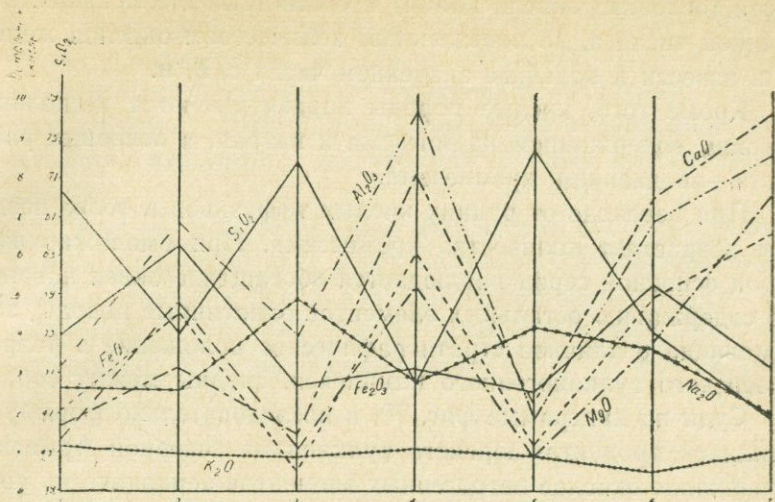
Возраст	Средняя юра						Верхняя юра	
Место развития	Алавердский район			Шамшадинский район			Алавердский район	
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Окислы	Кварцевые плагियो- порфиры (5 анал.)	Различные порфиры (4 анал.)	Кварцевые альбито- фиры (4 анал.)	Различные порфиры (5 анал.)	Кварцевые плагियोпор- фиры (9 анал.)	Различные порфиры (15 анал.)	Различные порфиры (3 анал.)	Кварцевые альбито- фиры (8 анал.)
SiO ₂	61,70—79,76	53,32—57,86	71,18—74,56	45,12—55,29	68,84—79,06	47,65—67,08	45,20—47,53	68,79—77,0
TiO ₂	0,27—0,47	0,43—0,87	0,25—0,35	0,0—0,72	0,14—0,59	0,0—1,07	0,0—1,50	0,0—0,24
Al ₂ O ₃	11,80—14,78	14,42—19,17	12,02—15,75	17,15—22,74	9,50—14,53	12,71—21,12	16,48—22,57	13,12—16,07
Fe ₂ O ₃	0,46—7,94	3,45—9,40	1,76—3,50	0,13—6,34	0,57—5,97	0,23—8,90	1,75—3,97	0,60—2,90
FeO	0,0—4,64	1,86—7,87	0,27—0,55	0,0—9,23	0,38—2,34	0,22—7,42	3,59—7,76	0,15—1,17
MnO	--	0,0—0,27	0,01—0,02	0,0—0,31	0,0—0,21	0,0—0,75	0,0—0,02	0,0—0,06
MgO	0,21—2,69	3,92—6,38	0,69—1,45	4,18—6,62	0,20—1,33	1,76—6,60	4,65—8,54	0,0—1,90
CaO	0,0—3,45	1,12—6,69	0,72—2,12	5,44—10,70	0,48—3,81	1,49—20,91	8,76—11,27	0,11—2,63
Na ₂ O	1,34—4,21	0,82—3,98	2,70—7,02	1,54—4,33	3,06—4,80	0,78—5,64	1,06—2,45	3,05—5,30
K ₂ O	0,20—2,08	0,44—1,85	0,54—1,12	0,52—1,63	0,27—1,46	0,13—0,95	0,50—1,26	1,05—2,82

Как явствует из приведенных таблиц и диаграмм, наиболее характерной особенностью химизма продуктов эффузивной деятельности юрско-нижнемелового этапа северной Армении является их отчетливо выраженный натриевый облик. Во всех породах без исключения натрий преобладает над калием. Это хорошо наблюдается на левой проекции диаграммы фиг. 9, где векторы весьма круты. В эффузивах основного состава отношение K_2O к Na_2O равно 1 : 2, 1 : 3, реже 1 : 7, а в кислых типах—1 : 6, редко 1 : 2.



Фиг. 9

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов юры северной Армении; 1—кварцевые плагиопорфиры средней юры Алавердского района; 2—различные порфириты средней юры того же района; 3—кварцевые альбитофиры средней юры того же района; 4—различные порфириты средней юры Шамшадинского района; 5—кварцевые плагиопорфиры средней юры того же района; 6—порфириты средней юры того же района; 7—различные порфириты верхней юры Алавердского района.



Фиг. 10

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов юры северной Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—кварцевые плагиопорфиры средней юры Алавердского района; 2—различные порфиристы средней юры того же района; 3—кварцевые альбитофиры средней юры того же района; 4—различные орфиристы средней юры Шамшадинского района; 5—кварцевые плагиопорфиры средней юры того же района; 6—порфиристы средней юры того же района; 7—различные порфиристы верхней юры Алавердского района.

Другим не менее важным петрохимическим признаком юрских эффузивов является общая пониженная щелочность. В этом отношении исключение составляют нижнемеловые вулканогенные породы, отличающиеся от однотипных пород юры повышенным содержанием щелочей и соответственно повышенной величиной числа *a*. Даже в андезитах нижнего мела суммарное количество щелочей значительно больше, чем в кислых эффузивах юры (в первых величина числа *a* равна 14,9, а в последних—7,6—11,4).

В большинстве случаев в рассматриваемых породах $CaO > MgO$ и $Fe_2O_3 > FeO$. Из диаграммы фиг. 9 видно, что кислые типы пересыщены глиноземом, а основные — нормального ряда.

Сравнительно со средними типами Дэли, средние составы юрских эффузивов отличаются пониженным содержанием ще-

лочей (особенно окисла калия) и соответственно меньшей величиной числа **a**, но повышенным количеством окислов железа и извести и большим значением чисел **c**, **b**, **n**.

Кроме того, кислые породы характеризуются несколько высоким содержанием кремнезема и натрия, а основные разности—обеднением кремнезема.

При переходе от ранних кислых эффузивов к более поздним возрастает количество кремнезема. При омолаживании пород основной серии наблюдается обогащение окиси натрия. По содержанию остальных элементов однотипные породы, занимающие различное стратиграфическое положение в разрезе юрского вулканогенного комплекса, сходны между собой.

Судя по диаграмме фиг. 10, в последовательно сформировавшихся продуктах юрского вулканизма северной Армении содержание окислов петрогенных элементов периодически увеличивается и уменьшается. Это является следствием неоднократного проникновения периодически повторяющейся по составу магмы в течение юрского времени.

Характерно, что возрастание количества кремнезема и окиси натрия сопровождается обеднением фемических компонентов, глинозема и извести. Поэтому на диаграмме фиг. 10 максимумы и минимумы¹ кремнезема и окиси натрия, с одной стороны, и перечисленных окислов, с другой, обращены в противоположные стороны.

Периодичность изменения в относительном содержании большинства петрогенных элементов наблюдается также при переходе от древних однотипных пород к более молодым (см. табл. 2).

Все кривые сильно ломанные, что свидетельствует о резком изменении во времени содержания петрогенных элементов. Количество их испытывает значительные колебания и в однотипных породах (см. табл. 3).

Несколько особняком стоит кривая окиси калия, характеризующаяся наименьшей степенью ломаности, что говорит о значительном постоянстве содержания калия в юрских эффузивах. Устойчивое количество его, как видно из табл. 3, сохраняется и в однотипных породах.

¹ Выступы кривых, соответствующие повышению содержания элементов, мы называем максимумами, а углубления—минимумами.

Неотчетливо выраженные максимумы и минимумы окиси калия в большинстве случаев не совпадают с таковыми окиси натрия, т. е. изменение относительного содержания этих двух окислов идет обычно в противоположном направлении. Нередко калий варьирует во времени подобно фемическим элементам.

В табл. 4 даны средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов юры южной Армении, а в табл. 5—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах. Петрохимические признаки их иллюстрируются диаграммами фиг. 11 и 12, составленными по данным табл. 4.

Таблица 4

Средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов юры южной Армении

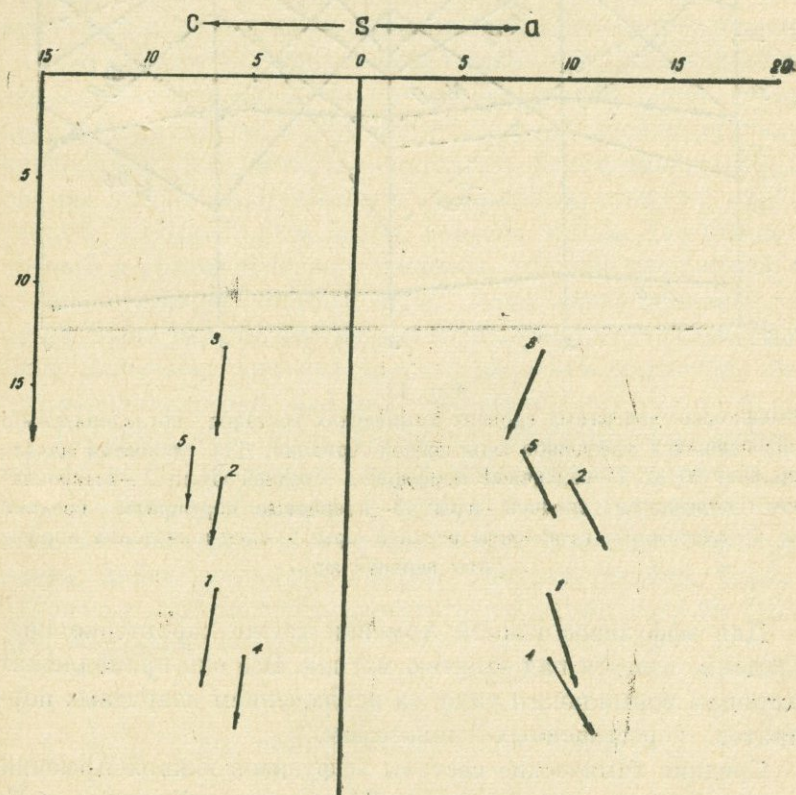
Возраст	Средняя юра			Верхняя юра	
	1	2	3	4	5
№№ п/п					
Окислы и числа Заварицкого	Различные порфириды (6 анал.)	Плагиоклазовые порфириды (5 анал.)	Кварцевые порфириды (4 анал.)	Диабазовые порфириды (4 анал.)	Плагиоклазовые порфириды (5 анал.)
SiO ₂	49,29	52,36	61,14	47,33	54,42
TiO ₂	0,94	1,46	0,55	1,04	0,85
Al ₂ O ₃	15,51	16,23	16,64	13,55	16,04
Fe ₂ O ₃	3,56	6,17	4,31	6,51	4,49
FeO	6,17	4,21	1,63	6,16	5,28
MnO	0,13	0,10	0,09	0,19	0,09
MgO	6,39	3,42	3,13	5,50	2,28
CaO	7,75	7,37	4,69	8,23	7,93
Na ₂ O	3,65	3,95	3,65	3,83	3,25
K ₂ O	0,72	0,90	0,55	0,64	0,35
H ₂ O	0,47	0,28	0,47	0,64	0,35
ППП	4,94	3,34	3,21	6,50	4,10
a	9,4	10,6	9,1	9,8	8,1
c	6,1	6,1	5,9	4,7	7,4
b	24,5	19,2	12,9	27,8	17,8
s	60,0	64,1	72,2	57,7	66,7
a'	—	—	16,0	—	—
f'	38,5	51,3	42,0	44,0	53,2
m'	46,2	31,4	42,0	35,0	30,0
c'	15,3	17,3	—	21,0	16,3
p	89,0	86,5	92,2	91,0	94,5

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в последовательно
образовавшихся эффузивах юры южной Армении

Возраст	Средняя юра			Верхняя юра	
№№ п/п	1	2	3	4	5
Окислы	Различные порфириты (6 анал.)	Плагиоклазовые порфириты (5 анал.)	Кварцевые порфириты (4 анал.)	Диабазовые порфириты (4 анал.)	Плагиоклазовые порфириты (5 анал.)
SiO ₂	45,98—52,25	50,49—53,40	59,75—62,75	42,50—50,09	53,04—57,20
TiO ₂	0,63—1,21	0,45—3,85	0,31—1,14	0,97—1,17	0,52—1,09
Al ₂ O ₃	11,46—17,85	10,05—20,77	15,36—18,73	11,28—17,42	14,27—17,74
Fe ₂ O ₃	2,60—5,49	0,47—11,48	2,3—6,24	4,21—7,90	3,05—6,28
FeO	5,65—6,97	0,22—7,78	0,0—3,24	4,74—8,50	4,0—7,21
MnO	0,03—0,21	0,0—0,21	0,03—0,14	0,16—0,24	0,0—0,16
MgO	4,49—10,67	1,08—5,80	0,95—5,69	4,61—6,29	1,69—4,07
CaO	5,81—10,53	4,74—7,71	3,22—7,38	5,85—10,75	4,10—12,05
Na ₂ O	1,44—4,80	2,18—5,20	2,60—5,20	2,03—5,18	2,00—3,97
K ₂ O	0,27—1,40	0,50—1,82	0,28—0,84	0,50—0,80	0,16—0,68

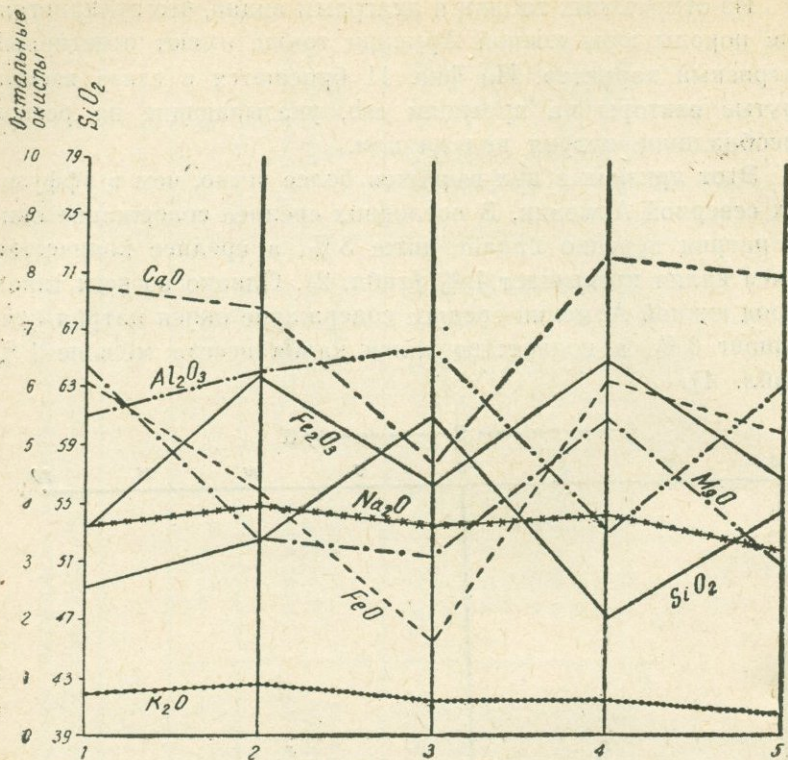
Из отмеченных таблиц и диаграмм видно, что вулканогенные породы юры южной Армении также имеют отчетливый натриевый характер. На фиг. 11 бросаются в глаза весьма крутые векторы на проекции *csb*, указывающие на резкое преобладание натрия над калием.

Этот признак в них выражен более четко, чем в эффузивах северной Армении. В последних среднее содержание окиси натрия нередко падает ниже 3%, а среднее количество окиси калия превышает 1% (табл. 2). Однако во всех типах пород южной Армении среднее содержание окиси натрия превышает 3%, а количество окиси калия всегда меньше 1% (табл. 4).



Фиг. 11.

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов юры южной Армении. 1—различные порфириды средней юры; 2—плагноклазовые порфириды средней юры; 3—кварцевые порфириды средней юры; 4—диабазовые порфириды верхней юры; 5—плагноклазовые порфириды верхней юры.



Фиг. 12.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов юры южной Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—различные порфириты средней юры; 2—плагиоклазовые порфириты средней юры; 3—кварцевые порфириты средней юры; 4—диабазовые порфириты верхней юры; 5—плагиоклазовые порфириты верхней юры.

Для эффузивов южной Армении также характерно преобладание извести над окисью магния. Все они принадлежат к породам нормального ряда, за исключением кварцевых порфиритов, пересыщенных глиноземом.

Средние химические составы эффузивов южной Армении отличаются от средних типов Дэли меньшим количеством кремнезема, калия и пониженным значением чисел *a*, *s*, но более высоким содержанием извести, окислов железа, магния и повышенной величиной чисел *b*, *n*, *c*.

Диаграмма фиг. 12 показывает, что в продуктах юрской вулканической деятельности южной Армении изменение содержания натрия и калия происходит в одном направлении и примерно одинаковым темпом, поэтому их кривые почти параллельны друг другу, а максимумы и минимумы обращены в одинаковые стороны. Количество обоих компонентов во всех эффузивах настолько устойчиво, что их кривые приближаются к прямой. Содержание остальных окислов испытывает значительные колебания.

Совершенно одинаково, хотя и с различным темпом, варьируют также кремнезем и глинозем, причем возрастание их содержания обычно сопровождается убыванием количества натрия и калия. Интересно, что кривые щелочноземельных и щелочных окислов часто имеют одинаковую направленность.

По данным Э. Г. Малхасяна, юрские эффузивы характеризуются наличием микроэлементов меди, свинца, цинка, галлия, кобальта, титана, ванадия, никеля, хрома, серебра, стронция, циркония, иттрия, иттербия, марганца, бария, молибдена, бериллия и полным отсутствием вольфрама, гафния, ниобия, тантала, кадмия, олова, индия, лантана, церия. Для пород основного и средне-основного составов типична следующая ассоциация микроэлементов: цинк, медь, свинец, никель, кобальт, хром, галлий. Тот же автор отмечает, что кислые эффузивы отличаются повышенным содержанием циркония, свинца, бериллия, меди, ванадия, иттербия.

Согласно А. Х. Мнацаканян, для нижнемеловых вулканических пород характерны резко повышенные против кларка содержания микроэлементов меди, лития, иттрия и пониженные—ванадия, никеля, кобальта, хрома, скандия, свинца, серебра, цинка, молибдена, бария, лантана, ниобия, бора. В кларковых содержаниях присутствуют титан, галлий, стронций, бериллий, цирконий.

III. ЭФФУЗИВЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА

Главная масса продуктов верхнемелового вулканизма представлена диабазовыми, базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их миндалекаменными

разностями. Встречаются также кварцевые и бескварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры и липарито-дациты.

В минералогический состав пород основной серии входят плагиоклаз, моноклиный пироксен, оливин, черный рудный минерал и апатит. Вторичные минералы: хлорит, карбонат, серпентин, уралит, цеолиты, иногда идингсит. К характерным минералам фенокристаллов относятся плагиоклаз, моноклиный пироксен и оливин, которые присутствуют в различных количествах.

Среди главных породообразующих минералов основная роль принадлежит плагиоклазу. В наиболее основных типах пород (диабазовые и базальтовые порфириты) состав плагиоклаза вкрапленников колеблется от битовнита до анортита. В основной массе он также имеет повышенную основность.

Пироксены представлены авгитом, диопсид-авгитом и клиноэнстатитом. Чаще всего встречается авгит.

При переходе от диабазовых и базальтовых порфиритов к андезитобазальтовым и андезитовым порфиритам в ассоциации фенокристаллов исчезает оливин и появляются ортопироксен (гиперстен) и весьма редко роговая обманка. В них состав плагиоклаза вкрапленников варьирует от основного андезина до основного лабрадора. Плагиоклаз основной массы относится к андезину.

В андезитовых порфиритах фенокристаллы плагиоклаза обычно представлены андезином, реже лабрадором. Значительно понижается и основность плагиоклаза основной массы.

При переходе от андезитовых порфиритов к кислым вулканогенным породам в составе минералов вкрапленников появляются биотит и кварц, содержание пироксенов резко падает, а амфибол становится сравнительно частым. Для них минералы вкрапленники: плагиоклаз, биотит, роговая обманка, кварц, иногда ортопироксен и клинопироксен. Они присутствуют в различных сочетаниях и количествах.

Наиболее типичным минералом фенокристаллов является плагиоклаз, состав которого варьирует в широких пределах—от альбита до андезина. В кварцевых и бескварцевых альбитофирах он относится к альбиту и кислому олигоклазу, в липаритовых порфирах—к олигоклаз-андезину, в липарито-да-

цитах—к андезину. В альбитофировых породах плагиоклаз вкрапленников обычно ассоциирует с биотитом.

Кислые эффузивы верхнего мела, в отличие от аналогичных пород юры, содержат больше фемических минералов, но меньше кварца. В юрских альбитофирах биотит является редкостью, в то время как в подобных породах мела он встречается часто и в сравнительно большем количестве.

По данным А. Х. Мнацакяна (1964), ассоциация акцессорных минералов верхнемеловых эффузивов представлена титано-магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, пиритом, галенитом, сфалеритом, реальгаром, аурипигментом, самородной медью. Для базальтовой группы характерны также хромит, шпинель, корунд, самородные железо и цинк, а для андезитов и липаритов—ортит, эпидот, барит, циртолит, сфен, самородный свинец.

В табл. 6 приведены средние химические составы эффузивов верхнего мела северной Армении и сопредельных районов Азербайджана, а в табл. 7—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в этих породах. Согласно табл. 6, построены диаграммы, представленные на фиг. 13 и 14.

Таблица 6

Средние химические составы эффузивов верхнего мела северной Армении и сопредельных участков Азербайджана

№№ п/п	1	2	3
Окислы и числа Заварицкого	Диабазовые и базальтовые порфирыты (3 анал.)	Андезито-базальтовые и андезитовые порфирыты (7 анал.)	Дациты (трассы) (5 анал.)
SiO ₂	50,07	56,46	65,02
TiO ₂	1,47	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	19,09	18,84	11,39
Fe ₂ O ₃	3,91	2,47	0,49
FeO	4,80	3,39	0,58
MnO	—	0,01	0,04
MgO	3,50	2,98	0,78
CaO	8,58	5,55	4,85
Na ₂ O	3,50	4,00	2,05
K ₂ O	1,01	2,17	1,15
H ₂ O	1,18	0,68	2,72
ППП	1,15	2,62	11,17
а	9,9	12,8	6,8
с	8,9	7,0	5,3

№№ п/п	1	2	3
b	17,5	11,4	3,9
s	63,7	68,8	84,0
f'	49,0	51,0	27,5
mi'	37,0	47,1	37,2
c'	14,0	1,9	35,3
n	83,6	73,9	75,0

Таблица 7

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в эффузивах верхнего мела северной Армении и сопредельных участков Азербайджана

№№ п/п	1	2	3
Окислы	Диабазовые и базальтовые порфириды (3 анал.)	Андезито-базальтовые и андезитовые порфириды (7 анал.)	Дациты (трассы) (5 анал.)
SiO ₂	48,93—51,24	53,19—58,38	61,90—66,73
TiO ₂	1,07— 1,77	0, 0— 0,90	0,10— 0,75
Al ₂ O ₃	16,04—21,66	15,34—22,12	9,82—13,40
Fe ₂ O ₃	2,24— 6,64	0,98— 4,62	0,16— 1,09
FeO	0,76— 7,86	1,12— 5,40	0,23— 1,26
MnO	—	0, 0— 0,08	0, 0— 0,10
MgO	1,66— 5,04	1,66— 4,77	0,69— 1,24
CaO	6,88— 9,70	3,89— 8,35	4,06— 5,55
Na ₂ O	3,21— 4,05	3,18— 4,76	1,56— 2,38
K ₂ O	0,38— 1,51	1,08— 2,23	0,96— 1,53

На основе этого материала раньше нами (1961) были подмечены для верхнемеловых вулканогенных пород некоторые петрохимические признаки. Однако тогда, из-за скудности аналитических данных, не представлялось возможным полностью выяснить специфику их химического состава. За последние годы накопился достаточный фактический материал по химизму меловых эффузивов как Армении (А. Х. Мнацакян, 1964), так и Азербайджана (Р. Н. Абдуллаев, 1963), который позволяет с большим основанием судить о петрохимических особенностях и эволюции вещественного состава продуктов мелового вулканизма. В табл. 8 даны средние химические составы главных типов верхнемеловых вулканогенных пород северной Армении, вычисленные А. Х. Мнацакян (1964) на основании новых аналитических данных.

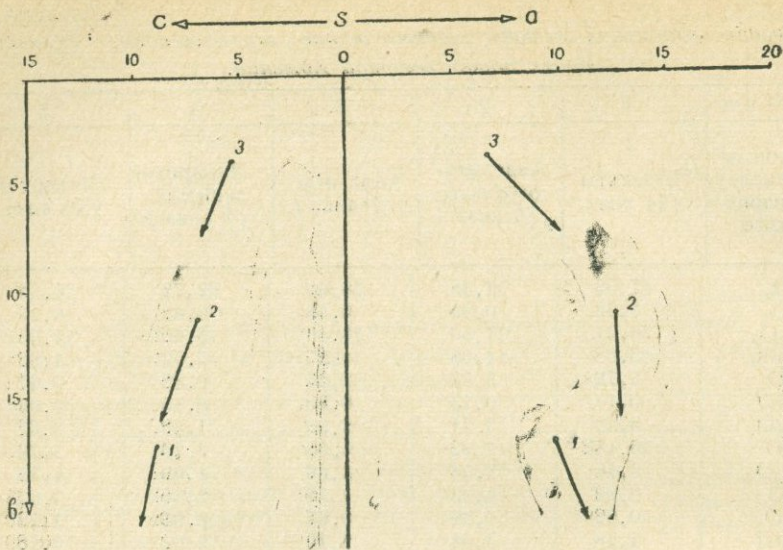
Средние химические составы главных типов верхнемеловых вулканических пород северной Армении.

№№ п/п	1	2	3	4	5
Окислы и числа Заварицкого	Базальты (14 анал.)	Андезитобазальты (4 анал.)	Андезиты (7 анал.)	Липарито-дациты (4 анал.)	Липариты (25 анал.)
SiO ₂	47,09	53,38	59,60	62,72	70,55
TiO ₂	0,62	0,83	0,58	0,63	0,25
Al ₂ O ₃	20,24	17,80	16,46	15,66	14,58
Fe ₂ O ₃	5,08	4,96	4,25	5,02	1,85
FeO	5,79	3,77	2,23	0,82	0,61
MnO	0,17	0,13	0,20	0,15	0,03
MgO	5,03	3,71	2,90	1,80	0,67
CaO	10,48	7,82	5,65	3,28	1,76
Na ₂ O	3,48	3,36	3,66	4,09	4,32
K ₂ O	0,92	1,33	1,59	2,58	3,63
H ₂ O	0,62	0,38	0,63	0,95	1,20
ППП	1,28	3,08	2,10	2,01	0,80
a	9,6	9,8	10,9	13,2	14,4
c	9,6	7,6	6,1	4,2	2,2
b	23,6	18,3	12,6	8,7	3,9
s	57,2	64,3	70,4	73,9	79,5
f'	—	—	—	1,7	13,6
m'	45,4	44,3	49,6	61,9	57,0
c'	37,8	35,8	40,6	36,4	29,4
n	16,8	19,9	9,8	—	—
	85,0	79,7	77,9	70,2	63,9

Приведенные таблицы и диаграммы показывают, что верхнемеловые эффузивные образования обладают натриевым характером. Для кислых членов также характерно преобладание натрия над калием. Но натриевый облик у них выражен не так резко, как в продуктах юрского вулканизма. От последних они отличаются некоторым повышенным содержанием окиси калия.

По сравнению с однотипными породами нижнего мела (см. табл. 2), эффузивы верхнего мела характеризуются более низким содержанием щелочей. Пониженная щелочность особенно присуща трассам (табл. 6, 7).

Во всех типах наблюдается резкое преобладание кальция над магнием. В породах основного и среднего составов количество трехвалентного железа и натрия более или менее пос-



Фиг. 13.

Диаграмма средних химических составов эффузивов верхнего мела северной Армении: 1—диабазовые и базальтовые порфириды; 2—андезитобазальтовые и андезитовые порфириды; 3—дациты.

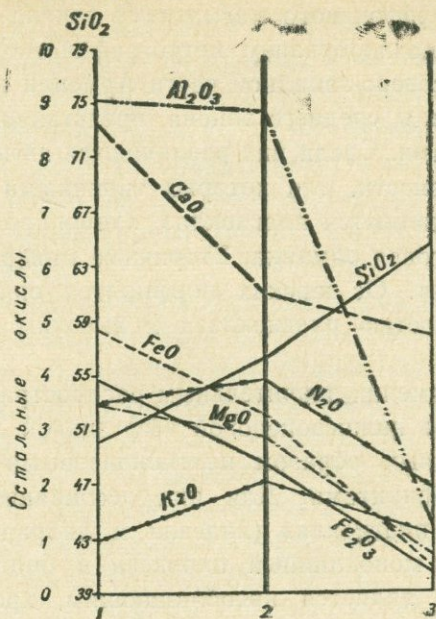
тоянно. Содержание двухвалентного железа и калия значительно изменчиво.

В направлении от ранних членов к более поздним происходит возрастание содержания кремнезема и убывание глинозема, извести, закиси железа и магния.

Каждый петрографический тип верхнего мела, по сравнению со средними типами Дэли, обнаруживает различное поведение. Только в общих чертах они отличаются часто несколько большим содержанием окиси натрия и повышенной величиной чисел n , c , f^1 , но меньшим количеством окиси калия и пониженным значением числа m^1 .

По исследованиям А. Х. Мнацаканян, в вулканогенных породах верхнемеловой серии установлено наличие следующих микроэлементов: ванадия, кобальта, никеля, хрома, скандия, меди, свинца, цинка, серебра, галлия, бария, марганца, стронция, лития, иттрия, титана, бериллия, циркония, бора, молибдена, ниобия, лантана. Наиболее типичными из них яв-

ляются ванадий, кобальт, литий, стронций, барий, галлий, медь, торий, присутствующие во всех типах пород.



Фиг. 14.

Вариационная диаграмма средних химических составов эффузивов верхнего мела северной Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—диабазовые и базальтовые порфириты; 2—андезито-базальтовые и андезитовые порфириты; 3—дациты.

При переходе от базальтов и долеритов к андезито-базальтам и андезитам, по данным того же автора, к перечисленным микроэлементам присоединяются марганец, рубидий, иттрий и серебро. В наиболее кислых членах появляются также титан, цирконий, свинец, бор и др.

В основных эффузивах бериллий, лантан, ниобий встречаются весьма редко. Частота их встречаемости, как отмечает А. Х. Мнацаканян, возрастает в породах среднего и кислого составов, в которых иногда заметно превышают кларковые значения.

IV. ЭФФУЗИВЫ ЭОЦЕНА

Продукты эффузивного магматизма эоцена характеризуются большим разнообразием петрографического состава.

В крайней северо-западной части Армении известны вулканогенные породы среднего эоцена, представленные различными порфиритами. Среди них различаются авгитовые и плагиоклазовые разновидности, для которых типичными минералами вкрапленников являются плагиоклаз, клинопироксен (обычно авгит), реже роговая обманка. Вторичные минералы—эпидот, хлорит, карбонат. От юрских порфиритов они отличаются меньшей основностью плагиоклаза и высоким содержанием авгита.

В южной Армении значительным распространением пользуются продукты нижнеэоценовой эффузивной деятельности, сложенные главным образом плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами. Для них ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз (андезин и лабрадор), роговая обманка, редко моноклинный пироксен и биотит. Один из этих минералов является преобладающим, кроме биотита. Ко вторичным минералам относятся хлорит, эпидот, серицит, карбонат, актинолит, кварц.

Среднеэоценовые вулканогенные породы южной Армении представлены авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, а верхнеэоценовые—лабрадоровыми, авгитовыми, авгит-гиперстеновыми, роговообманковыми андезитами, иногда базальтами и спилитами.

Эоценовый вулканизм наиболее полно и сложно проявился в Севано-Ширакском синклинории. Продукты его характеризуются наибольшим разнообразием петрографического состава и относятся к двум ассоциациям—щелочно-земельной и щелочной.

Они сложены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами, липаритами и кварцевыми порфирами. В центральной высокогорной части Памбакского хребта в тесной ассоциации с щелочными интрузивами распространены щелочные эффузивы-трахиандезиты, трахиты и эпидейцитовые порфиры. На Базумском хребте известны также субщелочные вулканогенные

породы (андезито-трахиты, трахиты), которые ассоциируют щелочными сиенитами.

В породах основной серии к характерным минералам фенокристаллов относятся плагиоклаз и моноклинный пироксен (часто авгит). Из них преобладает плагиоклаз, варьирующий по составу в пределах № 52—71. Реже встречается роговая обманка, которая обнаруживает слабый плеохроизм и обычно sdвойниковаана. Акцессорные минералы: магнетит, апатит. Вторичные минералы—хлорит, эпидот, цоизит, карбонат, уралит, цеолиты.

При переходе от основных типов пород к эффузивам среднего состава в ассоциации вкрапленников возрастает частота встречаемости роговой обманки. Однако среди фенокристаллов по-прежнему доминирует плагиоклаз. Моноклинный пироксен присутствует в меньшем количестве. Убывает и основность плагиоклаза до андезина. Состав его колеблется от № 30 до № 47. Но нередко констатируются и более крупные вкрапленники плагиоклаза, отвечающего лабрадору. Акцессорные и вторичные минералы те же.

В кислых эффузивах ассоциация минералов обогащается. В составе вкрапленников, помимо плагиоклаза и роговой обманки, появляются калиевый полевой шпат, кварц и биотит. Весьма редко встречается и клинопироксен. Из акцессориев присутствуют магнетит, апатит и циркон. Содержание цветных минералов, по сравнению с предыдущими типами, ничтожное. Из них типоморфным является биотит.

В кислых вулканогенных породах расширяется также диапазон колебания состава плагиоклаза—от альбита до андезина. Он соответствует в дацитах андезину (№ 40—43), в кварцевых порфирах—олигоклазу и олигоклаз-андезину, в липаритах—альбиту, альбит-олигоклазу, иногда олигоклазу.

Кислые эффузивы верхнего эоцена отличаются от таковых среднего эоцена по некоторым особенностям. В первых в составе фенокристаллов кварц встречается редко, плагиоклаз более кислый. Для них типичным цветным минералом является биотит. В среднеэоценовых кварцевых порфирах кварц относится к одному из характерных минералов вкрапленников, состав плагиоклаза достигает андезина, из цветных минералов отмечается также роговая обманка.

Наиболее богатая ассоциация минералов присуща щелочным эффузивам. Минералогический состав их: кали-натриевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз, реже андезин), амфибол, биотит, клинопироксен (реже), апатит, циркон, канкринит, серицит, мусковит, хлорит, карбонат, эпидот, кварц, цеолиты. Реликты вкрапленников эпилейцитовых порфиров выполнены псевдоморфозным агрегатом калиевого полевого шпата, альбита, серицита, карбоната, иногда зеленого биотита, анальцима, томсонита и канкринита.

Для нижне-среднеэоценовых вулканогенных образований Базумского хребта, по данным Р. Т. Джрбашяна (1964), характерно преобладание в составе акцессорных минералов титаномагнетита, прозрачного и молочного апатита, розового и бурого циркона и наличие пирита, халькопирита, лейкоксена, граната и др. Более молодые эффузивы, имеющие, по его мнению, верхнеэоценовый-олигоценовый (?) возраст, характеризуются присутствием в составе акцессориев шпинели, гематита, сфалерита, флюорита и появлением дымчатого темно-серого апатита и золотистого циркона.

В табл. 9 даны средние химические составы главных типов эоценовых эффузивов Армении, в табл. 10—средние химические составы последовательно возникших эффузивов эоцена Севано-Ширакского синклинория, в табл. 11—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах, а в табл. 12—химические составы некоторых эффузивных пород эоцена южной и крайней северо-западной Армении. По данным табл. 10 построены диаграммы фиг. 15 и 16, изображающие химические особенности пород.

Таблица 9
Средние химические составы главных типов эффузивных пород эоцена Армении

№№ п/п	1	2	3	4
Окислы и числа Заварицкого	Породы основного состава (16 анал.)	Породы среднего состава (11 анал.)	Породы кислого состава (13 анал.)	Породы щелочного состава (11 анал.)
SiO ₂	52,90	63,58	75,44	53,69
TiO ₂	0,65	0,60	0,17	0,40

№№ п/п	1	2	3	4
Al ₂ O ₃	19,05	15,77	13,49	21,72
Fe ₂ O ₃	4,64	4,15	1,43	3,02
FeO	3,44	1,85	0,68	2,02
MnO	0,12	0,12	0,06	0,15
MgO	3,14	1,56	0,14	0,49
CaO	7,37	3,06	0,53	4,99
Na ₂ O	3,11	2,80	3,17	4,30
K ₂ O	3,11	4,59	3,36	5,77
H ₂ O	0,04	0,43	0,81	0,26
ППП	2,10	1,61	0,98	2,17
a	12,1	13,1	11,3	19,57
c	7,5	3,8	0,6	6,12
b	15,4	9,0	6,3	8,37
s	65,0	74,1	81,8	65,94
a'	—	9,3	73,0	—
f'	50,2	60,5	22,8	60,71
m'	36,4	30,2	4,2	33,04
c'	13,4	—	—	6,75
n	60,1	47,9	58,8	52,67

Таблица 10

Средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов эоцена Севано-Ширакского синклиория

№№ п/п	1	2	3	4	5	6
Окислы и числа Заварицкого	Туфобрекчии основных пород (1 анал.)	Кварцевые порфиры (13 анал.)	Эффузивы основного состава (5 анал.)	Эффузивы среднего состава (9 анал.)	Трахиандезиты (6 анал.)	Элилейциевые порфиры (5 анал.)
SiO ₂	50,15	75,44	52,44	63,13	52,02	55,37
TiO ₂	0,58	0,17	0,57	0,66	0,43	0,38
Al ₂ O ₃	20,10	13,49	19,11	17,09	21,88	21,57
Fe ₂ O ₃	4,75	1,43	4,75	3,06	3,69	2,35
FeO	4,76	0,68	3,43	1,42	2,22	1,83
MnO	0,19	—	0,15	0,10	0,12	0,18
MgO	4,95	0,14	2,90	1,01	2,13	0,86
CaO	8,19	0,53	7,38	2,54	6,09	3,90
Na ₂ O	3,05	3,17	3,11	3,94	4,29	4,30
K ₂ O	2,80	3,36	3,46	5,06	4,68	6,87
H ₂ O	—	0,81	0,03	0,44	0,12	0,41
ППП	2,15	0,98	2,48	1,50	2,42	1,93
a	11,3	11,3	12,7	16,4	17,6	20,9
c	8,5	0,6	7,3	3,1	7,1	5,1
b	19,9	6,3	15,5	6,5	10,4	5,6
s	60,3	81,8	64,5	74,0	64,9	69,4
a'	—	73,0	—	10,8	—	1,2
f'	45,8	22,8	50,8	62,2	54,1	71,0
m'	44,0	4,2	34,1	27,0	36,8	27,8
c'	10,2	—	15,1	—	9,1	—
n	62,0	58,8	57,2	54,2	58,0	48,6

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в последовательно образовавшихся эффузивах эоцена Севано-Ширакского синклинория

№ п/п	1	2	3	4	5
Окислы	Кварцевые порфиры (3 анал.)	Эффузивы основного состава (5 анал.)	Эффузивы среднего состава (9 анал.)	Трахиандезиты (6 анал.)	Эпилейцитовые порфиры (5 анал.)
SiO ₂	73,77—76,66	50,38—54,90	59,48—64,90	51,30—53,18	52,96—56,52
TiO ₂	0—0,35	0,34—0,88	0,42—1,34	0,19—0,63	0,21—0,69
Al ₂ O ₃	12,05—14,51	17,47—21,24	14,90—19,02	20,42—24,04	21,37—21,81
Fe ₂ O ₃	0,30—2,47	3,12—6,51	1,97—5,23	0,38—4,49	1,77—3,11
FeO	0,18—1,00	3,00—3,79	0,32—2,89	1,86—3,02	1,54—2,52
MnO	0—0,02	0—0,28	0—0,34	0,07—0,22	0,10—0,33
MgO	0—0,23	2,03—3,76	0,20—2,12	1,31—3,26	0,55—1,22
CaO	0,09—1,25	6,22—9,25	0,86—5,64	3,60—8,16	2,73—5,70
Na ₂ O	2,30—3,68	1,47—4,44	2,65—4,62	3,20—7,18	3,29—6,20
K ₂ O	2,94—3,88	2,30—4,50	3,19—6,91	3,30—7,18	3,72—8,58

Таблица 12

Химические составы некоторых эффузивных пород эоцена южной Армении и Алавердского района

Окислы	Породы Зангезура		Породы Алавердского района		Числа Заварицкого	Породы Зангезура	Породы Алавердского района
	Средний состав (8 анал.)	Пределы колебания	Средний состав (2 анал.)	Пределы колебания		Средний состав (8 анал.)	Средний состав (2 анал.)
SiO ₂	50,91	48,50—54,56	57,19	57,06—57,33	a	8,0	11,5
TiO ₂	0,84	0,25—0,96	0,88	0,88—0,88	c	9,6	5,6
Al ₂ O ₃	20,51	19,58—23,96	17,26	17,03—17,49	b	18,7	15,2
Fe ₂ O ₃	5,10	1,66—7,10	3,62	3,06—4,18	s	63,7	67,7
FeO	3,88	3,00—6,28	3,07	2,91—3,24	a'	—	—
MnO	0,06	0,0—0,21	0,04	0,0—0,09	f'	51,0	39,9
MgO	3,97	2,35—5,10	3,54	3,02—4,16	m'	41,0	40,0
CaO	7,62	6,20—10,77	7,08	6,60—7,57	c'	8,0	20,1
Na ₂ O	2,58	2,17—3,20	3,66	3,56—3,77	p	66,0	66,0
K ₂ O	1,87	1,42—3,60	2,61	2,24—2,98			

Как явствует из таблиц и диаграмм, рассматриваемые вулканогенные образования характеризуются некоторыми специфическими петрохимическими признаками.

Все они обладают кали-натриевым или калиевым характером. Для большинства эффузивов характерно близкое содержание натрия и калия.

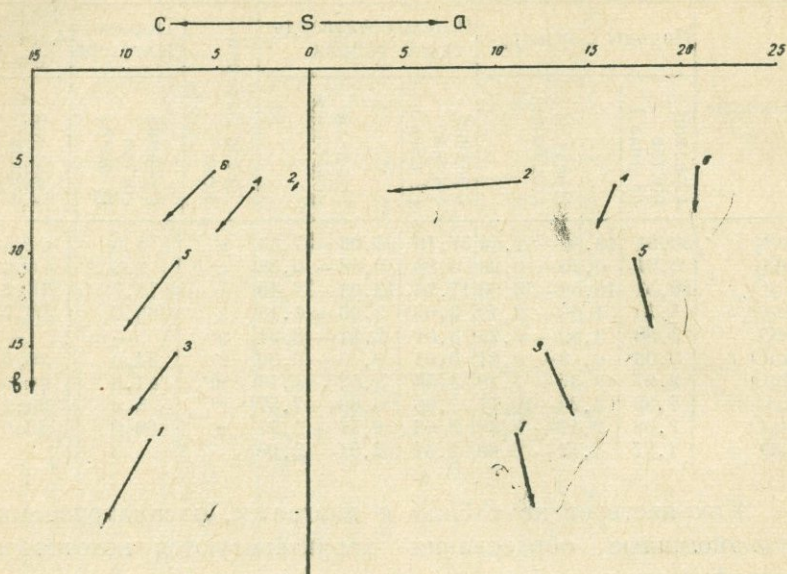
В породах основного состава, возникших в период прогибания геосинклиналей, наблюдается некоторое преобладание натрия над калием. Наоборот, эффузивы, образовавшиеся в конце эоценового вулканизма, отличаются высоким содержанием щелочей и калиевым характером. Они принадлежат либо к субщелочной, либо к щелочной серии.

Для всех петрографических разновидностей типично преобладание кальция над магнием и трехвалентного железа над двухвалентным.

Огромная масса эффузивов относится к нормальному ряду, за исключением кислых и некоторых щелочных представителей, принадлежащих к породам, пересыщенным глиноземом.

При сопоставлении однотипных пород эоцена различных районов Армении выявляется наибольшая щелочность для эффузивов центральной части Севано-Ширакского синклино-

рия, средняя щелочность для вулканогенных пород крайней северо-западной части Армении и наименьшая—для эффузивов южных районов.



Фиг. 15

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся; эффузивов эоцена Севано-Ширакского синклинория. 1—туфобрекчии основных пород; 2—кварцевые порфиры; 3—эффузивы основного состава; 4—эффузивы среднего состава, 5—трахиандезиты; 6—эпилейцитовые порфиры.

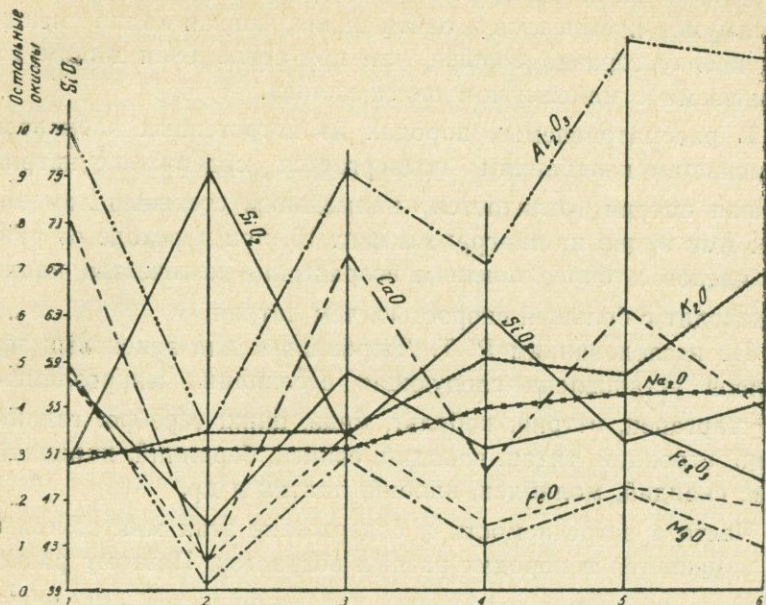
Сравнительно со средними типами Дэли они обычно отличаются:

- 1) некоторым пониженным содержанием натрия, но повышенным—калия;
- 2) большим количеством глинозема, извести и меньшим—окислов железа;
- 3) повышенной величиной числа c и пониженной—чисел n (резко) и b .

Для пород основной серии характерно также высокое содержание щелочей и соответственно повышенное значение числа a .

Судя по диаграмме фиг. 16, в разновременно формиро-

вавшихся эффузивах эоцена Севано-Ширакского синклиория содержание большинства петрогенных элементов периодически увеличивается и уменьшается, причем возрастание коли-



Фиг. 16.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов эоцена Севано-Ширакского синклиория. Для глинозема начало координат 10%. 1—туфобрекчии основных пород; 2—кварцевые порфиры; 3—эффузивы основного состава; 4—эффузивы среднего состава; 5—трахиандезиты; 6—эпилейцитовые порфиры.

чества кремния сопровождается убыванием содержания остальных элементов, за исключением натрия и калия.

Концентрация последних двух элементов прогрессивно увеличивается. Однако наблюдается и незначительное отступление от нормального хода изменения как натрия, так и калия, что выражается в некотором уменьшении их содержания и совпадает во времени с убыванием количества кремнезема.

Характерно еще то, что при периодическом уменьшении содержания кремнезема прогрессивное возрастание количества окиси калия заметно замедляется и, наоборот, усиливается при увеличении концентрации кремнезема.

Этот характерный признак вариации калия отчетливо проявляется в середине и конце эоценового вулканизма (в середине и конце диаграммы фиг. 16, в случае совпадения максимумов кремнезема и окиси калия, кривая калия смещается кверху гораздо больше, чем при совпадении минимума кремнезема с максимумом окиси калия).

В рассматриваемых породах из петрогенных элементов наименьшим колебаниям подвергается содержание натрия (кривая натрия отличается наименьшей степенью ломаности). Как видно из диаграммы фиг. 16, при переходе от ранних членов к более поздним возрастание количества калия происходит с большей скоростью, чем натрия.

По исследованиям Р. Т. Джрбашяна, для эоценовых эффузивов установлена следующая ассоциация микроэлементов: марганец, иттрий, кобальт, медь, цинк, серебро, галлий, барий, стронций, титан, ванадий, свинец, бериллий, цирконий, хром, скандий, молибден, ниобий, лантан и др.

Частота встречаемости и содержание этих микроэлементов изменяется в породах разных возрастов. Поэтому одновременно возникшие эффузивы характеризуются определенными ассоциациями микроэлементов, превышающих кларковые значения. Как отмечает Р. Т. Джрбашян, для вулканогенных пород ниже (?)—среднеэоценового возраста характерны вышекларковые содержания марганца, титана, ванадия, кобальта, галлия, меди, цинка, для среднеэоценовых эффузивов—меди, цинка, серебра, бария, стронция, ванадия, а для верхнеэоценовых пород—цинка, серебра, молибдена, бария, стронция, иттрия.

Как видно, некоторые микроэлементы являются сквозными, но их содержание также меняется при переходе от ранних членов к молодым. Так, в указанном направлении возрастает количество цинка, серебра, иттрия и др. Некоторые микроэлементы типичны для определенных типов пород. Например, лантан и ниобий обнаружены только в липаритах и дацитах верхнего эоцена.

Олигоценовые вулканогенные породы представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами и липаритами. По характеру вкрапленников среди андезитов выделяются лабрадоровые, роговообманково-пироксеновые и авгит-гиперстеновые разности.

В западном Айоцдзоре локализованы эффузивы повышенной щелочности: санидиновые трахиты, пироксеновые анортоклазовые трахиты, санидиновые трахилипариты, андезиты, щелочные базальтоиды. Необходимо отметить, что возраст этих пород является спорным. Одни исследователи относят их к олигоцену, другие—к миоплиоцену.

Щелочные базальтоиды представлены калиевыми базальтами, лейцитовыми и гаюиновыми тефритами. Минералогический состав калиевых базальтов: плагиоклаз, клинопироксен, калиевый полевой шпат, биотит. В лейцитовых тефритах наблюдаются мелкие выделения лейцита и фенокристаллы клинопироксена, плагиоклаза (лабрадор-битовнит), редко оливина. Лейцит обычно замещен анальцимом или бурым изотропным веществом.

Для гаюиновых тефритов ассоциация минералов фенокристаллов: клинопироксен, плагиоклаз (битовнит), редко роговая обманка, биотит, гаюин. Последний замещен псевдоморфозным агрегатом цеолитов. Минералогический состав основной массы—плагиоклаз, базальтическая роговая обманка, клинопироксен, калиевый полевой шпат.

По новым данным А. С. Остроумовой (1962), рассматриваемые породы характеризуются либо равным содержанием натрия и калия, либо незначительным преобладанием натрия над калием. Кроме того, суммарное количество щелочей мало изменяется при переходе от основных разностей к кислым. Оно не превышает 10 % даже в наиболее богатых щелочами породах—трахитах.

По исследованиям того же автора, для этих пород типично повышенное содержание микроэлементов стронция, бария, бериллия, циркония, ванадия, молибдена, ниобия, лантана. В них присутствуют также микроэлементы скандия, титана,

кобальта, хрома, меди, свинца, цинка, галлия, иттрия, марганца, никеля, серебра и др.

VI. ЭФФУЗИВЫ МИОПЛИОЦЕНА

Вулканогенные образования миоплиоценового времени представлены основными, средними и кислыми породами, связанными между собой целым рядом промежуточных разновидностей. Главнейшие петрографические типы пород характеризуются определенным пространственным расположением в стратиграфических разрезах: эффузивы основного состава обычно располагаются в основании, которые кверху последовательно сменяются средними и кислыми породами. Однако в ряде случаев констатируется обратная схема излияния магмы.

Миоплиоценовые эффузивы расчленяются на следующие петрографические типы: базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты и обсидианы. Наибольшим площадным распространением пользуются андезито-базальты и андезиты, наименьшим — липариты.

Продукты миоплиоценового вулканизма имеют огромное распространение в области массива Арагац, где встречаются все перечисленные главнейшие петрографические типы пород. Здесь же локализована главная масса кислых эффузивов.

Минералогический состав базальтов и андезито-базальтов: плагиоклаз, клинопироксен, оливин, ортопироксен, базальтическая роговая обманка. Акцессорные минералы: магнетит, апатит. Главные породообразующие минералы присутствуют в различных комбинациях и количествах. Наиболее часто встречающаяся ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз и клинопироксен. Состав плагиоклаза фенокристаллов варьирует от лабрадора (№ 51) до битовнита (№ 74). Но встречаются и вкрапленники, отвечающие андезину и более основному битовниту (№ 80—85).

При переходе от основных типов пород к андезитам, дацитам и их переходным разновидностям исчезает оливин, появляются биотит и иногда кристобалитовые образования, ча-

сто встречается базальтическая роговая обманка. Понижается и основность плагиоклаза, хотя отмечаются и фенокристаллы с повышенной основностью. Для них характерные минералы вкрапленников: плагиоклаз (№ 30—52, реже 57), авгит, диопсид, гиперстен, базальтическая роговая обманка, биотит. В них также чаще всего наблюдается ассоциация плагиоклаза и пироксена. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон.

В составе вкрапленников наиболее кислых эффузивов появляются кварц и иногда санидин, плагиоклаз становится более кислым (часто олигоклаз), а из темноцветных минералов редко встречаются биотит, роговая обманка и клинопироксен.

Минералогический состав субвулканических образований трахитовой и дацитово́й серий представлен плагиоклазом (часто олигоклаз), калиевым полевым шпатом (обычно санидин), клинопироксеном (авгит, диопсид), кварцем, биотитом, роговой обманкой. Акцессории: черный рудный минерал, апатит, циркон, реже сфен.

Как видно, некоторые минералы являются сквозными и встречаются во всех типах и разностях пород. К ним относятся плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. Однако их содержание и основность плагиоклаза меняются в причинной зависимости от кислотности пород. Некоторые минералы присущи породам определенного состава (оливин, биотит, кварц, санидин).

Одной из характерных особенностей вулканогенных пород миоплиоцена является то, что в большинстве случаев они по минералогическому составу более основные, а по химизму — кислые и сравнительно щелочные, что нами было отмечено в 1957 г.

К. Г. Ширинян обратил внимание на «несоответствие между химическим составом стекловатого базиса пород и суммарным химическим составом минералов».

В противоположность мезозойским эффузивам (особенно юры), в минеральной части достаточно кислых пород кварц отсутствует. Он отсутствует или встречается весьма редко в незначительном количестве также в дацитах и липарито-дацитах.

В породах главная масса кремнезема и калия сосредоточена в мезостазице. Кварц и калиевый полевой шпат сравнительно часто появляются в субвулканических образованиях трахитовой и дацитовой серий, которые отличаются от их эффузивных аналогов большей степенью кристалличности.

В табл. 13 сведены средние химические составы основных и средних типов эффузивных пород миоплиоцена Армении, а в табл. 14—средние химические составы миоплиоценовых кислых эффузивов различных районов Малого Кавказа.

Таблица 13

Средние химические составы основных и средних типов эффузивных пород миоплиоцена Армении

Окислы и числа Заварицкого	Базальты (7 анал.)	Андезитобазальты (28 анал.)	Андезиты (4 анал.)	Андезитодациты (5 анал.)	Трахиандезиты (5 анал.)
SiO ₂	50,60	55,73	60,12	61,94	60,56
TiO ₂	0,42	1,07	0,22	0,88	0,56
Al ₂ O ₃	21,74	16,92	18,56	15,52	17,86
Fe ₂ O ₃	4,98	3,70	4,19	3,06	3,01
FeO	3,17	3,74	1,50	3,23	1,76
MnO	0,04	0,08	0,05	0,10	0,13
MgO	4,78	4,33	2,90	2,31	1,87
CaO	8,48	7,23	4,90	4,86	4,40
Na ₂ O	3,22	3,20	3,66	4,14	4,87
K ₂ O	1,87	2,59	2,64	3,10	3,59
H ₂ O	0,17	0,48	0,26	0,44	0,25
ППП	1,08	0,94	1,09	0,64	0,83
а	10,6	11,1	12,2	13,5	16,2
с	10,4	5,9	6,1	3,5	4,2
б	17,3	17,6	11,3	12,0	9,0
с	61,7	65,4	70,4	71,0	70,6
а'	—	—	9,9	—	—
г'	45,3	39,6	45,5	47,5	49,6
м'	50,5	43,2	44,6	32,5	35,6
с'	4,2	17,2	—	20,0	14,8
п	72,1	65,1	68,0	67,0	67,2

Из последней таблицы видно, что в центральных частях Малого Кавказа (Арагац, бас. оз. Севан и Ленинакан) более кислые дациты сменяются к северо-западу (Ахалкалакское нагорье) и к юго-востоку (южная Армения) менее кислыми разновидностями, отличающимися также пониженным содержанием щелочей, в частности калия, но повышенным—глинозема и извести. Липариты Арзаканского района, залегающие в

Таблица 14

Средние химические составы мидолицитовых кислых эффузивных пород различных районов
Малого Кавказа

Окислы и числа Завариц- кого	Дациты Арагаца (11 анал.)	Дациты бас. оз. Севан (2 анал.)	Дациты Ленинакана (2 анал.)	Дациты Ахалкалак- ского нагорья (2 анал.)	Дациты южной Армении (7 анал.)	Липариты бас. оз. Севан (7 анал.)	Липариты Арзакана (5 анал.)	Обсидианы (12 анал.)
SiO ₂	65,24	64,38	66,08	63,76	63,95	73,89	71,38	74,82
TiO ₂	0,80	0,11	—	—	0,35	0,18	0,24	0,06
Al ₂ O ₃	14,58	17,82	15,99	18,14	18,17	13,60	14,73	13,34
Fe ₂ O ₃	3,08	2,02	5,18	3,68	2,71	1,06	1,29	1,23
FeO	2,01	0,97	0,45	0,17	1,89	0,28	0,46	0,26
MnO	0,08	0,02	—	—	0,02	0,03	0,14	0,08
MgO	1,41	0,62	1,57	2,13	1,33	0,17	0,71	0,13
CaO	2,87	2,28	3,34	4,53	3,95	0,89	1,49	1,07
Na ₂ O	4,66	4,48	3,43	3,88	3,52	3,79	3,48	4,28
K ₂ O	4,22	4,81	2,37	1,95	2,48	4,24	3,85	4,12
H ₂ O	0,29	0,60	0,17	0,98	—	0,65	0,46	0,10
ППП	0,47	1,18	1,49	0,76	1,69	1,23	1,51	0,44
a	16,2	17,3	11,1	11,5	11,6	14,1	12,8	14,8
c	1,5	2,8	4,1	5,5	4,8	1,1	1,8	1,2
b	8,8	5,4	9,8	9,0	9,8	3,1	5,8	1,8
s	73,5	74,5	75,0	74,0	73,8	81,7	79,6	82,2
a'	—	27,0	22,0	21,6	33,8	47,8	51,0	—
f'	51,0	52,5	50,5	38,0	43,0	41,2	29,0	82,0
m'	26,6	20,5	27,5	40,4	23,2	10,0	20,0	11,0
c'	22,4	—	—	—	—	—	—	7,0
n	63,0	59,0	69,2	76,0	68,0	57,7	58,0	61,0

основании миоплиоценовой толщи, отличаются от обычных липаритов, слагающих верхние горизонты толщи, несколько меньшей кислотностью и щелочностью.

В табл. 15 приведены средние химические составы последовательно формировавшихся эффузивов миоплиоцена г. Арагац, в табл. 16—средние химические составы продуктов миоплиоценового вулканизма Армении в хронологическом порядке их образования, в табл. 17—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в этих же породах и в табл. 18—химические составы миоплиоценовых субвулканических образований южной Армении.

Для отчетливого графического изображения петрохимических особенностей пород по данным табл. 15 и 16 построены диаграммы, представленные на фиг. 17, 18, 19, 20.

Таблица 15

Средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена г. Арагац

№№ п/п	1	2	3	4	5
Окислы и числа Заварицкого	Андезитобазальты (8 анал.)	Андезиты (3 анал.)	Андезитодациты (5 анал.)	Дациты (11 анал.)	Щелочные дациты (6 анал.)
SiO ₂	55,35	59,17	61,69	64,17	66,42
TiO ₂	1,14	0,95	0,82	0,79	0,88
Al ₂ O ₃	17,07	16,50	15,49	15,13	15,29
Fe ₂ O ₃	3,02	2,15	2,54	2,88	2,08
FeO	4,42	4,15	3,71	2,32	2,02
MnO	0,09	0,08	0,11	0,07	0,07
MgO	4,89	3,56	2,49	1,65	0,90
CaO	7,26	6,10	4,78	3,49	2,20
Na ₂ O	3,25	3,61	4,12	4,42	4,86
K ₂ O	2,36	2,61	3,32	3,88	4,75
H ₂ O	0,50	0,35	0,17	0,12	0,23
ППП	0,65	0,77	0,77	1,01	0,20
a	10,7	11,9	13,8	15,2	17,2
c	6,3	5,2	3,5	2,4	1,5
b	18,0	14,2	12,4	9,2	6,3
s	65,0	68,7	70,3	73,2	75,0
f'	38,4	41,2	46,4	50,5	58,5
m'	46,8	42,8	34,2	30,2	23,5
c'	14,8	16,0	19,4	19,3	18,0
n	67,5	67,6	65,2	63,1	61,0

Таблица 16

Средние химические составы последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена Армении

№№ п/ш	1	2	3	4
Окислы и числа Заварицкого	Базальты и андезитобазальты (35 анал.)	Андезиты (14 анал.)	Дациты (24 анал.)	Липариты и обсидианы (19 анал.)
SiO ₂	53,16	60,87	64,74	74,35
TiO ₂	0,74	0,55	0,52	0,12
Al ₂ O ₃	19,33	17,31	16,31	13,47
Fe ₂ O ₃	4,34	3,42	3,11	1,14
FeO	3,45	2,16	1,60	0,27
MnO	0,06	0,09	0,05	0,06
MgO	4,55	2,36	1,39	0,15
CaO	7,85	4,72	3,31	0,98
Na ₂ O	3,21	4,22	4,45	4,03
K ₂ O	2,23	3,11	3,42	4,18
H ₂ O	0,32	0,32	0,28	0,37
ППП	1,01	0,85	0,99	0,83
a	10,8	14,0	14,9	14,6
c	8,1	4,8	3,6	1,2
b	17,1	10,2	7,0	2,1
s	64,0	71,0	74,5	82,1
a'	—	—	—	25,8
f'	42,5	50,0	58,8	61,1
m'	46,6	39,8	34,3	13,1
c'	10,9	10,2	6,9	—
я	69,0	67,2	66,8	59,0

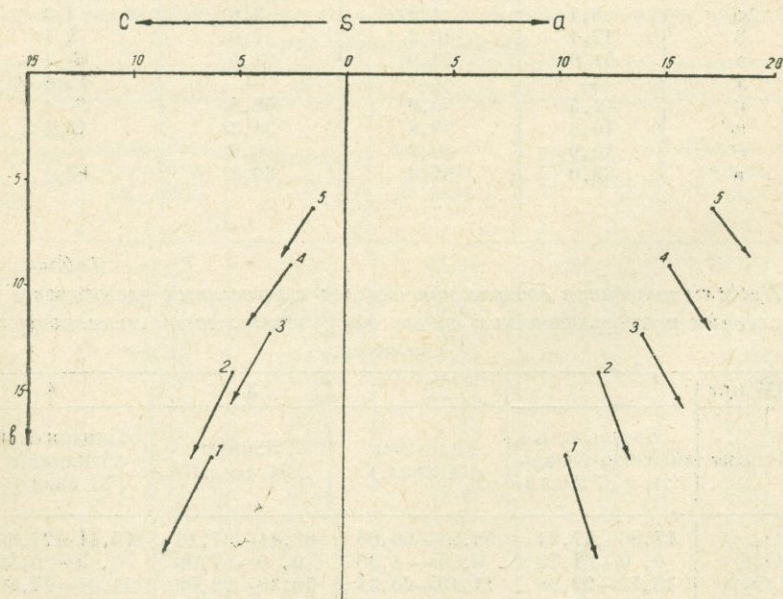
Таблица 17

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных петрографических типах эффузивных пород миоплиоцена Армении

№№ п/п	1	2	3	4
Окислы	Базальты и андезитобазальты (35 анал.)	Андезиты (14 анал.)	Дациты (24 анал.)	Липариты и обсидианы (19 анал.)
SiO ₂	47,06—57,23	58,88—60,00	62,44—67,16	70,44—77,60
TiO ₂	0,0—1,75	0,0—1,30	0,0—1,09	0,0—0,32
Al ₂ O ₃	15,79—22,38	11,19—20,34	10,38—22,09	11,03—15,86
Fe ₂ O ₃	0,43—7,48	1,38—5,52	1,39—9,27	0,07—2,69
FeO	0,19—7,13	0,51—5,26	0,0—4,20	0,0—0,75
MnO	0,0—0,15	0,0—0,45	0,0—0,14	0,0—0,26
MgO	2,83—7,22	0,78—3,59	0,24—4,53	0,0—0,29
CaO	6,17—9,59	3,44—5,98	1,92—6,12	0,16—1,73
Na ₂ O	2,18—4,64	2,82—5,34	1,40—6,19	3,20—5,73
K ₂ O	0,81—3,87	1,59—4,69	1,33—5,40	2,30—6,71

Химические составы миоплиоценовых субвулканических образований южной Армении

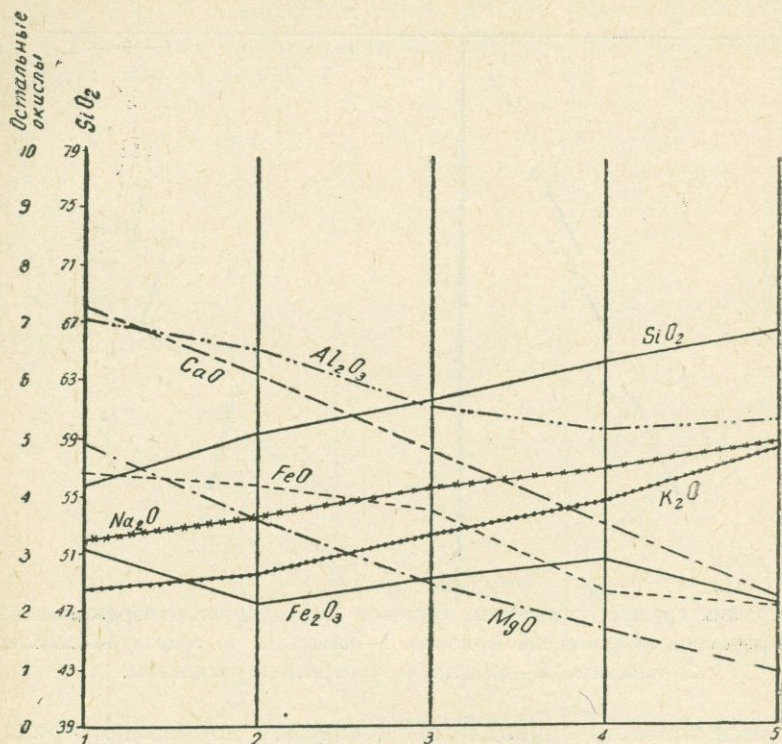
Окислы	Трахиандезиты и трахидациты		Трахилипариты	
	Среднее из 10 анал.	Пределы колебания	Среднее из 2 анал.	Пределы колебания
SiO ₂	62,14	59,8—64,33	67,82	67,00—68,64
TiO ₂	0,42	0,07—0,84	0,20	0,20
Al ₂ O ₃	17,15	14,71—22,28	18,21	17,90—18,53
Fe ₂ O ₃	3,60	0,35—6,67	2,06	1,13—3,00
FeO	1,43	0,28—2,76	0,64	0,28—1,00
MnO	0,07	0,05—0,17	0,18	0,11—0,24
MgO	1,93	0,56—3,53	0,38	0,13—0,63
CaO	3,82	0,56—5,50	1,00	0,56—1,45
Na ₂ O	3,96	2,26—4,68	3,94	3,86—4,02
K ₂ O	3,41	2,72—5,12	4,24	4,00—4,48



Фиг. 17.

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена г. Арагац. 1—андезито-базальты; 2—андезиты; 3—андезито-дациты; 4—дациты; 5—щелочные дациты.

Рассмотрение приведенных таблиц и диаграмм позволяет наметить для продуктов миоплиоценового вулканизма ряд общих петрохимических признаков.



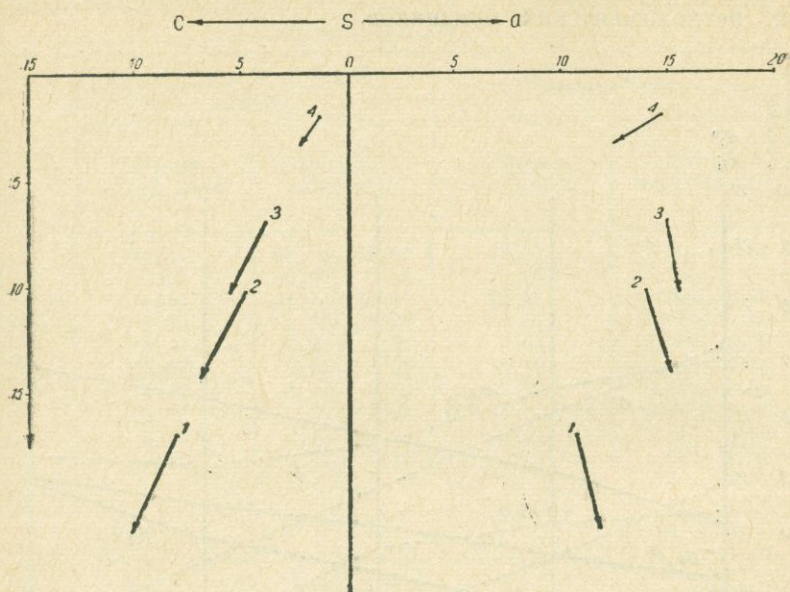
Фиг. 18.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена г. Арагац. Для глинозема начало координат 10 %. 1—андезит-базальты; 2—андезиты; 3—андезит-дациты; 4—дациты; 5—щелочные дациты.

Как эффузивные породы, так и их субвулканические аналоги характеризуются высоким содержанием щелочей. Основные и средние типы отличаются натри-калиевым обликом, а кислые—почти равным содержанием натрия и калия. В наиболее кислых эффузивах наблюдается незначительное преобладание калия над натрием.

Во всех типах трехвалентное железо преобладает над двухвалентным. Исключение составляют эффузивы основного и среднего состава г. Арагац, в которых усматривается обрат-

ное соотношение. В общих чертах отмечается близкое отношение $\text{CaO} : \text{MgO}$.



Фиг. 19.

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена Армении. 1—базальты и андезито-базальты; 2—андезиты; 3—дациты; 4—липариты и обсидианы.

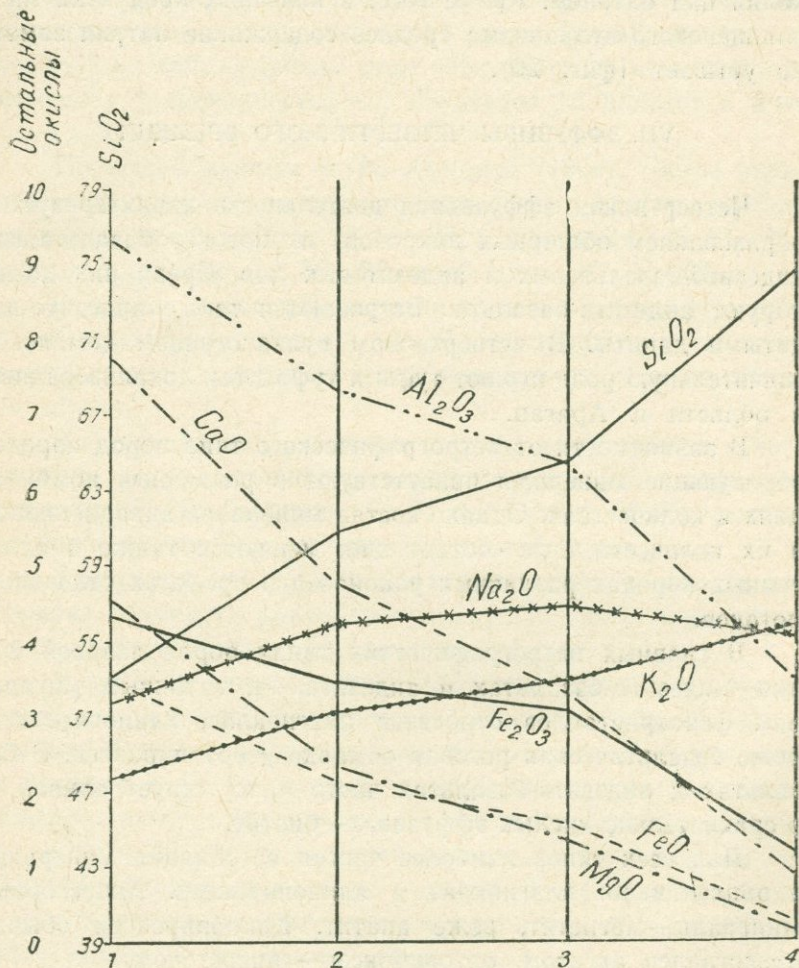
Все разности принадлежат к породам нормального ряда, за исключением липаритов и некоторых дацитов.

Сравнительно со средними типами Дэли они обычно отличаются высоким содержанием щелочей (особенно калия), незначительным—кремнезема и повышенной величиной чисел a , s , но меньшим количеством окислов железа и пониженным значением чисел n , часто b и c .

Закономерное расположение векторов на диаграммах фиг. 17 и 19 и их последовательное смещение снизу вверх и вправо на обеих проекциях характеризует ход эволюции состава продуктов миоплиоценового вулканизма области г. Арагац (фиг. 17) и Армении в целом (фиг. 19).

В последовательно формировавшихся породах миоплиоцена усматривается увеличение величины числовых характеристик a , s , f' и уменьшение— c , b , m' , n .

Как следует из диаграмм фиг. 18 и 20, при переходе от ранних членов к более поздним происходит прогрессивное возрастание содержания кремнезема и убывание—остальных окислов. Только количество окиси железа довольно постоянно в продуктах миоплиоценовой эффузивной деятельности Арагаца (см. фиг. 18).



Фиг. 20.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся эффузивов миоплиоцена Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—базальты и андезитобазальты; 2—андезиты; 3—дациты; 4—липариты и обсидианы.

В указанном направлении увеличивается также содержание натрия и калия. В начальных членах количество их возрастает с одинаковым темпом, а в более молодых эффузивах содержание калия возрастает с большой скоростью, выравнивая количество этих двух компонентов и даже в некоторых случаях создавая несколько более высокую концентрацию калия над натрием. Кроме того, в конечных продуктах миоценового вулканизма среднее содержание натрия заметно убывает (фиг. 20).

VII. ЭФФУЗИВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Четвертичная эффузивная деятельность характеризуется образованием обширных покровов и потоков базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав. Среди них доминируют андезито-базальты. Встречаются также андезито-дациты и дациты. В четвертичном вулканогенном комплексе значительную роль играют туфы и туфолавы, локализованные в области г. Арагац.

В зависимости от петрографического типа пород породообразующие минералы присутствуют в различных комбинациях и количествах. Однако состав минералов вкрапленников и их количественные соотношения меняются также в однотипных породах различных районов и в пределах отдельных потоков.

В главных петрографических типах пород лавовой фации—андезито-базальтах и андезитах—к типичным минералам фенокристаллов относятся плагиоклаз, клинопироксен, реже базальтическая роговая обманка и ортопироксен. В базальтах и андезито-базальтах часто присутствует оливин, а в сравнительно кислых эффузивах—биотит.

Для всех типов наиболее частая ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз и клинопироксен. Акцессорные минералы—магнетит, реже апатит. Клинопироксен обычно представлен авгитом, ортопироксен—гиперстеном.

Состав плагиоклаза вкрапленников в зависимости от кислотности пород варьирует в пределах от кислого андезина до битовнита. В наиболее основных лавах он обычно отвечает лабрадору, а в остальных типах—андезину.

Однако следует отметить, что как для плиоценовых, так и для четвертичных лав в ряде случаев между составом плагиоклаза вкрапленников и кислотностью пород никакой зависимости не усматривается.

Детальными исследованиями А. П. Лебедева (1940) установлены значительные колебания состава плагиоклазовых вкрапленников в отдельных типах лав г. Арагац, причем плагиоклаз из лабрадорového ряда отмечается во всех петрографических разновидностях—от базальтов до дацитов и липарито-дацитов.

По новым данным В. М. Амаряна (1964), состав вкрапленников плагиоклаза четвертичных лав г. Арагац колеблется в андезито-базальтах № 40—85, в андезитах—№ 40—75, в андезито-дацитах—№ 50—65, в дацитах—№ 22—62.

Основная масса лав сложена теми же главными породообразующими минералами. А. Н. Заварицким установлено также наличие в основной массе базальтов калиевого полевого шпата.

В лавах различных типов нередко присутствует «ксеногенный» кварц, источником которого, по мнению некоторых геологов (К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян, 1959²), являются более древние кварцсодержащие отложения.

В минералогический состав туфов и туфолов входят плагиоклаз (андезин), клинопироксен, ортопироксен (гиперстен), реже базальтическая роговая обманка.

В табл. 19 даны средние химические составы различных типов лав четвертичного времени Армении, в табл. 20—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в лавах, в табл. 21—средние химические составы последовательно образовавшихся туфов и туфолов четвертичного периода, в табл. 22—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах. В последних двух таблицах приведены также данные о химизме пемз и шлаков, залегающих в основании туфов.

Петрохимические признаки продуктов эффузивной деятельности четвертичного периода иллюстрируются диаграммами фиг. 21, 22, 23, 24, составленными на основании табл. 19 (фиг. 21 и 22) и 21 (фиг. 23 и 24).

Таблица 19

Средние химические составы различных типов лав
четвертичного времени Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5
Оксиды и числа Завариц- кого	Тип А (4 анал.)	Тип В (4 анал.)	Тип С (2 анал.)	Тип Д (28 анал.)	Тип Е (23 анал.)
SiO ₂	53,17	57,01	56,03	51,50	60,31
TiO ₂	1,18	0,88	1,17	0,49	0,65
Al ₂ O ₃	17,75	17,30	19,50	17,97	17,25
Fe ₂ O ₃	4,25	3,51	1,45	5,31	3,53
FeO	4,15	2,94	4,12	4,75	2,38
MnO	0,14	0,09	0,03	0,04	0,08
MgO	4,57	3,56	3,35	4,64	3,00
CaO	8,20	6,56	5,63	7,13	4,97
Na ₂ O	3,86	3,93	5,27	3,11	3,95
K ₂ O	2,12	2,81	2,84	1,41	2,73
H ₂ O	0,90	0,57	0,11	0,25	0,20
ППП	0,55	0,61	0,33	0,95	0,90
а	11,5	13,0	16,0	9,5	13,0
с	6,2	5,3	5,3	8,2	5,4
б	19,6	14,8	12,6	19,3	11,4
с	62,7	66,9	66,1	63,0	70,2
ф'	39,9	40,2	41,2	50,6	47,8
м'	40,1	41,5	45,0	43,7	45,2
с'	20,0	18,3	13,8	5,7	7,0
п	73,8	67,8	74,0	77,0	69,0

Таблица 20

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в раз-
личных типах лав четвертичного времени

№№ п/п	1	2	3	4	5
Оксиды	Тип А (4 анал.)	Тип В (4 анал.)	Тип С (2 анал.)	Тип Д (28 анал.)	Тип Е (23 анал.)
SiO ₂	50,55—56,11	53,67—60,28	52,28—59,78	45,05—59,10	51,66—68,92
TiO ₂	0,97—1,42	0,77—1,13	0,78—1,57	0,0—2,35	0,00—1,25
Al ₂ O ₃	16,68—18,45	15,89—18,19	16,45—22,56	11,80—23,06	14,55—20,22
Fe ₂ O ₃	2,84—5,46	2,61—5,48	0,0—2,90	1,43—9,29	1,26—6,50
FeO	4,00—4,33	0,67—4,35	2,91—5,34	0,20—11,10	0,36—4,85
MnO	0,04—0,22	0,09—0,11	0,07—3,27	0,00—0,20	0,00—0,26
MgO	4,01—5,42	3,05—4,08	3,27—3,40	2,43—6,93	0,82—6,09
CaO	6,88—8,87	5,84—7,49	5,10—6,17	5,23—11,17	1,49—9,36
Na ₂ O	3,64—4,08	3,71—4,28	3,38—7,16	0,00—5,73	2,35—5,78
K ₂ O	1,59—2,45	2,74—2,92	2,71—2,98	0,00—3,73	0,00—4,50

Средние химические составы пос ледовательно формировавшихся туфов и туфолав четвертичного времени Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Окислы и числа Заварицкого	Пемзы (6 анал.)	Шлаки (2 анал.)	Желтые туфы (4 анал.)	Черные туфы (9 анал.)	Фиолетовые и розовые туфолавы (20 анал.)	Черные туфы (5 анал.)	Красные туфы (20 анал.)
SiO ₂	62,92	60,33	63,10	62,73	63,86	62,11	62,36
TiO ₂	0,57	0,80	0,68	0,66	0,78	1,10	0,60
Al ₂ O ₃	16,14	17,44	17,45	17,33	17,13	17,05	16,88
Fe ₂ O ₃	2,72	3,31	2,52	2,22	3,05	2,52	3,82
FeO	1,64	1,86	1,06	1,78	0,81	1,68	0,75
MnO	0,06	0,09	0,09	0,11	0,17	0,14	0,08
MgO	1,36	2,26	1,42	1,51	1,34	1,02	1,40
CaO	3,52	4,19	2,78	3,74	3,46	3,49	3,71
Na ₂ O	4,11	3,56	4,02	3,87	4,52	3,69	3,86
K ₂ O	3,60	2,54	3,82	3,73	4,06	2,98	3,31
H ₂ O	0,53	0,05	1,07	0,16	0,12	0,60	0,55
ППП	2,90	1,34	2,24	1,93	1,09	2,27	2,38
a	14,7	12,0	14,6	14,4	16,0	13,2	13,8
c	3,8	5,3	3,4	4,7	3,6	4,4	4,7
b	7,1	11,1	8,7	6,6	6,4	7,8	7,5
s	74,4	71,6	73,3	74,3	74,0	74,6	74,8
a'	—	20,0	33,5	2,1	—	25,5	—
f'	58,0	44,0	38,2	58,0	53,6	51,8	60,5
m'	34,0	36,0	28,3	39,9	35,6	22,7	35,5
c'	8,0	—	—	—	10,8	—	4,0
n	63,5	68,2	61,9	62,0	63,0	65,1	64,1

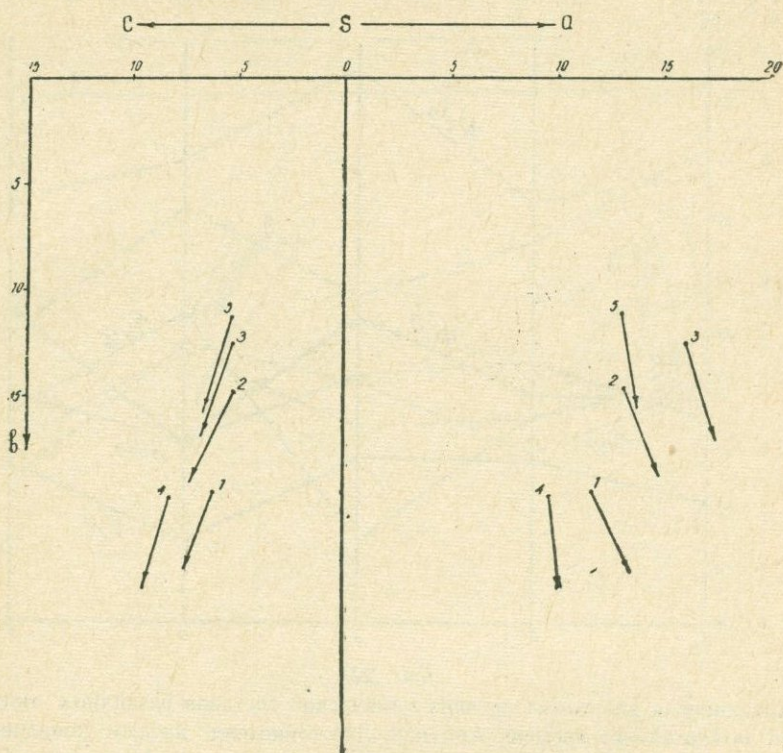
Средние составы четвертичных лав, различных по времени образования, выявляют следующие общие признаки. Прежде всего они обладают достаточной щелочностью и натри-калиевым характером. Все типы лав являются породами нормального ряда. В них наблюдается постоянное преобладание кальция над магнием.

Туфы и туфолавы по сравнению с лавами более кислые и щелочные. По средним химическим составам они отвечают андезито-дацитам. Но, как видно из табл. 22, встречаются и туфы дацитового состава. Для них часто характерно равное содержание натрия и калия, хотя и некоторые разности имеют натри-калиевый облик. Среди них отмечаются породы как нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом. Без исключения во всех туфах кальций преобладает над магнием, и трехвалентное железо над двухвалентным.

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в туфах и туфолавах
четвертичного времени Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Окислы	Пемзы (6 анал.)	Шлаки (2 анал.)	Желтые туфы (4 анал.)	Черные туфы (9 анал.)	Фиолетовые и розовые туфолавы (20 анал.)	Черные туфы (5 анал.)	Красные туфы (20 анал.)
SiO ₂	58,90—66,86	59,41—61,25	61,40—65,12	60,06—65,50	56,76—66,76	59,10—64,71	56,60—66,69
TiO ₂	0,27—0,69	0,69—0,91	0,52—0,82	0,60—1,00	0,34—1,46	0,92—1,91	0,00—1,15
Al ₂ O ₃	14,98—16,96	16,87—18,01	15,33—18,90	15,93—19,73	14,93—18,30	16,08—19,22	15,03—18,77
Fe ₂ O ₃	0,87—3,58	3,11—3,52	1,86—3,30	0,52—4,16	0,29—4,48	1,34—3,32	2,56—6,99
FeO	0,44—3,88	0,53—3,20	0,43—1,42	1,28—2,75	0,00—2,48	0,55—3,70	0,34—2,08
MnO	0,03—0,11	0,08—0,11	0,06—0,10	0,03—0,33	0,05—0,48	0,00—0,44	0,00—0,38
MgO	0,72—2,73	2,00—2,53	0,89—1,82	0,81—2,08	0,25—2,86	0,29—1,50	0,34—2,04
CaO	2,41—5,23	3,85—4,53	1,79—3,62	2,48—6,03	0,31—9,02	2,76—5,76	1,66—7,25
Na ₂ O	3,59—4,74	3,20—3,93	3,54—4,52	2,72—4,56	3,62—5,46	2,74—4,72	0,16—5,66
K ₂ O	2,48—5,00	1,96—3,13	3,10—4,44	3,04—4,79	3,36—4,67	2,72—4,34	0,04—4,43

При сравнении со средними типами Дэли лавы, туфы и туфолавы обнаруживают одинаковые черты. Все они нередко отличаются большим содержанием щелочей (особенно калия),

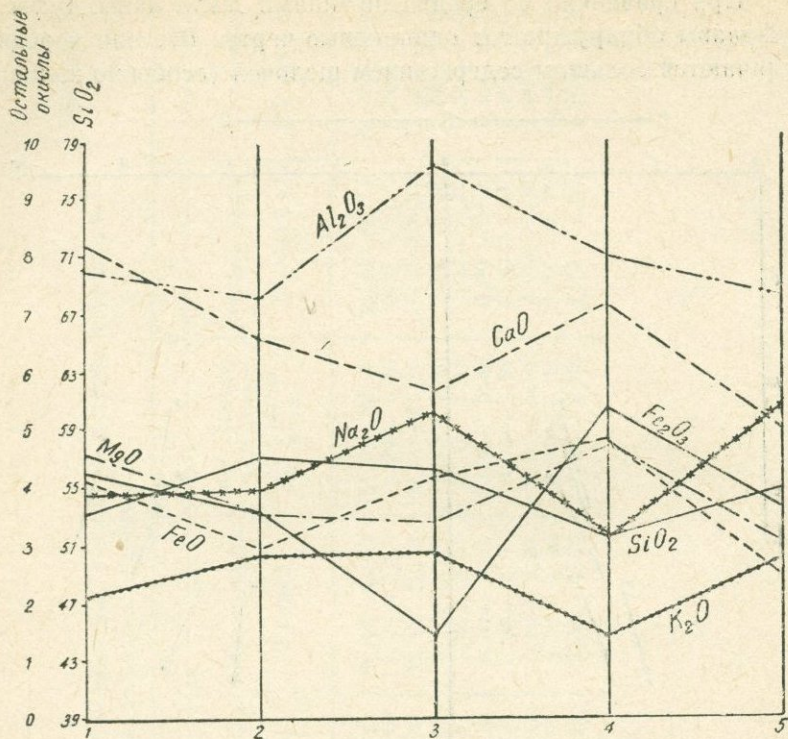


Фиг. 21.

Диаграмма средних химических составов различных типов лав четвертичного времени Армении. 1—лавы типа А; 2—лавы типа В; 3—лавы типа С; 4—лавы типа Д; 5—лавы типа Е.

отчасти кремнезема, глинозема, но меньшим—окислов железа, магния, кальция. Соответственно для них характерна пониженная величина чисел *c*, *b*, *n* и несколько повышенная—чисел *a* и *s*.

Данные, приведенные в табл. 23, показывают, что средний состав всех типов четвертичных лав отвечает андезитобазальту, отличаясь несколько повышенным содержанием щелочей, кремнезема и глинозема, но пониженным—окислов железа, магния и кальция. Средний состав всех туфов и туфо-



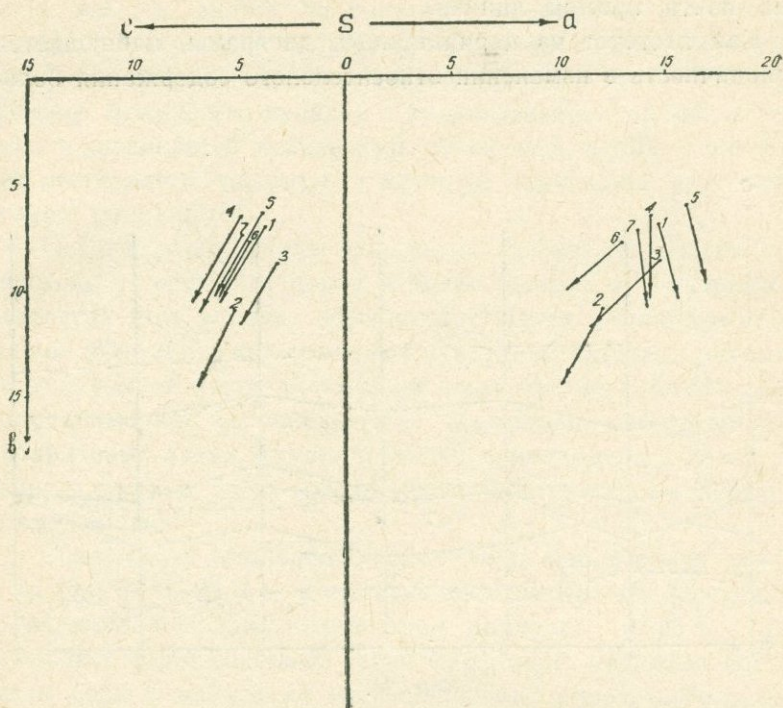
Фиг. 22.

Вариационная диаграмма средних химических составов различных типов лав четвертичного времени Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—лавы типа А; 2—лавы типа В; 3—лавы типа С; 4—лавы типа Д; 5—лавы типа Е.

Таблица 23

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O
Средний состав лав (61 анал.)	55,60	0,87	17,95	3,61	3,67	0,08	3,82	6,50	4,02	2,38	0,07	0,41
Средний состав туфов и туфов-лав (66 анал.)	62,49	0,74	17,06	2,88	1,37	0,11	1,47	3,56	3,98	3,43	2,02	0,44

лав Армении соответствует андезито-дациту, отличаясь большим количеством щелочей, но меньшим—окислов двухвалентного железа, кальция и отчасти магния.



Фиг. 23

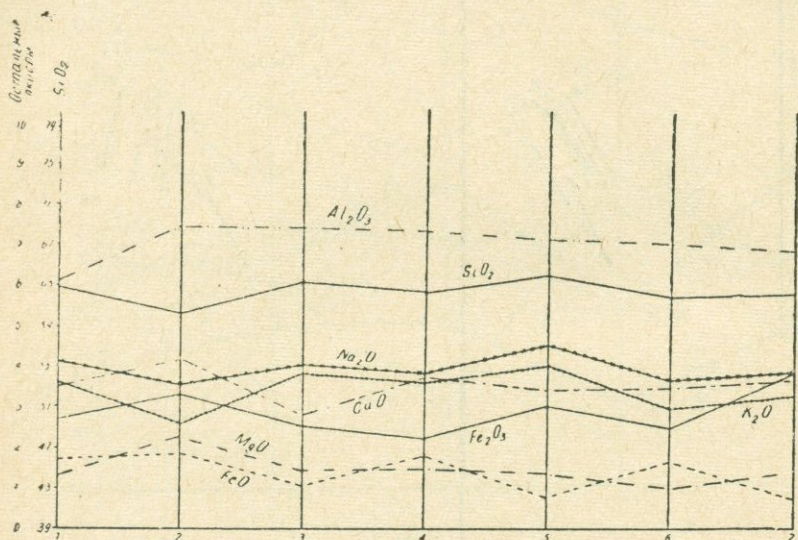
Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся туфов и туфолов четвертичного времени Армении. 1—пемзы; 2—шлаки; 3—желтые туфы; 4—черные туфы; 5—фиолетовые и розовые туфолавы; 6—черные туфы; 7—красные туфы.

Несмотря на то, что средний состав туфов и туфолов отличается от среднего состава лав повышенной щелочностью и кислотностью, они все же обладают и общими петрохимическими признаками.

На диаграмме фиг. 22 кривые довольно ломанные, что указывает на значительные колебания содержания петрогенных элементов в лавах четвертичного времени. Судя по диаграмме фиг. 24, туфы и туфолавы, наоборот, характеризуются большим постоянством средних химических составов. Это хо-

рошо видно и на диаграмме фиг. 23, на обеих проекциях которой векторы характеризуются скученностью. Наиболее устойчиво количество глинозема, кривая которого представлена почти прямой линией.

Как явствует из вариационных диаграмм, наблюдается периодичность в изменении относительного содержания боль-



Фиг. 24.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся туфов и туфовалов четвертичного времени Армении. Для глинозема начало координат 10 %. 1—пемзы; 2—шлаки; 3—желтые туфы; 4—черные туфы; 5—фиолетовые и розовые туфовалы; 6—черные туфы; 7—красные туфы.

шинства петрогенных элементов. Ход кривых многих элементов различен, т. е. количество их нередко изменяется во времени в различных направлениях. Но содержание ряда элементов варьирует и однотипно. Это, в частности, относится к натрию и калию.

На основании более 250 полуколичественных спектральных анализов К. Г. Шириняном, А. А. Адамян, К. И. Карапетяном, С. Г. Карапетяном (1963) в общих чертах выявлена следующая картина распределения микроэлементов в новейших (плио-плейстоценовых) эффузивах Армении.

Во всех сериях новейших эффузивов ими установлено присутствие никеля, кобальта, ванадия, хрома, средние содержания которых уменьшаются от основных типов пород к более кислым, вплоть до полного исчезновения в наиболее кислых разностях (липаритах). Средние содержания этих элементов совпадают или близки к кларкам, по А. П. Виноградову. Количество ванадия в вулканогенных породах устойчиво удерживается независимо от состава пород. Исключения составляют липариты, в которых содержание его значительно понижается.

Среднее содержание молибдена также возрастает при переходе от основных пород к более кислым. В долеритах и базальтах этот элемент обычно отсутствует. Молибденсодержащие эффузивы, как отмечают указанные авторы, приурочены к западной части складчатой зоны Армении. Относительно равномерное распределение молибдена наблюдается в липаритовых лавах Армении. Наличие молибдена в лавах основного состава, по их мнению, связано с местными загрязнениями магмы.

Содержание циркония во всех типах пород почти одинаково (0,018—0,025 %), за исключением липаритов. Последние отличаются меньшим количеством циркония (0,003 %), чем остальные более основные серии эффузивов. Устанавливается связь меди с основными типами. Однако андезито-базальтовые лавы более обогащены медью, чем долериты и базальты. Резкое снижение её количества отмечается в кислых типах—дацитах и липаритах. Наиболее высокая концентрация меди констатируется в вулканогенных породах Гегамского нагорья.

Усматривается постепенное возрастание концентрации свинца от основных лав к более кислым, нарушаемое в вулканогенных образованиях Айоцзора, Гегамского нагорья и Варденисского хребта (здесь эффузивы наиболее обогащены свинцом). Серебро и цинк в новейших эффузивах встречаются редко, за исключением лав Гегамского нагорья.

Галлий, стронций, барий обнаружены во всех сериях лав в повышенных против кларка содержаниях. Только барий в кислых лавах содержится в кларковых значениях. Иттрий

присутствует во всех типах, причем среднее содержание его увеличивается по мере возрастания кислотности пород.

Среднее содержание лития в вулканогенных породах, по данным тех же исследователей, составляет 0,0084 %, причем в андезито-дацитах и дацитах—0,006 %, в липаритах—0,01 %. В Айюцзорских лавах количество лития более чем в шесть раз превышает кларковое содержание. Концентрация бериллия возрастает от основных пород к кислым.

Б. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

1. ДРЕВНИЕ ИНТРУЗИВЫ

Наиболее древние интрузивы Армении сложены габброидами, гранито-гнейсами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Встречаются также мелкие выходы ультраосновных пород. Все они в той или иной степени рассланцованные и катклазированные породы, приуроченные исключительно к эопалеозойской метаморфической толще.

Минералогический состав габброидов определяется присутствием основного плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, магнетита, апатита и сфена. Очень много вторичных минералов—хлорита, цоизита, эпидота.

Главными минералами кварцевых диоритов являются плагиоклаз средней основности, роговая обманка и кварц. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон. Кварцевые диориты иногда постепенно переходят в гранодиориты, содержащие решетчатый микроклин и биотит. В эндоконтактах количество кварца резко убывает и тогда породы приобретают состав диоритов.

Минералогический состав гранитогнейсов: кислый плагиоклаз, решетчатый микроклин, кварц, биотит, реже мусковит. Акцессории: магнетит, апатит, циркон, реже ортит. Плагиоклаз в большинстве преобладает над калиевым полевым шпатом, и породы по составу нередко приближаются к плагиогранитам. Содержание калиевого полевого шпата особен-

но резко убывает в направлении с центра к периферии интрузива.

К характерным минералам плагиогранитов относятся плагиоклаз, кварц и роговая обманка. Редко встречаются биотит и мусковит. Акцессорные минералы—магнетит, апатит, циркон. Из акцессориев наиболее типичен апатит, содержание которого увеличивается с возрастанием количества роговой обманки.

При уменьшении содержания кварца плагиограниты сменяются гибридными плагиогранодиоритами и кварцевыми диоритами. Местами они постепенно переходят в плагиогранодиориты и плагиоклазиты, которые не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции и отличаются почти полным отсутствием цветных минералов.

Состав плагиоклаза варьирует от альбита до олигоклаза в плагиогранитах и от олигоклаза до кислого андезина в гибридных разновидностях. Но иногда состав плагиоклаза в породах различной кислотности остается без существенного изменения, что является следствием натрового метасоматоза.

Плагиограниты Арзакандского кристаллического массива по минералогическому составу сходны с гнейсовидными плагиогранитами Малевского интрузива южной Армении. Однако малевские плагиограниты отличаются присутствием значительного количества калиевого полевого шпата. Последний все же резко подчинен плагиоклазу и представлен микроклином с неотчетливо выраженной решетчатой структурой. Из цветных минералов для них характерен биотит. Но в эндоконтактах интрузива, где плагиограниты сменяются гибридными плагиогранодиоритами, появляется грязно-зеленая роговая обманка и реже клинопироксен.

Для древних гранитоидов можно отметить следующие общие особенности минералогического состава: 1) высокое содержание плагиоклаза и кварца; 2) пониженная основность плагиоклаза; 3) наличие мусковита и решетчатого микроклина, типичных для древних интрузивов минералов; 4) низкое содержание калиевого полевого шпата; 5) незначительное количество роговой обманки, биотита и обычно отсутствие пироксенов; 6) преобладание в составе акцессорных минералов апатита и наличие ортита.

Главные породообразующие минералы древних гранитоидов сильно изменены: плагиоклаз пелитизирован, серицитизирован и альбитизирован, роговая обманка и биотит часто разложены, кварц катаклазирован и обнаруживает волнистое угасание.

Породы жильной фазы обнаруживают большое сходство минералогического состава с вмещающими их гранитоидами. Однако в ряде случаев они отличаются по качественному и особенно количественному минералогическому составу.

Наибольшая вариация петрографического состава жильных образований наблюдается в кварцевых диоритах, в которых локализованы аплиты, пегматиты, микродиориты и кварцевые диорит-порфириты. Последние два типа по количественному соотношению главных породообразующих минералов весьма сходны с вмещающими кварцевыми диоритами.

Если аплиты по качественному составу близки материнским породам, то пегматиты резко отличаются от них полным отсутствием цветных минералов и ничтожным количеством плагиоклаза. Последний минерал играет существенную роль в аплитах, причем при увеличении его содержания они приближаются по составу к плагиоаплитам.

Наиболее кислые жильные породы возникли в связи с гранитогнейсами. Они представлены аляскитами, состоящими из преобладающего кварца, решетчатого микроклина, резко подчиненного альбита и мусковита.

С плагиогранитами связаны плагиоаплиты, главными минералами которых являются плагиоклаз (альбит и альбитолигоклаз) и кварц. По сравнению с вмещающими материнскими породами они содержат несколько больше кварца.

В табл. 24 и 25 приведены данные о химическом составе древних интрузивных пород Армении, различных по времени образования. Согласно табл. 24 построены диаграммы, представленные на фиг. 25 и 26.

Как вытекает из приведенных таблиц и диаграмм, породы древнего интрузивного комплекса обладают отчетливо выраженным натриевым характером, в частности плагиограниты.

Обращает на себя внимание значительная щелочность габброидов, которые по общей сумме щелочей не отличаются

ся от кислых членов. Это объясняется тем, что они сильно изменены под воздействием гранитоидов.

Содержание окислов подвергается значительным колебаниям, причем при понижении количества калия гранитогнейсы по составу приближаются к плагиогранитам (см. табл. 25). Вообще гранитогнейсы отличаются от плагиогранитов повышенным содержанием калия, что хорошо согласуется с данными их минералогического состава. Гранитогнейсы содержат в достаточном количестве калиевый полевой шпат, в то время как плагиограниты почти полностью лишены их.

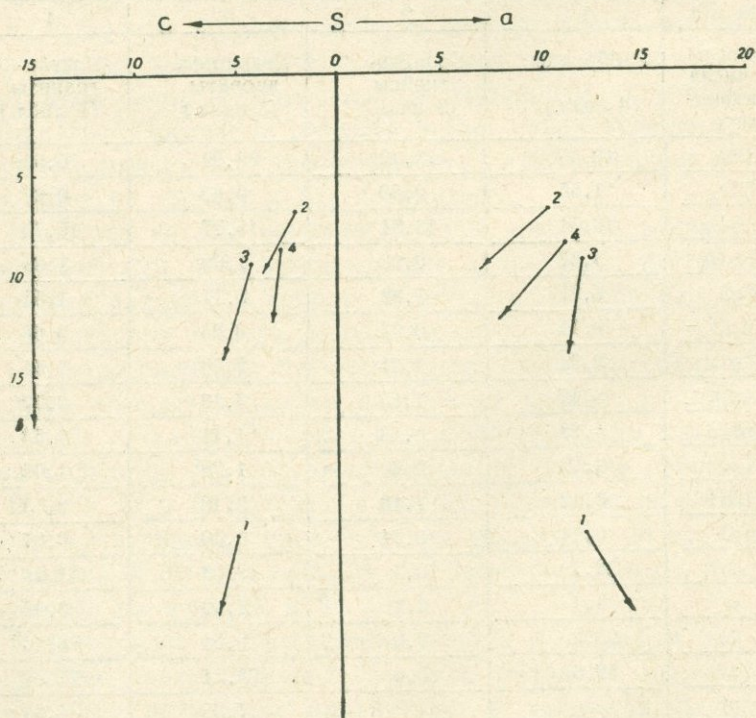
Таблица 24

Средние химические составы главных типов древних интрузивных пород Армении

№№ п/п	1	2	3	4
Окислы и числа Заварицкого	Габброиды (4 анал.)	Гранито- гнейсы (3 анал.)	Кварцевые диориты (3 анал.)	Плагио- граниты (7 анал.)
SiO ₂	49,55	73,12	63,97	70,50
TiO ₂	1,55	0,30	0,60	0,27
Al ₂ O ₃	16,54	13,34	15,57	15,79
Fe ₂ O ₃	3,37	0,99	1,69	1,89
FeO	5,27	1,82	2,17	1,54
MnO	0,11	0,03	0,06	0,06
MgO	5,34	1,34	2,70	1,44
CaO	8,47	1,85	3,36	2,57
Na ₂ O	4,23	3,16	4,17	4,58
K ₂ O	1,73	2,60	1,78	1,09
ППП	3,42	1,49	3,18	0,73
H ₂ O	0,14	0,21	0,30	0,07
a	12,1	10,3	12,03	11,24
c	5,1	2,1	4,22	3,00
b	23,2	7,0	9,54	8,76
s	59,6	80,6	74,21	77,00
a'	—	34	7,25	34,33
f'	36,0	35	44,20	39,55
m'	40,7	31	48,55	26,12
c'	23,3	—	—	—
n	79,0	64,5	78,16	86,0

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в
главных типах древних интрузивных пород Армении

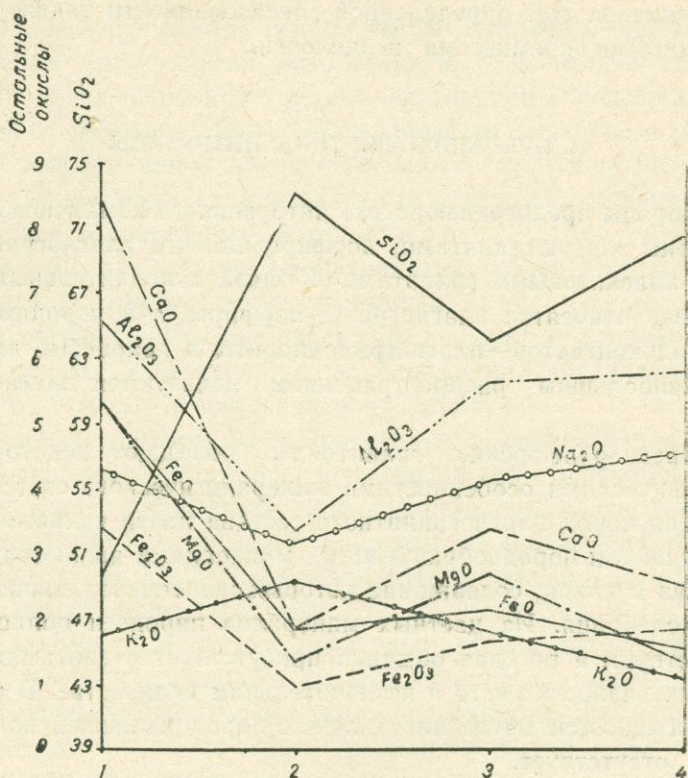
№№ п/п	1	2	3	4
Окислы	Габброиды	Гранитогнейсы	Кварцевые диориты	Плагииграниты
SiO ₂	48,04—50,82	72,48—73,50	62,47—64,79	65,45—75,56
TiO ₂	0,61—3,20	0,23—0,36	0,54—0,65	0,08—0,58
Al ₂ O ₃	14,09—19,26	13,04—13,76	15,50—15,63	13,91—17,37
Fe ₂ O ₃	0,81—7,01	0,00—1,63	1,27—1,98	0,20—4,15
FeO	2,98—6,55	1,06—2,42	2,06—2,27	0,46—2,76
MnO	0,07—0,16	0,02—0,05	0,06—0,06	0,00—0,10
MgO	2,73—7,55	0,97—1,94	2,62—3,11	0,40—3,84
CaO	4,88—10,47	1,60—2,30	2,61—4,04	1,10—3,89
Na ₂ O	3,53—5,58	1,93—3,82	3,82—4,47	3,24—5,90
K ₂ O	0,49—4,53	1,80—3,19	1,45—2,98	0,54—1,38



Фиг. 25.

Диаграмма средних химических составов главных типов древних интрузивных пород Армении. 1—габброиды; 2—гранитогнейсы; 3—кварцевые диориты; 4—плагииграниты.

Как видно из последней графы табл. 25, в плагиогранитах количество кремнезема понижается до 65,45 % и тогда они близко подходят к плагиогранодиоритам.



Фиг. 26.

Вариационная диаграмма средних химических составов главных типов гревних интрузивных пород Армении. Для глинозема начало координат 10%. 1—габброиды; 2—гранитогнейсы; 3—кварцевые диориты; 4—плагиограниты.

Древние гранитоиды являются породами, пересыщенными глиноземом (на правой проекции диаграммы фиг. 25 векторы направлены вниз и влево). В большинстве случаев они отличаются от средних типов Дэли повышенной кислотностью, меньшим содержанием окиси калия, но высоким—окиси натрия.

Из диаграммы фиг. 26 видно, что ход кривых однонаправлен

для глинозема, окиси железа, с одной стороны, для извести и магнезии—с другой. Совершенно различен ход кривых натрия и калия. Содержание их изменяется в противоположном направлении. Нет определенной согласованности также между кривыми кремнезема и щелочей.

II. ПРЕДВЕРХНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВЫ

Породы предверхнеюрского интрузивного комплекса представлены плагиогранитами, порфиroidными плагиогранитами и аляскитовыми гранитами. К фазе дополнительных интрузивов относятся плагиогранит-порфиры, а к породам фации эндоконтактов—плагиогранодиориты и кварцевые диориты. Наибольшим распространением пользуются плагиограниты.

Предверхнеюрские гранитоиды обладают некоторыми специфическими особенностями минералогического состава.

Для пород плагиогранитного состава почти единственными главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и кварц, содержание которых испытывает значительные колебания. Из цветных минералов пироксен полностью отсутствует, а роговая обманка присутствует в контаминированных разностях и то в незначительном количестве. В резко преобладающей массе интрузивных пород калиевый полевой шпат отсутствует.

При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов, помимо появления роговой обманки, повышается основность плагиоклаза и убывает количество кварца.

Дополнительные интрузивы сохраняют основные черты минералогического состава плагиогранитов—повышенное содержание плагиоклаза, кварца и полное отсутствие калиевого полевого шпата. Но им присущи и некоторые специфические особенности, заключающиеся в более высоком содержании кварца, повышенной кислотности плагиоклаза и отсутствии роговой обманки.

В породах плагиогранитовой серии плагиоклаз, кварц и роговая обманка принадлежат к двум-трем генерациям, что

в ряде случаев доказываются непосредственными реакционными замещениями. Главная часть аксессуаров ассоциирует с минералами поздних генераций и располагается в их интерстициях.

В рассматриваемом интрузивном комплексе несколько особняком стоят аляскитовые граниты. Они отличаются от пород плагиогранитного состава повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Но количество последнего в них все же меньше, чем в нормальных аляскитах. По ориентировке оптической индикатрисы калиевый полевой шпат чаще всего близок триклинному ряду.

Из цветных минералов в гранитах встречается биотит, количество которого редко превышает 1 %.

Содержание породообразующих минералов не подвергается значительным колебаниям. Состав плагиоклаза также устойчив и часто относится к ряду альбита.

Породы жильной фазы пользуются незначительным распространением и характеризуются небольшим разнообразием петрографического состава. Они представлены плагиоаплитами, плагиоаплит-порфирами, аплитами и диорит-порфиритами. Аплиты связаны с гранитами, а остальные типы—с породами плагиогранитовой серии.

Жильные образования повторяют детали петрографического состава вмещающих их пород главной интрузивной фации. Только лейкократовые жилы отличаются повышенным содержанием кварца и в большинстве случаев полным отсутствием цветных минералов.

Акцессорные минералы плагиогранитовых пород представлены цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. В тяжелой неэлектромагнитной фракции искусственных шлихов попадают также барит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. Для дополнительных интрузивов и жильных образований типична та же ассоциация акцессорных минералов.

В гранитах и связанных с ними жильных аплитах рутил исчезает, сфен встречается в виде единичных кристаллов, а количество апатита достигает ничтожного. Для них руководящим акцессорным минералом фактически можно считать только циркон.

Во всех породах среди аксессуаров доминирующим яв-

ляется циркон. Апатит обычно преобладает над сфеном, которым подчинен рутил. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов намечается возрастание содержания апатита и сфена, но уменьшение циркона. Совершенно противоположная картина наблюдается в направлении от ранних гранитоидов к поздним и от пород главной интрузивной фации к дополнительным интрузивам и лейкократовым жильным образованиям.

Иное поведение обнаруживает рутил, количество которого не испытывает заметных колебаний в породах главной интрузивной фации и фации эндоконтактов. Однако при переходе от пород интрузивных фаз к дополнительным интрузивам и кислым жильным породам содержание его ощутимо убывает.

Одноименные акцессорные минералы пород разных фаз и фаций отличаются друг от друга рядом типоморфных особенностей. В этом отношении более или менее однообразным является сфен.

В табл. 26 даны средние химические составы последовательно образовавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса, а в табл. 27—вариации химического состава тех же пород. Петрохимические особенности их иллюстрируются диаграммами фиг. 27 и 28, составленными по данным табл. 26.

Наиболее характерной особенностью химизма пород плагиогранитного состава является низкое содержание окиси калия, чем и объясняется их резко выраженный натриевый облик. Это хорошо наблюдается и на левой проекции диаграммы фиг. 27, где векторы круты благодаря большой величине отношения натрия к калию и соответственно—числа n .

Содержание калия особенно низкое в первых двух типах, чем и обусловлено отсутствие в них калиевого полевого шпата.

Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиоров отличаются от плагиогранитов повышенным содержанием кремнезема, окиси натрия, но пониженным—окислов магния, железа и кальция, что хорошо согласуется с данными по минералогическому составу обоих типов пород. Порфировидные плагиограниты, по сравнению с плагиогранитами и плагиогранит-

Средние химические составы последовательно образовавшихся пород
предверхнеюрского интрузивного комплекса Армении

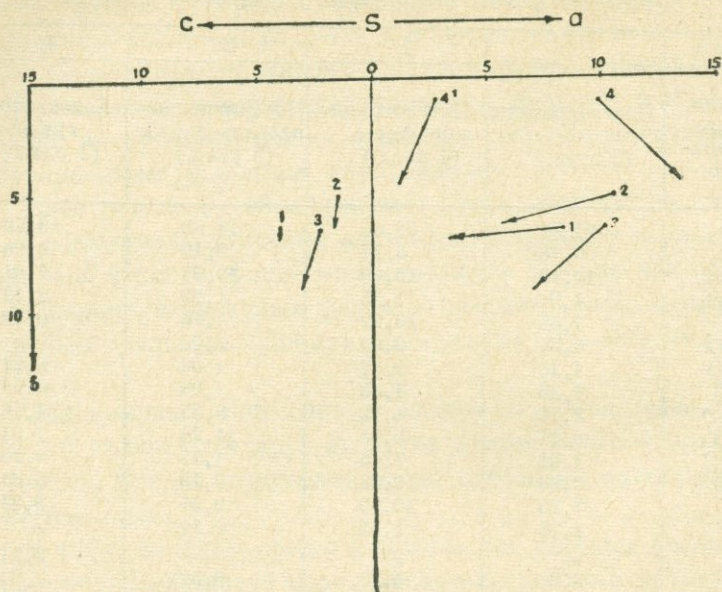
№№ п/п	1	2	3	4
Окислы и числа Завариц- кого	Плагииграниты (6 анал.)	Плагиигранит- порфиры (4 анал.)	Порфиroidные плагииграниты (5 анал.)	Аляскитовые граниты (1 анал.)
SiO ₂	71,80	76,65	73,09	80,50
TiO ₂	0,18	0,17	0,19	0,08
Al ₂ O ₃	14,49	12,60	12,94	7,94
Fe ₂ O ₃	1,90	1,35	1,29	3,13
FeO	1,65	0,92	1,75	0,29
MnO	0,04	0,01	0,01	—
MgO	1,10	0,37	1,06	0,22
CaO	3,38	1,33	1,98	0,28
Na ₂ O	3,10	4,42	3,55	4,16
K ₂ O	0,74	0,85	1,74	3,01
ППП	1,04	1,45	1,75	0,20
H ₂ O	0,35	0,23	0,40	0,03
a	7,75	10,49	9,97	9,93
c	4,15	1,49	2,39	—
c	—	—	—	2,71
b	6,66	5,18	6,52	0,90
s	81,44	82,84	81,12	86,46
a'	48,98	50,0	30,61	—
f'	47,96	37,5	41,84	—
m'	3,06	12,5	27,55	35,71
c'	—	—	—	35,71
n'	—	—	—	28,58
n	87,7	87,6	76,0	58,44

Таблица 27

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в
последовательно образовавшихся породах предверхнеюрского интрузив-
ного комплекса

Окислы	Плагииграниты (6 анал.)	Плагиигранит-пор- фиры (4 анал.)	Порфиroidные плагииграниты (5 анал.)
SiO ₂	68,90—75,24	75,99—77,13	68,71—76,22
TiO ₂	0,00—0,52	0,00—0,30	0,00—0,30
Al ₂ O ₃	11,53—16,86	11,02—14,18	11,61—15,48
Fe ₂ O ₃	0,32—3,20	0,02—2,76	0,03—2,19
FeO	0,72—2,80	0,00—1,80	0,57—3,16
MnO	0,00—0,18	0,00—0,04	0,00—0,07
MgO	0,22—1,55	0,00—0,88	0,00—2,05
CaO	2,44—4,78	0,81—1,57	0,57—3,67
Na ₂ O	2,15—3,40	3,41—5,44	2,58—4,96
K ₂ O	0,24—0,92	0,49—1,16	1,28—2,11

порфирами, содержат больше калия, в силу чего в них появляется калиевый полевой шпат.



Фиг. 27.

Диаграмма средних химических составов последовательно внедрившихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса. 1—плагиограниты; 2—плагиогранит-порфиры; 3—порфиroidные плагиограниты; 4—алаяскитовые граниты.

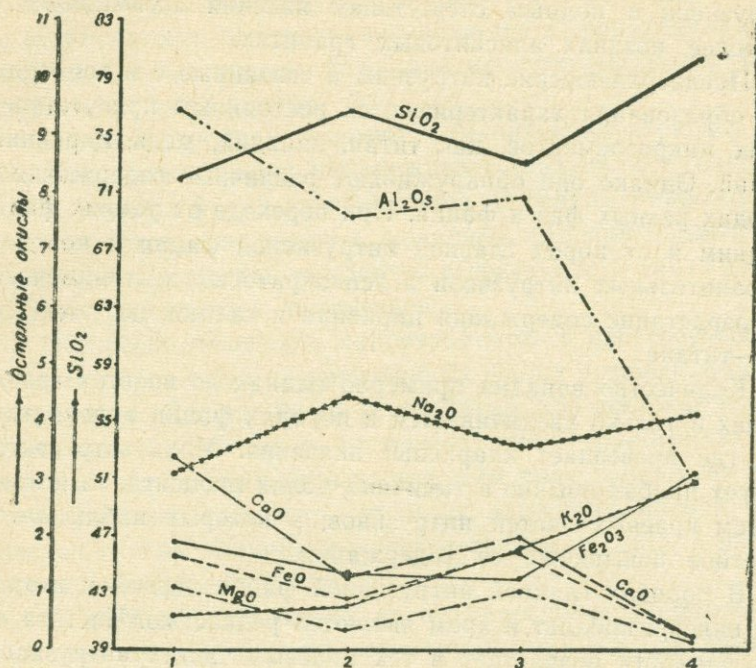
Аляскитовые граниты характеризуются высоким содержанием калия, но в них также натрий преобладает над калием. По химизму они ближе всего стоят к среднему аляскиту, отличаясь повышенной кислотностью и пониженной щелочностью.

Все типы пород отличаются повышенным количеством кремнезема, но пониженным—щелочей.

На правой проекции диаграммы фиг. 27 векторы пород первых двух фаз и дополнительных интрузивов резко наклонены вниз и влево и, следовательно, принадлежат к ряду, пересыщенному глиноземом.

На основании вышеизложенного для пород предверхнеюрского интрузивного комплекса можно отметить следующие общие петрохимические признаки: 1) отчетливо выраженный

натриевый облик; 2) повышенное содержание кремнезема, но пониженное—щелочей и, особенно, окиси калия; 3) обычно пересыщенность глиноземом.



Фиг. 28.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно внедрившихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса. Для глинозема начало координат 5%. 1—плагиограниты; 2—плагиогранит-порфиры; 3—порфириовидные плагиограниты; 4—аляскитовые граниты.

Судя по вариационной диаграмме фиг. 28, наблюдается некоторая периодичность в изменении относительного содержания петрогенных элементов. Так, количество кремнезема и окиси натрия возрастает при переходе от пород первой фазы к дополнительным интрузивам плагиогранит-порфиров, затем убывает в породах второй фазы и снова возрастает в аляскитовых гранитах. Прямо в противоположном направлении изменяется содержание окислов кальция, железа, магния и алюминия. Интересно поведение окиси калия, количество которого прогрессивно увеличивается в направлении от ранних фаз к более поздним.

Периодичность изменения содержания петрогенных элементов видна и на диаграмме фиг. 27. Это, в основном, объясняется весьма слабой контаминированностью дополнительных интрузивов и полным отсутствием явления ассимиляции в наиболее поздних аляскитовых гранитах.

Предверхнеюрские интрузивы и связанные с ними жильные образования характеризуются постоянным присутствием таких микроэлементов, как титан, ванадий, медь, цирконий, галлий. Однако они обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций. При переходе от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и лейкократовых жил намечается возрастание содержания циркония и галлия, но уменьшение—титана.

Количество ванадия примерно одинаково во всех гранитоидах и только увеличивается в породах фации эндоконтактов, где превышает кларковые значения. Медь встречается во всех пробах обычно в тысячных долях процента, за исключением краевых частей интрузивов, в которых наблюдается заметное повышение ее содержания.

В породах главной интрузивной фации первой и второй фаз никель, кобальт и хром являются редкостью. Частота их встречаемости возрастает в тех краевых частях интрузивов, которые контактируют со среднеюрскими эффузивами основного состава и характеризуются проявлением явлений ассимиляции и гибридизма. В аляскитовых гранитах они полностью отсутствуют. Все это дает основание предполагать, что отмеченные элементы из группы железа заимствовались из вмещающей среды. Главная часть ванадия из группы железа, по-видимому, привносилась из магматических источников, о чем свидетельствует его высокая и одинаковая частота встречаемости во всех без исключения породах главной интрузивной фации, жильных образованиях лейкократовой серии и аляскитовых гранитах, лишенных следов ассимиляции и гибридизма.

Некоторые микроэлементы типичны для определенных типов пород. Так, иттрий и иттербий являются характерными микроэлементами для пород главной интрузивной фации первой и второй фаз, дополнительных интрузивов и жильных об-

разованной лейкократовой серии, а олово—для аляскитовых гранитов.

Для предверхнеюрского интрузивного комплекса одним из характерных микроэлементов является и бериллий, частота встречаемости которого увеличивается в гранитоидах с повышенной кислотностью. Бериллий присутствует более чем в кларковых содержаниях.

Барий и стронций тяготеют к гранитоидам первой и второй фаз, причем барий обнаруживает тенденцию к накоплению в породах фации эндоконтактов. К редким микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден, скандий. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости цинка и свинца в эндоконтактах интрузивов.

Интересно поведение микроэлементов в акцессорных минералах пород главных интрузивных фаций предверхнеюрского возраста. Прежде всего установлено, что все акцессорные минералы, независимо от их нахождения в гранитоидах разных фаз, характеризуются постоянным присутствием из группы петрогенных элементов—кремния, алюминия, магния, кальция; из группы элементов железа—титана, железа, а из редких элементов—циркония.

Содержание некоторых из перечисленных элементов изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных акцессорных минералах разных пород. Так, количество магния в цирконах обычно меньше, чем в остальных акцессориях; в апатитах циркония больше в сравнении со сфенами и рутилами; в последних больше железа, чем в остальных акцессориях; наблюдается тенденция к нарастанию содержания алюминия в апатитах и рутилах при переходе от ранних пород к поздним и т. д.

Некоторые микроэлементы обнаруживают отчетливую связь с определенными акцессорными минералами. Например, ванадий, скандий и ниобий типичны для рутилов; гафний—для цирконов; иттрий и иттербий—для цирконов и апатитов. Лантан и церий проявляют тенденцию к накоплению главным образом в апатитах, а также в цирконах и сфенах дополнительных интрузивов и аляскитовых гранитов. Рутилы отличаются полным отсутствием лантана, церия, иттрия и иттербия, а цирконы—марганца.

К непостоянным элементам в аксессуарных минералах относятся натрий, стронций, медь, серебро, причем первые три встречены в апатитах пород первой фазы и дополнительных интрузивов.

III. НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ

В пределах Армении к нижнемеловому интрузивному комплексу относятся Алавердская и Цавская группы, а также Спитакский интрузив.

Интрузивы Алавердской группы внедрились в следующей последовательности: 1) габброиды и кварцевые габбродиориты, 2) кварцевые диориты, 3) плагиогранодиориты, 4) плагиограниты, 5) розовые граниты. Породы фации эндоконтактов кварцевых диоритов представлены кварцевыми диорит-порфиридами, роговообманковыми кварцевыми диоритами, диоритами; плагиогранодиоритов—кварцевыми и кварцсодержащими диоритами; плагиогранитов—плагиогранодиоритами. Встречаются также дополнительные интрузивы плагиогранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров.

Интрузивные породы Алавердской группы обнаруживают ряд специфических признаков минералогического состава. Для них характерно пониженное содержание цветных минералов. Последние представлены роговой обманкой, моноклинным пироксеном и биотитом, причем типоморфным цветным минералом является роговая обманка, которая отсутствует только в гранитах.

Клинопироксен типичен лишь для наиболее гибридизированных пород первой фазы, в которых он относится к авгиту и ферроавгиту. В них редко попадаются также оливин и энстатит.

Роговая обманка—обыкновенная. В кварцевых габбродиоритах она характеризуется несколько необычными для моноклинных амфиболов оптическими свойствами и близко стоит к группе ромбических разновидностей.

Редким является и биотит, который в незначительном количестве присутствует в кварцевых диоритах, и то не во всех их разновидностях. В остальных петрографических типах по-

род устанавливается либо полное отсутствие, либо ничтожное содержание биотита.

Наиболее характерной особенностью минералогического состава гранитоидов Алавердской группы является повышенное содержание плагиоклаза, кварца и отсутствие в большинстве пород калиевого полевого шпата. Количество его незначительное в плагиогранодиоритах и ничтожное в кварцевых диоритах. Среди интрузивных пород исключение составляют граниты, отличающиеся повышенным содержанием калиевого полевого шпата и пониженным—плагиоклаза. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином, редко ортоклазом.

Цавская группа сформировалась благодаря двум последовательным фазам внедрения магмы. Породы первой фазы характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них выделяются габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиогранодиориты и различные переходные типы между ними. Они отличаются от аналогичных пород нормального состава большей кислотностью плагиоклаза, несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата, но пониженным—кварца. Из цветных минералов роговая обманка является типоморфной, а биотит—редкостью. В основных типах нередко присутствует клинопироксен.

Породы второй фазы представлены гранитами, характеризующимися пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Плагиоклаз без исключения преобладает над калиевым полевым шпатом. Последний чаще всего относится к микроклину и редко ортоклазу.

Гранитоиды Спитакского массива по минералогическому составу сходны с кварцевыми диоритами Алавердской группы.

Как вытекает из вышеизложенного, породы нижнемелового интрузивного комплекса в целом также обнаруживают многие общие особенности минералогического состава, к которым относятся: 1) высокое содержание плагиоклаза и кварца; 2) меньшая основность плагиоклаза; 3) отсутствие или незначительное содержание калиевого полевого шпата в большинстве гранитоидов; 4) низкое содержание цветных минера-

лов, причем более или менее типоморфной из них является роговая обманка, пироксен появляется лишь в интенсивно контаминированных породах ранней фазы, а биотит очень редкий; 5) обычно принадлежность пироксена к ферроавгиту, а калиевого полевого шпата—к нерешетчатому микроклину, редко ортоклазу.

Однако наблюдаются и некоторые различия в минералогических признаках гранитоидов разных групп. Так, породы первой фазы Цавской группы характеризуются пониженным количеством кварца, частым присутствием пироксена и калиевого полевого шпата. Это объясняется интенсивной ассимиляцией пород первой фазы и последующим воздействием на них кислой магмы второй фазы. Иными словами, некоторые типичные для нижнемеловых интрузивов минералогические признаки здесь замаскированы последующими процессами.

Граниты второй фазы Цавской группы отличаются от подобных пород Алавердской группы большим содержанием плагиоклаза, но меньшим—калиевого полевого шпата и кварца. В первых констатируется повсеместное преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, в то время как в гранитах Алавердского района наблюдается обратное соотношение.

Одной из характерных минералогических особенностей нижнемеловых гранитоидов является принадлежность одних и тех же минералов к нескольким генерациям. Кроме того, порядок выделения минералов в породах разных фаз и фаций, а также в различных пунктах отдельных массивов иногда меняется, что вызвано явлениями ассимиляции и другими факторами.

В гранитоидах главная масса плагиоклаза выделилась раньше всех пороодообразующих минералов. В большинстве случаев он относится к трем генерациям. Устанавливаются значительные различия в составе плагиоклазов разных генераций, причем основность их уменьшается при переходе от ранних к более поздним. В каждой разновидности пород состав плагиоклаза первой и второй генераций более ощутим, чем второй и третьей. В каждом петрографическом типе пород состав плагиоклаза одной и той же генерации подвергается небольшим колебаниям. Однако пределы колебания номе-

ра плагиоклазов первой генерации более широкие, чем остальных генераций.

Роговая обманка чаще всего принадлежит к трем генерациям, которые ассоциируют с различными минералами. Роговая обманка первой генерации образует двойники. Разные генерации ее иногда отличаются друг от друга по величине угла оптических осей. В гибридных породах кварцдиоритового состава встречается роговая обманка еще одной наиболее поздней генерации, которая выделилась после кварца.

В гранитах биотит кристаллизовался после полевых шпатов и в ряде случаев после наиболее позднего кварца. Биотит этой поздней генерации отличается слабым плеохроизмом и меньшей силой дупреломления.

Калиевый полевой шпат обычно образует каемки вокруг кристаллов плагиоклаза, что является одним из характерных признаков мезозойских гранитоидов с меньшим содержанием калия. Кроме того, в ранних гранитоидах, в силу незначительного количества его, он относится к одному из наиболее поздних выделений. В гранитах констатируется более ранняя кристаллизация ортоклаза относительно микролина.

Акцессорные минералы также принадлежат к нескольким генерациям, причем преобладающая масса их выделилась после главных пороодообразующих минералов.

Оптические свойства одноименных главных пороодообразующих и акцессорных минералов часто меняются от генерации к генерации.

С нижнемеловым интрузивным комплексом связано образование разнообразных жильных пород, среди которых выделяются плагиоаплиты, плагиоаплит-порфиры, граноаплиты, среднезернистые жильные граниты, гранит-порфиры, пегматиты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты и микродиориты.

Намечается определенная зависимость между составом жильных пород и интрузивов, что свидетельствует об их тесной генетической связи. Наибольшим развитием пользуются плагиоаплиты, что объясняется бедностью гранитоидов калиевым полевым шпатом. Количество калиевого полевого шпата в них заметно возрастает с обогащением вмещаю-

щих их интрузивных пород тем же минералом. Меланократовая серия жильных пород локализована главным образом в пределах гибридизированных гранитоидов ранних фаз, с которыми обнаруживают ряд общих черт петрографического состава. Они встречаются и в значительном удалении от обнажающихся интрузивов. Жильные образования гранитного состава тяготеют в основном к районам распространения гранитных выходов.

Для лейкократовой серии жильных пород типоморфными пороодообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. В большинстве случаев плагиоклаз преобладает над кварцем, которым подчинен калиевый полевой шпат. Из цветных минералов в ничтожном количестве встречается биотит. В пределах гибридизированных участков интрузивов иногда отмечаются аплитовые жилы, содержащие роговую обманку, ассоциирующую с основным плагиоклазом. Эти минералы обязаны своим происхождением явлениям контаминации.

Жильные образования меланократовой серии характеризуются повышенным содержанием роговой обманки, отсутствием или низким количеством калиевого полевого шпата и кварца и повышенной основностью плагиоклаза. Для них биотит и клинопироксен весьма редки.

В породах жильной фазы, независимо от их кислотности, содержание главных пороодообразующих минералов испытывает широкие колебания. Это явление характерно также для одного и того же петрографического типа жильных пород из различных участков интрузива.

Типичными акцессорными минералами для главной массы нижнемеловых гранитоидов являются циркон, апатит и сфен. В тяжелой неэлектромагнитной фракции искусственных шлихов встречаются рутил, барит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, реже шеелит. Рутил в незначительном количестве появляется в кварцевых диоритах Алавердской группы и гибридизированных породах первой фазы Цавского массива.

Дополнительные интрузивы и жильные образования наследуют ассоциацию руководящих акцессориев гранитоидов. В направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной

интрузивной фации к жильным породам лейкократовой серии намечается возрастание содержания циркона и обычно уменьшение апатита и сфена.

При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от лейкократовых жильных образований к меланократовым происходит резкое убывание количества циркона и нарастание—сфена и апатита. В наиболее контаминированных породах циркон отсутствует.

В кислых гранитоидах и жилах циркон является доминирующим акцессорным минералом, второе место занимает апатит. В породах фации эндоконтактов и меланократовых жилах количественные соотношения акцессориев изменяются, причем в зависимости от интенсивности проявления процессов контаминации устанавливаются всевозможные комбинации.

Изменения в относительном содержании акцессорных минералов в породах ранних фаз более резкие, чем в гранитоидах поздних фаз, что объясняется главным образом убыванием во времени роли явлений ассимиляции в причинной зависимости от многих факторов. Вообще количество акцессориев подвергается широким колебаниям даже внутри отдельных типов пород одной и той же фазы, что является следствием их крайне неравномерного распределения в самых коротких пространственных интервалах.

Типоморфные особенности одноименных акцессорных минералов изменяются в гранитоидах разных фаз и фаций. Они нередко меняются и в породах одной и той же фазы. При возрастании степени контаминированности гранитоидов размеры апатита и сфена часто увеличиваются и, наоборот, размеры циркона уменьшаются. В породах фации эндоконтактов апатит иногда становится темноватым, вследствие пылеобразных включений черного рудного минерала. Цирконы пород поздних фаз нередко отличаются темной окрасченностью и обилием простых форм.

В табл. 28 приведены средние химические составы главных типов интрузивных пород Алавердской группы, в табл. 29—вариации химического состава тех же пород, а в табл. 30—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных типах жильных пород Алавердской группы интрузивов. Для графического изображения особенностей

химизма интрузивных пород по данным табл. 28 построены диаграммы, представленные на фиг. 29 и 30.

Таблица 28

Средние химические составы главных типов интрузивных пород Алавердской группы

Окислы и числа Заварицкого	Габбро (2 анал.)	Кв. габбро-диориты (2 анал.)	Кв. диориты (16 анал.)	Плагиогранодиориты (1 анал.)	Плагиограниты (5 анал.)	Граниты (3 анал.)
SiO ₂	51,20	53,6	62,38	66,48	71,96	76,56
TiO ₂	0,19	0,89	0,48	0,38	0,38	0,09
Al ₂ O ₃	20,32	18,50	18,15	16,34	14,39	12,09
Fe ₂ O ₃	4,28	2,10	2,21	1,55	1,63	2,23
FeO	5,96	6,58	3,30	2,77	2,18	0,24
MnO	0,15	0,08	0,06	0,68	—	0,01
MgO	4,27	3,54	2,49	0,87	0,67	0,35
CaO	9,62	7,28	5,43	3,04	2,21	0,48
Na ₂ O	2,16	3,09	3,18	4,05	3,64	3,75
K ₂ O	1,61	1,28	1,24	2,20	0,76	3,76
ППП	0,09	2,80	0,78	2,08	1,63	0,49
H ₂ O	0,03	0,08	0,18	0,22	0,01	0,09
a	6,19	9,0	9,01	11,9	8,71	13,2
c	11,57	8,0	6,66	3,8	2,57	0,5
b	19,16	16,0	11,86	8,8	9,26	3,7
s	63,08	67,0	72,47	75,5	79,46	82,6
a'	—	—	19,88	29,5	51,43	31,5
f'	53,46	54,0	43,86	54,0	36,43	54,5
m'	41,15	41,1	36,26	16,5	12,14	14,0
c'	5,39	5,9	—	—	—	—
n	83,3	78	80	74	87,8	61,5

Приведенные таблицы и диаграммы показывают, что интрузивные породы Алавердской группы характеризуются отчетливым натриевым обликом. Для них типично высокое содержание натрия, но низкое—калия.

Этот петрохимический признак особенно резко выражен у пород плагиогранитного состава. Исключение составляют граниты, отличающиеся близким содержанием щелочей. Но, как видно из последней графы табл. 29, в них также иногда натрий преобладает над калием.

Обращает на себя внимание некоторое обогащение калием габбро и кварцевых габбро-диоритов. Это обусловлено тем, что они подвергались воздействию более молодых гранитоидов.

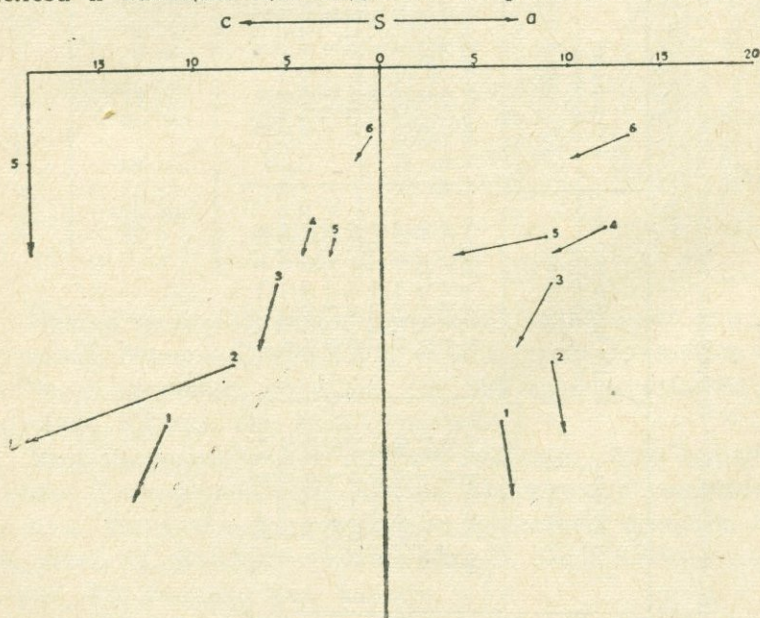
Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных типах интрузивных пород Алавердской группы

Окислы	Габбро (2 анал.)	Кварцевые габбро-диориты (2 анал.)	Кварцевые диориты (16 анал.)	Плагиогранит-порфиры (2 анал.)	Плагиограниты (3 анал.)	Граниты (3 анал.)
SiO ₂	50,50—51,90	52,78—54,52	55,29—65,60	69,22—72,76	69,80—73,40	74,42—79,50
TiO ₂	0,11—0,27	0,79—0,99	0,13—0,80	0,20	0,07—0,81	0,00—0,15
Al ₂ O ₃	19,07—21,57	17,81—19,19	16,05—20,23	15,10—16,60	13,28—15,33	9,81—13,61
Fe ₂ O ₃	3,07—5,50	0,16—4,05	0,73—4,13	1,62—3,27	1,27—2,06	0,79—3,89
FeO	5,82—6,10	6,10—7,06	2,95—3,97	0,90—1,80	1,47—3,60	0,18—0,28
MnO	0,03—0,24	0,03—0,13	0,00—0,23	—	0,00—0,02	0,00—0,03
MgO	4,22—4,32	2,21—4,88	1,72—5,47	0,69—1,43	0,30—0,40	0,10—0,72
CaO	9,24—10,00	6,80—7,76	4,07—6,37	0,95—1,21	0,85—4,03	0,23—0,67
Na ₂ O	1,76—2,56	1,68—4,50	2,21—4,26	3,04—5,48	3,20—4,31	3,18—4,37
K ₂ O	0,98—2,24	0,88—1,68	0,36—2,37	0,92—1,30	0,32—1,25	3,42—3,96

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных типах жильных пород Алавердской группы интрузивов.

№№ п/п Окислы	1		3	
	Плаггиоаплиты (3 анал.)		Граноаплиты, пегматиты (2 анал.)	
			3	
			Диорит-порфириты (кварцевые и бескварцевые) (3 анал.)	
SiO ₂	73,20—79,18		73,20—74,30	55,98—62,29
TiO ₂	0,06—0,07		0,10—0,24	0,43—0,63
Al ₂ O ₃	11,50—15,83		13,65—15,58	16,13—18,13
Fe ₂ O ₃	1,73—2,36		1,67—1,76	2,40—3,34
FeO	0,00—0,80		0,88—0,95	2,72—4,21
MnO	0,00—0,10		0,04—0,16	0,08—0,15
MgO	0,00—0,63		0,54—0,55	2,47—4,90
CaO	0,92—1,95		0,93—0,99	1,92—6,54
Na ₂ O	4,42—5,08		2,52—3,17	3,6—5,6
K ₂ O	1,98—2,42		4,32—5,04	0,58—1,87

Для гранитоидов характерно также повышенное содержание кремнезема, но пониженное—щелочей, окислов магния, железа и кальция. Как видно из направления векторов на



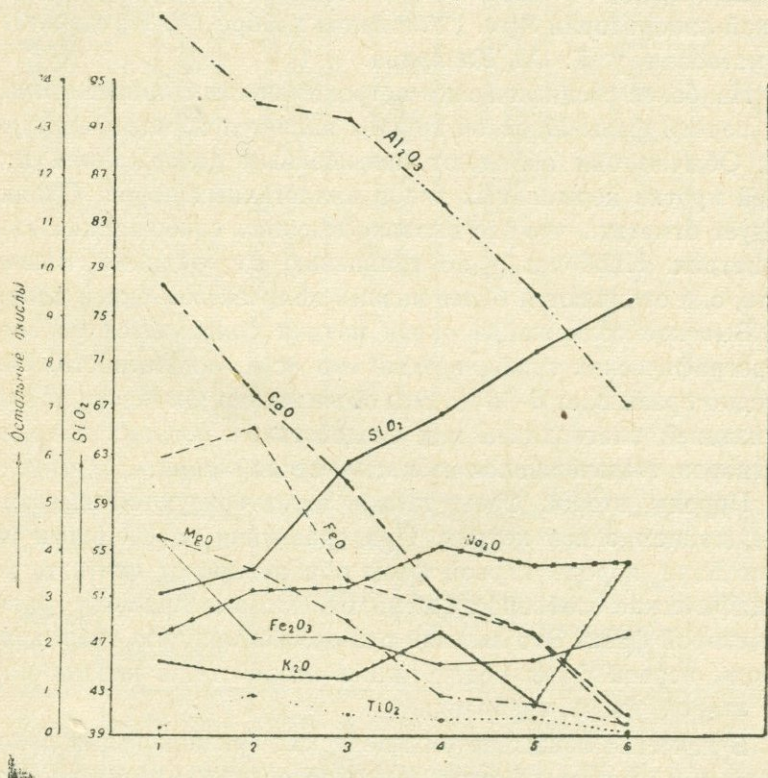
Фиг. 29.

Диаграмма средних химических составов главных типов интрузивных пород Алавердской группы. 1—габбро; 2—кварцевые габбро-диориты; 3—кварцевые диориты; 4—плаггиогранодиориты; 5—плаггиограниты; 6—граниты.

правой проекции диаграммы фиг. 29, они относятся к ряду, пересыщенному глиноземом.

Породы жильной фазы характеризуются почти теми же петрохимическими признаками, что и гранитоиды (см. табл. 30). Натриевый облик у них выражен более резко, чем у пород интрузивной фазы. Только граноаплиты и пегматиты отличаются кали-натриевым характером.

Диаграммы фиг. 29 и 30 показывают, что интрузивный магматизм характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении содержания кремнезема и уменьшении количества глинозема, извести, окислов железа и магния.



Фиг. 30.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно внедрившихся интрузивных пород Алавердской группы. Для глинозема начало координат 5%. 1—габбро; 2—кварцевые габбро-диориты; 3—кварцевые диориты; 4—плаггиогранодиориты; 5—плаггиограниты; 6—граниты.

При переходе от основных типов к кислым содержание окиси натрия возрастает, а затем остается почти постоянным. В изменении относительного содержания окиси калия наблюдается некоторая периодичность.

В табл. 31 сведены средние химические составы главных типов интрузивных пород Цавской группы, в табл. 32 даны пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в этих же породах, в табл. 33—химические составы последовательно внедрившихся интрузивных пород Цавской группы, а в табл. 34—химические анализы наиболее распространенных пород Спитакского массива, произведенные в химической лаборатории Арм. ГУ. Анализ габбро (№ 1 в табл. 31) заимствован у Г. А. Казаряна.

Наиболее специфическим петрохимическим признаком пород первой фазы Цавской группы является их щелочной уклон. Обычно они обладают повышенным содержанием щелочей против нормальных типов аналогичных пород. Однако следует отметить, что это вызвано высоким содержанием окиси натрия. Наоборот, по сравнению со средними типами Дэли, они отличаются более низким количеством окиси калия.

Высокое содержание окиси натрия сохраняется во всех петрографических типах, независимо от их кислотности. Оно нередко превышает 5—6 %. Это объясняется интенсивной албитизацией плагиоклаза под воздействием богатых натрием растворов, выделившихся из магмы второй фазы.

Породы второй фазы также характеризуются высоким содержанием окиси натрия. При сравнении со средними типами Дэли породы первой фазы обнаруживают почти те же специфические особенности химизма, которые присущи гранитам второй фазы. Это лишний раз доказывает, что гибридные породы первой фазы подвергались воздействию кислой магмы второй фазы внедрения.

В качестве общих петрохимических признаков для пород обеих фаз следует отметить высокое содержание окиси натрия, отчасти кремнезема, повышенную величину чисел a , n , но пониженное количество окиси калия, извести и пониженную величину числа c против средних типов Дэли.

Содержание окислов петрогенных элементов в породах первой фазы испытывает исключительно широкие колебания

Средние химические составы главных типов интрузивных пород
Цавской группы

№№ п/п	1	2	3	4	5	6
Оксиды и числа Зависа- цкого	Габбро (1 анал.)	Габбро- диориты (3 анал.)	Диориты (3 анал.)	Кварце- вые дио- риты (3 анал.)	Плагиогра- нодиориты, гранодио- риты (3 анал.)	Граниты (4 анал.)
SiO ₂	48,18	54,13	57,94	12,06	66,29	71,23
TiO ₂	0,55	1,21	1,15	0,58	0,59	0,36
Al ₂ O ₃	19,98	16,20	18,59	17,18	15,89	14,78
Fe ₂ O ₃	2,27	4,32	2,60	3,31	2,20	2,35
FeO	6,71	5,72	3,08	2,04	2,72	1,46
MnO	0,17	0,21	—	0,09	0,06	0,03
MgO	5,99	3,22	1,84	1,48	1,21	0,26
CaO	7,82	6,19	5,09	4,44	1,97	1,24
Na ₂ O	4,23	4,29	4,84	4,23	5,42	4,99
K ₂ O	0,31	1,62	1,49	2,19	2,04	2,62
H ₂ O	0,56	0,11	0,63	0,43	0,66	0,52
ППП	3,34	2,30	1,35	1,28	0,51	0,27
a	10,4	12,2	14,2	12,9	14,7	14,4
c	9,2	5,2	6,4	5,5	2,4	1,4
b	20,9	17,8	8,8	7,7	8,1	5,8
s	59,5	64,8	70,6	73,9	74,8	78,4
a'	—	—	—	—	19,8	34,1
f'	43,1	53,8	61,5	65,1	55,3	57,9
m'	51,9	31,2	36,9	33,9	24,9	8,0
c'	5,0	15,0	1,6	1,0	—	—
n	95,7	80,2	82,8	74,6	80,5	74,3

Таблица 32

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в
в главных типах интрузивных пород Цавской группы.

№№ п/п	1	2	3	4	5
Оксиды	Габбро и габбро-дио- риты (4 анал.)	Диориты (3 анал.)	Кварцевые диориты (3 анал.)	Плагиогра- нодиориты и гранодио- риты (3 анал.)	Граниты (4 анал.)
SiO ₂	48,18—55,0	57,25—58,38	60,49—63,71	64,26—67,71	70,79—71,92
TiO ₂	0,55—1,42	0,99—1,46	0,30—0,94	0,26—1,00	0,29—0,46
Al ₂ O ₃	14,96—19,98	17,20—21,33	16,20—18,95	15,15—17,05	14,06—16,29
Fe ₂ O ₃	2,27—5,99	2,00—2,96	2,09—4,48	0,00—4,54	1,58—3,17
FeO	4,46—8,15	2,07—3,59	0,38—3,35	1,38—4,52	0,32—2,48
MnO	0,16—0,28	—	0,00—0,14	0,00—0,09	0,00—0,05
MgO	2,48—5,99	1,78—1,93	0,47—2,54	0,38—2,04	0,00—0,51
CaO	5,65—7,82	4,48—6,21	2,87—6,24	0,71—2,69	0,56—2,20
Na ₂ O	3,93—4,90	4,36—5,14	2,31—6,20	5,16—5,87	3,64—6,02
K ₂ O	0,31—2,91	1,12—1,70	1,79—2,60	1,21—2,58	1,23—3,92

Таблица 33

Химические составы последовательно внедрившихся интрузивных пород Цавской группы

Окислы	Породы первой фазы		Породы второй фазы		Числа Заварицкого	Породы первой фазы	Породы второй фазы
	Среднее из 13 анал.	Пределы колебания	Среднее из 4 анал.	Пределы колебания		Среднее из 12 анал.	Среднее из 4 анал.
SiO ₂	59,19	48,18—67,71	71,23	70,79—71,92	a	13,5	14,4
TiO ₂	0,86	0,26—1,46	0,36	0,29—0,46	c	5,1	1,4
Al ₂ O ₃	17,20	14,96—21,3	14,78	14,06—16,29	b	11,1	5,8
Fe ₂ O ₃	3,07	2,0—5,99	2,35	1,58—3,17	s	70,3	78,4
FeO	3,65	0,38—8,15	1,46	0,32—2,48	a'	—	34,1
MnO	0,10	0,00—0,28	0,03	0,00—0,05	f'	57,3	57,9
MgO	2,25	0,38—5,99	0,26	0,00—0,51	m'	35,6	8,0
CaO	4,67	0,71—7,82	1,24	0,56—2,20	c'	7,1	—
Na ₂ O	4,66	2,31—6,20	4,99	3,64—6,02	n	79,2	74,3
K ₂ O	1,86	0,31—2,91	2,62	1,23—3,92			

Таблица 34

Химические анализы пород Спитакского интрузива

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
56	62,40	0,10	18,20	1,00	4,30	—	2,53	5,59	4,18	1,87	0,14
20	61,48	1,10	16,05	0,20	4,83	—	1,32	5,59	5,80	1,55	0,40

(табл. 33), что обусловлено интенсивным проявлением процессов ассимиляции и гибридизма. Количество их более устойчиво в гранитах второй фазы.

Как следует из табл. 34, кварцевые диориты Спитакского интрузива также характеризуются высоким содержанием окиси натрия, но низким—окиси калия.

Таким образом, гранитоиды нижнемелового интрузивного комплекса обнаруживают следующие общие признаки химического состава: 1) отчетливый натриевый облик; 2) обычно принадлежность к ряду, пересыщенному глиноземом; 3) повы-

шенное содержание окиси натрия, часто кремнезема, но пониженное—окислов калия, часто кальция, магния и железа.

При общем сходстве нижнемеловых гранитоидов разных районов устанавливаются и некоторые различия в их петрохимических признаках. Например, однотипные породы Цавской группы отличаются от таковых Алавердского района повышенной величиной числа *a* и более высоким содержанием натрия. Поэтому у первых натриевый характер более резко выражен. В этом отношении кварцевые диориты Спитакского интрузива близко подходят к подобным породам Цавской группы. Цавские граниты отличаются от аналогичных пород Алавердского района большим количеством окиси натрия, меньшим—кремнезема и окиси калия. Как видно из последней графы табл. 33, в них содержание окиси калия сильно убывает и они приобретают состав плагиогранитов.

Все эти общие и отличительные петрохимические особенности нижнемеловых гранитоидов разных районов Армении хорошо согласуются с данными по их минералогическому составу (см. выше).

Одним из существенных геохимических признаков пород нижнемелового интрузивного комплекса является повсеместное распространение титана, ванадия, меди, циркония, галлия. Они установлены почти во всех анализированных пробах данной породы, за исключением габброидов Алавердской группы и наиболее гибридизированных пород фации эндоконтактов первой фазы Цавского массива, в которых частота встречаемости последних трех микроэлементов заметно спадает. Выявляется четкая картина большого сходства частоты встречаемости ведущих микроэлементов гранитоидов и жильных пород, что свидетельствует об общности их происхождения.

Содержания ведущих микроэлементов меняются в породах разных фаз и фаций. Так, в направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к лейкократовым жильным образованиям намечается тенденция к возрастанию содержания циркония и галлия, но уменьшению—титана и ванадия. Обратная картина наблюдается при переходе от гранитоидов главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от ранних жильных пород к более мо-

лодым. Содержание меди резко возрастает в краевых частях интрузивов. В породах главной интрузивной фации ванадий и титан присутствуют в кларковых и нижекларковых содержаниях, а в гибридных образованиях фации эндоконтактов выше кларков. Противоположную тенденцию нередко обнаруживают галлий и цирконий. В краевых частях интрузивов медь встречается в резко повышенных против кларка количествах.

К типичным микроэлементам интрузивных и жильных пород относятся бериллий, иттрий и иттербий, частота встречаемости которых возрастает в направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к дополнительным интрузивам и жильным образованиям лейкократовой серии. Бериллий и иттербий обычно присутствуют более чем в кларковых содержаниях, а иттрий—ниже.

Цинк, свинец и барий обнаруживают тенденцию к накоплению в периферических частях интрузивов. Никель, кобальт и хром являются типичными микроэлементами для пород ранних фаз, фаций эндоконтактов и жильных образований с повышенной основностью. Содержания их находятся в причинной зависимости от интенсивности проявления процессов ассимиляции и гибридизма. В гранитах и связанных с ними жилах никель, кобальт и хром полностью отсутствуют. В наиболее контаминированных породах отмечаются повышенные по сравнению с кларками содержания указанных элементов в несколько десятков раз. По частоте встречаемости и количеству первое место обычно занимает никель, затем идут кобальт и хром.

К непостоянным микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден, стронций, олово, скандий, серебро, церий, лантан, вольфрам и гафний.

В акцессорных минералах установлено наличие 25 элементов, причем наибольшее количество их наблюдается в цирконах и апатитах, а наименьшее—в рутилах. К постоянным микроэлементам в акцессорных минералах относятся кремний, алюминий, магний, кальций, титан, железо, цирконий, содержание которых изменяется как в различных акцессорных минералах, так и в одноименных акцессориях разных пород. Намечается тенденция к возрастанию содержания магния,

железа и титана в аксессуарных минералах пород ранних фаз и жильных образований меланократовой серии.

Цирконы постоянно содержат гафний, рутилы—ванадий, апатиты—церий и лантан. Эти редкие элементы за исключением гафния встречаются и в других аксессуарных минералах. Особенно церий и лантан связаны также с цирконами и сфенами. Намечается тенденция к нарастанию содержания гафния в цирконах при переходе от ранних пород к поздним и жильным образованиям лейкократовой серии. Из редких элементов ниобий обнаруживает тенденцию к накоплению в рутилах и сфенах, а иттрий и иттербий—во всех аксессуориях, кроме рутилов.

В аксессуарных минералах, помимо вышеотмеченных элементов, встречаются марганец, скандий, барий. Некоторые элементы всегда являются непостоянными. К ним относятся натрий, стронций, мышьяк, сурьма, серебро, свинец, цинк и молибден.

IV. ОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы офиолитовой формации представлены дунитами, перидотитами, пироксенитами, троктолитами, анортозитами и габброидами. Дуниты состоят из доминирующего оливина и хромшпинелидов.

Среди перидотитов по минералогическому составу выделяются лерцолиты, гарцбургиты, верлиты и саксониты. В минералогическом составе их в разных сочетаниях и количествах присутствуют оливин, энстатит, клиноэнстатит, хромэнстатит, гиперстен, бронзит, диалаг, авгит, хромшпинелиды.

Пироксениты пользуются ограниченным развитием. Типичные минералы этих пород: диалаг, авгит, энстатит. Встречаются также оливин и хромшпинелиды.

Во всех гипербазитах широкое распространение имеют серпентиниты, в минералогическом составе которых, помимо преобладающего серпентина, участвуют карбонат, хлорит, хромшпинелиды, магнетит, гематит, иногда иддингсит.

Основные породы представлены различными габбро, норитами, габбро-норитами, троктолитами и анортозитами. К

главным породообразующим минералам относятся плагиоклаз, клино- и ортопироксены, роговая обманка и оливин. Акцессории—магнетит, редко ильменит, апатит, хромшпинелиды. Состав плагиоклаза не подвергается большим колебаниям и обычно соответствует лабрадору, только в троктолитах и анортозитах доходит до битовнита.

В табл. 35 даны средние химические составы главных типов пород офиолитовой формации Армении, в табл. 36—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах, в табл. 37—средние химические составы последовательно образовавшихся пород той же формации. В последней графе табл. 37 приведен средний состав офиолитовой формации, вычисленный с учетом объемных соотношений различных петрографических типов пород. Согласно табл. 37 построены диаграммы, представленные на фиг. 31 и 32.

Таблица 35

Средние химические составы главных типов пород офиолитовой формации Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Окислы	Дуни- ты (6 анал.)	Перидо- титы (6 анал.)	Пироксе- ниты (3 анал.)	Серпен- тиниты (11 анал.)	Анорто- зиты (2 анал.)	Габбро- иды (18 анал.)	Габбро- иды эоцена (5 анал.)
SiO ₂	36,07	38,28	43,80	38,08	41,20	45,80	49,75
TiO ₂	—	0,01	0,01	—	0,27	0,36	1,02
Al ₂ O ₃	0,82	2,60	4,36	2,80	38,37	22,26	19,62
Fe ₂ O ₃	4,64	5,59	3,03	5,15	4,61	3,07	2,85
FeO	3,77	3,60	3,30	1,44	—	4,63	7,36
MnO	0,21	0,10	0,10	0,04	0,08	0,09	0,29
MgO	42,72	36,54	27,42	36,02	4,24	6,61	3,37
CaO	0,28	1,81	11,10	2,23	19,46	14,27	8,13
Na ₂ O	0,25	0,24	0,32	0,05	0,78	1,12	3,45
K ₂ O						0,72	1,40

Рассмотрение приведенных таблиц, диаграмм и имеющих в литературе химических анализов показывает, что сравнительно со средними типами по Дэли породы офиолитовой формации отличаются: 1) пониженным содержанием кремнезема и окисла титана; 2) обычно резко пониженной щелочностью; 3) в большинстве случаев пониженным количеством

Таблица 36

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных типах пород
офиолитовой формации Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Окислы	Дуниты (6 анал.)	Перидотиты (6 анал.)	Пироксениты (3 анал.)	Серпентиниты (11 анал.)	Анортозиты (2 анал.)	Габброиды (18 анал.)	Габброиды эоцена (5 анал.)
SiO ₂	32,96—40,40	36,72—41,90	34,56—50,52	32,36—41,46	38,00—44,4	41,12—53,86	47,90—50,60
TiO ₂	0,00—0,04	0,00—0,02	0,00—0,02	0,00—0,09	0,12—0,43	0,00—1,36	0,91—1,30
Al ₂ O ₃	0,15—1,72	1,78—10,18	0,58—5,83	0,35—5,89	23,41—53,33	13,73—22,88	16,77—21,37
Fe ₂ O ₃	1,12—12,05	1,40—7,34	4,85—6,57	1,15—6,40	4,51—4,71	0,22—7,08	2,60—3,08
FeO	1,88—7,33	1,54—6,26	2,54—3,82	1,56—2,63		4,02—8,76	5,06—8,76
MnO	0,06—0,49	0,09—0,12	0,0—0,41	0,07—0,16	0,07—0,09	0,00—0,83	0,20—0,42
MgO	39,15—47,21	27,90—39,25	17,29—37,30	28,98—39,48	4,02—4,47	2,74—9,85	2,74—4,16
CaO	0,20—0,66	0,71—3,63	0,53—20,07	0,38—13,70	15,80—23,13	6,49—21,68	7,50—8,97
Na ₂ O	0,09—1,22	0,13—0,70	0,00—1,25	0,00—0,30	0,00—1,57	0,16—4,50	2,50—4,50
K ₂ O						0,28—1,66	1,10—1,66

Таблица 37

Средние химические составы последовательно образовавшихся пород
офиолитовой формации Армении

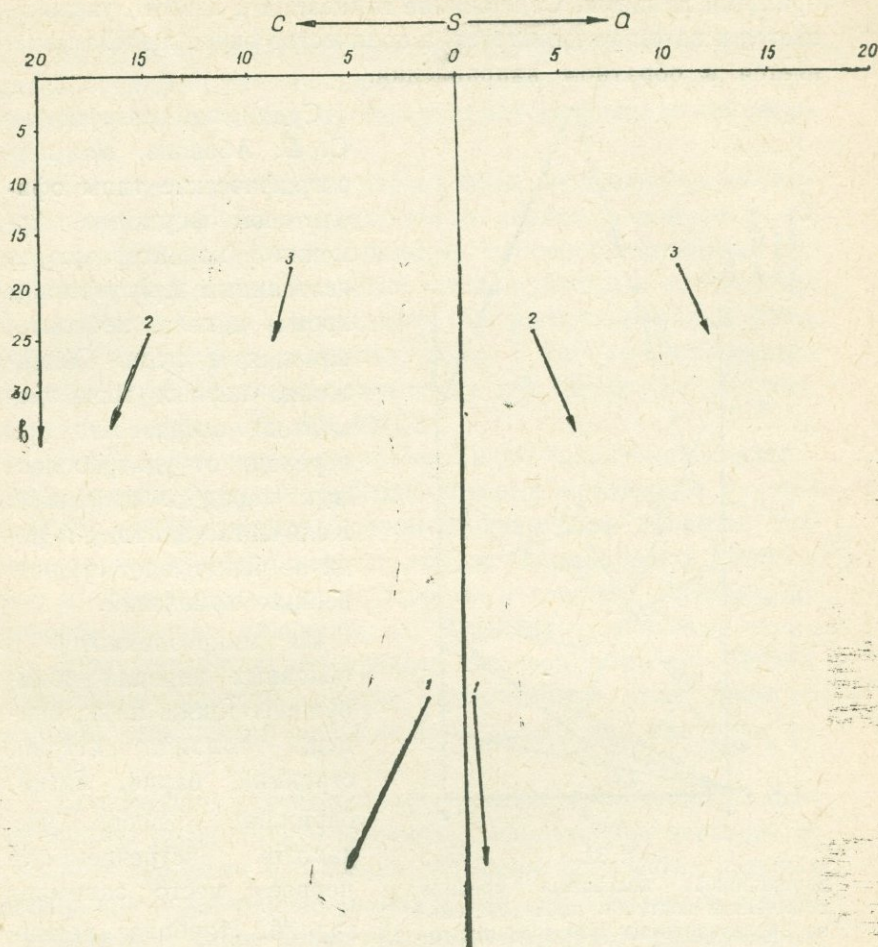
Окислы и числа Заварниц- кого	Гипербазиты (26 анал.)	Габброиды (18 анал.)	Габброиды эоцена (7 анал.)	Средний состав пород офиоли- товой формации (51 анал.)
SiO ₂	39,57	45,80	51,75	42,68
TiO ₂	—	0,36	0,68	0,18
Al ₂ O ₃	2,66	22,26	18,74	12,46
Fe ₂ O ₃	4,90	3,07	3,74	3,98
FeO	3,10	4,63	5,98	3,86
MnO	0,10	0,09	0,19	0,09
MgO	34,38	6,61	3,56	20,49
CaO	4,68	14,27	7,98	9,47
Na ₂ O	0,15	1,12	3,61	0,63
K ₂ O	0,07	0,72	1,36	0,39
ППП	0,71	2,15	1,62	5,93
H ₂ O	0,62	0,30	0,90	0,60
а	0,5	3,7	10,6	1,8
с	1,5	14,8	8,0	7,2
б	59,5	24,5	18,4	44,5
с	38,5	57,0	63,0	46,5
f'	11,5	31,5	52,0	15,7
m'	82,5	50,0	34,5	75,4
c'	6,0	18,5	13,5	8,9
n	75	72	79,5	71,5

известии и общей суммы окислов железа. Расхождение в содержании щелочей уменьшается с увеличением кислотности пород.

Габброиды достоверного эоцена отличаются от аналогичных пород верхнего мела повышенным количеством кремнезема, окислов натрия, калия, титана, железа, но пониженным—окислов магния, алюминия и кальция. В противоположность аналогичным породам мезозоя, они обладают повышенной кислотностью и щелочностью против среднего типа по Дэли. Габброиды офиолитового пояса мезозоя, по сравнению с подобными породами, ассоциирующимися с гранитоидами того же возраста, отличаются большим количеством глинозема, известии, окисла магния и меньшим—остальных окислов. Такое расхождение объясняется их различным генезисом.

Все породы офиолитовой формации относятся к нормальному ряду. Средний взвешенный состав пород этой формации, как видно из последней графы табл. 37, близок к перидотитам.

Как следует из диаграммы фиг. 32, в последовательно формирующихся породах гипербазитового пояса наблюда-

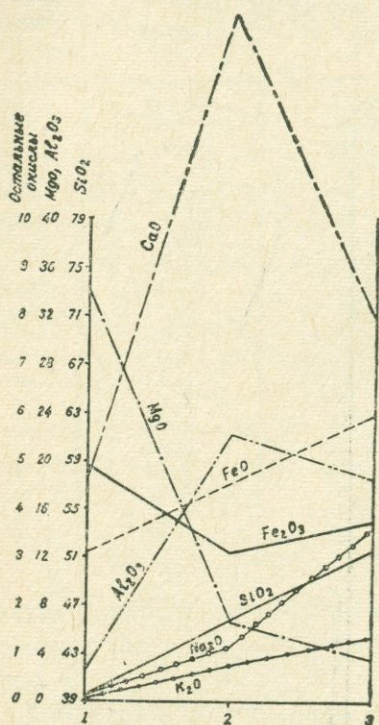


Фиг. 31.

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся пород офиолитовой формации Армении. 1—гипербазиты; 2—габброиды; 3—габброиды эоцена.

ется пестрота изменения в относительном содержании окислов петрогенных элементов. При переходе от древних членов к более молодым возрастает содержание кремнезема, окислов калия, натрия, двухвалентного железа, но убывает коли-

чество окисла магния. Интересно, что кривые кремнезема, окислов калия и двухвалентного железа представлены почти прямыми линиями. Содержание глинозема и извести увеличивается и затем уменьшается, а количество окиси железа изменяется в обратном направлении.



Фиг. 32.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся пород офиолитовой формации Армении. 1—гипербазиты; 2—габброиды; 3—габброиды эоцена.

Судя по материалам С. Б. Абовяна, все петрографические типы офиолитовой формации Армении характеризуются постоянным присутствием хрома, никеля, кобальта, ванадия и меди. Содержание первых трех элементов возрастает при переходе от ультраосновных пород к основным. Количество ванадия и меди не испытывает существенных изменений.

Из микроэлементов в основных породах обнаружены также цинк, свинец, галлий, иттрий, стронций, барий, литий, бериллий, серебро. По частоте встречаемости первое место занимает галлий. Наиболее редкими являются бериллий, серебро, затем литий, иттрий и свинец.

V. ТРЕТИЧНЫЕ ИНТРУЗИВЫ

На территории Армении наиболее широким развитием пользуются третичные гранитоиды. В северо-западной части

республики они образуют Памбако-Базумскую группу, а в южной части—Мегринскую, Баргушатскую и Айюцзорскую группы.

Интрузивы Памбако-Базумской группы сложены самыми разнообразными типами пород от основных до кислых и щелочных и целым рядом промежуточных разновидностей между ними.

Среди основных пород первой фазы внедрения выделяются габбро-пироксениты и различные габбро, в том числе их шаровые разновидности. Главными породообразующими минералами этих пород являются клинопироксен и плагиоклаз. Встречаются также оливин, энстатит, роговая обманка, реже биотит. Аксессуары—магнетит, сфен. В габбро-пироксенитах плагиоклаз принадлежит битовниту (№ 85—94), в габброидах—лабрадору (№ 60—68).

Наибольшее распространение имеют гранитоидные интрузивы второй фазы, в строении которых принимают участие габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцодиориты, тоналиты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), гранодиориты и граниты. Главные породообразующие минералы их: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, клинопироксен, роговая обманка, биотит. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ортит. В породах повышенной основности последние два минерала исчезают.

Содержание перечисленных главных породообразующих минералов колеблется в широких пределах. При переходе от габбро к гранитам происходит убывание количества цветных минералов и увеличение кварца и калиевого полевого шпата.

Для всех типов пород обычно характерно одновременное присутствие трех цветных минералов—клинопироксена, роговой обманки и биотита. Только в гранитах исчезает клинопироксен. С другой стороны, даже в самых основных породах в том или ином количестве содержатся кварц и калиевый полевой шпат. Последний относится к ортоклазу и анортоклазу.

Состав плагиоклаза испытывает широкие колебания—от олигоклаза (№ 26) до лабрадора (№ 68). В основных и средних породах ядро зонарных кристаллов нередко отвечает би-

товниту и анортиту. Некоторые крупные кристаллы характеризуются обратной зонарностью.

Плагиоклазы с обратной зонарностью часто образуются при быстром охлаждении магмы в случае наличия явлений переохлаждения. Однако таковые в наших гранитоидах встречаются на участках распространения ксенолитов основных вулканогенных пород и своим возникновением обязаны процессам ассимиляции.

По-видимому, благодаря ассимиляции посторонних пород возростала основность магмы и потому вокруг выделившихся до ассимиляции кристаллов плагиоклаза отлагались более основные оболочки, а затем кислые.

В основных породах встречаются необычные зонарные кристаллы, которые состоят из центральных и внешних кислых оболочек и средних основных, причем средние оболочки имеют неправильные разъединенные контуры. Такую зонарность можно рассматривать как следствие реакционных взаимоотношений между последующими и предшествующими зернами плагиоклаза. В пользу такого соображения говорит нахождение в ядрах некоторых кристаллов плагиоклаза мелких незамещенных реликтов ранее выкристаллизовавшихся основных зерен.

Минералогический состав пород третьей фазы представлен доминирующим калиевым полевым шпатом, олигоклазом, роговой обманкой и биотитом. Встречается амфибол гастингситового характера. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, реже турмалин.

В строении щелочных интрузивов участвуют обычные щелочные и нефелиновые сиениты, фельдшпатолиты, сиенито-диориты и габбро-сиениты. В минералогический состав сиенитов входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), обыкновенная роговая обманка, биотит, реже клинопироксен.

При переходе от сиенитов к фельдшпатолитам и щелочным сиенитам резко возрастает содержание калиевого полевого шпата, уменьшается основность плагиоклаза и обыкновенная роговая обманка сменяется щелочными амфиболами. Последние представлены гастингситом, реже арфведсонитом.

В щелочных сиенитах встречается также одноосный амфибол.

Нефелиновые сиениты отличаются от щелочных сиенитов наличием нефелина, анальцима и эгирина-авгита. Псевдолейцитовые сиениты характеризуются выделениями псевдолейцита, состоящего из ортоклаза и нефелина.

Для щелочных пород типична богатая ассоциация акцессорных минералов, представленная, по А. Г. Мидяну, сфеном, цирконом, циртолитом, апатитом, ортитом, пирохлором, оранжитом, торитом, монацитом, флюоритом, топазом. Из рудных аксессуаров в них присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, молибденит, вольфрамит, шеелит, самородное золото, олово, свинец. Тот же автор отмечает, что сфен является одним из самых распространенных акцессорных минералов щелочных пород, содержание которого иногда достигает 10—15 %. Его количество особенно возрастает в гибридизированных меланократовых разностях. Циркон встречается в виде рассеянных кристаллов, бесцветных или окрашенных. Формы последних более разнообразны по сравнению с бесцветными.

Гранитоиды Памбако-Базумской группы характеризуются наличием реакционных взаимоотношений, играющих существенную роль в познании последовательности выделения минералов (С. И. Баласаян, 1953, 1957⁴).

На основании реакционных взаимоотношений с учетом других структурных особенностей минералов установлено, что из пороодообразующих минералов биотит имеет необычное поведение. Он проявляет тенденцию к выделению почти на всем протяжении кристаллизации магмы после оливина и ортопироксенов. Биотит кристаллизовался после клинопироксена и частично до него, после роговой обманки, совместно с ней и до нее, до лабрадора и калиевого полевого шпата, а также после них.

В большинстве случаев возрастание содержания биотита сопровождается одновременным убыванием количества амфибола. В тех типах пород, в которых роль амфибола резко падает, клинопироксен непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию.

В щелочных сиенитах биотит является более ранним вы-

делением, чем амфибол. Однако происходила частичная кристаллизация амфибола с биотитом и биотита после амфибола.

Необычное поведение биотита объясняется главным образом химической природой магмы и ее развитием в конкретных геологических условиях.

В интрузивных породах другие минералы также принадлежат к нескольким генерациям. В них, в противоположность мезозойским гранитоидам, главная масса цветных минералов кристаллизовалась раньше плагиоклаза. В породах с повышенным содержанием калия калиевый полевой шпат иногда выделялся совместно с плагиоклазом.

Породы жильной фазы Памбако-Базумской группы интрузивов также характеризуются большим разнообразием петрографического состава. В связи с гранитоидами возникли аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры, монцититы, диорит-порфириты, микродиориты, габбро-порфириты, реже мелкозернистые габбро.

К главным минералам аплитов и пегматитов относятся калинатровый полевой шпат и кварц, которым резко подчинены плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз) и биотит. Аксессуары: черный рудный минерал, циркон, апатит, сфен, реже ортит, турмалин.

Крупные аплитовые жилы, пересекающие габброиды первой фазы, в силу ассимиляции основного материала имеют состав плагиоаплитов. В отличие от обычных аплитов, в них появляется роговая обманка, резко убывает содержание калиевого полевого шпата, возрастает количество и основность плагиоклаза до лабрадора.

При переходе от лейкократовых жильных образований к меланократовым качественный минералогический состав в основном сохраняется, но изменяются количественные соотношения породообразующих минералов. Для них типичны плагиоклаз (андезин, иногда лабрадор), роговая обманка, иногда клинопироксен. Но часто встречаются и характерные минералы лейкократовой серии жильных пород—калинатровый полевой шпат, биотит, кварц. Некоторое изменение происходит в составе аксессуарных минералов—исчезают циркон, ортит и турмалин.

Наиболее богатая ассоциация минералов констатирует-

Средние химические составы однотипных интрузивных пород третичного возраста из различных пунктов Северо-Западной части Армении

Окислы и числа Заварицкого	Г р а н и т ы		Г р а н о д и о р и т ы			Г р а н и т о и д ы			Щелочные сиениты	
	Степанаван (4анал.)	Геджали (1анал.)	Степанаван (Занал.)	Геджали (2анал.)	Памбак (2анал.)	Геджали (8 анал.)	Халаб (5анал.)	Памбак (16 анал.)	Геджали (2анал.)	Памбак (15анал.)
SiO ₂	74,68	74,26	65,88	68,27	65,47	60,12	60,57	61,04	59,33	60,26
TiO ₂	0,31	0,28	0,47	0,57	0,58	0,79	0,80	0,55	0,62	0,23
Al ₂ O ₃	10,68	12,28	14,69	15,26	16,31	16,60	13,15	17,65	18,49	18,13
Fe ₂ O ₃	3,60	2,77	2,03	2,97	2,11	3,25	4,98	2,64	2,39	2,71
FeO	0,72	1,43	4,04	2,82	2,46	5,13	3,78	3,12	2,22	1,65
MnO	0,02	0,01	0,11	0,07	0,10	0,11	0,15	0,11	0,10	0,12
MgO	0,93	1,50	1,85	2,17	4,06	3,15	3,77	3,01	1,39	1,08
CaO	1,72	1,56	3,11	3,96	3,57	6,52	6,56	5,07	3,25	3,26
Na ₂ O	2,26	1,05	3,12	2,04	3,63	2,09	2,63	3,71	4,19	4,40
K ₂ O	4,48	4,16	2,51	3,34	2,00	2,38	2,53	2,39	7,11	5,67
ППП	0,65	0,42	1,37	0,55	1,02	0,49	0,72	0,89	0,73	0,97
H ₂ O	0,07	—	0,39	0,05	0,06	0,12	0,21	0,15	—	—
a	11,20	8,00	10,50	9,10	10,50	8,20	11,40	11,80	20,00	18,60
c	1,20	1,80	3,70	4,70	4,10	7,20	2,80	6,10	2,60	3,30
b	5,60	9,90	10,30	10,20	12,90	14,20	18,70	10,70	8,30	6,80
s	82,00	80,30	75,50	76,00	72,50	70,40	67,10	71,40	69,10	71,30
a'	—	40,40	15,60	14,40	17,40	—	—	—	—	—
f'	63,50	35,40	54,00	51,00	31,30	56,00	41,00	49,50	54,20	60,50
m'	26,30	24,20	30,40	34,60	51,30	38,20	33,00	48,50	28,80	28,10
c'	10,20	—	—	—	—	5,80	26,00	2,00	17,00	11,40
n	42,80	27,50	65,00	48,50	73,80	57,40	68,50	70,50	48,00	54,20

Химические составы главных типов щелочных интрузивных пород
Памбако-Базумской группы

Окислы	Щелочные сиениты		Нефелиновые сиениты		Псевдолейцитовые сиениты		Щелочные сиениты Гарназара
	Среднее из 15 анал.	Пределы колебания	Среднее из 22 анал.	Пределы колебания	Среднее из 9 анал.	Пределы колебания	Пределы колебания 5 анал.
SiO ₂	60,26	54,98—67,00	56,73	53,62—61,14	54,88	54,03—56,34	54,48—61,08
TiO ₂	0,23	0,04—0,30	0,24	0,02—0,57	0,23	0,02—0,42	сл.—0,15
Al ₂ O ₃	18,13	14,48—21,62	21,20	19,30—24,29	22,59	20,82—23,89	16,68—21,18
Fe ₂ O ₃	2,71	1,40—5,72	2,89	1,10—4,86	2,33	1,31—2,87	2,01—4,23
FeO	1,65	0,39—3,38	1,42	0,17—2,77	1,47	1,20—1,98	1,43—3,44
MnO	0,12	0,02—0,42	0,14	0,07—0,30	0,12	0,04—0,24	сл.—0,43
MgO	1,08	0,10—2,51	0,68	0,09—1,62	0,60	0,09—1,65	сл.—1,99
CaO	3,26	0,73—5,36	2,77	1,35—3,98	3,17	1,74—4,32	3,02—4,32
Na ₂ O	4,40	3,35—5,88	4,81	1,39—9,71	4,27	1,13—5,64	0,08—4,82
K ₂ O	5,67	2,52—8,35	6,64	2,72—11,05	7,82	4,66—10,94	4,65—9,56

ся в жильных породах, связанных с щелочными интрузивами. В минералогический состав их входят калинатровый полевой шпат, альбит, щелочной амфибол, биотит, эгирин, нефелин, анальцит, флюорит, цеолит, циркон, сфен, магнетит, рутил, апатит, гранат (меланит). В зависимости от петрографического типа жильных пород перечисленные минералы присутствуют в различных количественных соотношениях.

В таблицах 38, 39, 40, 41 и 42 приведены данные о химическом составе разнообразных интрузивных и жильных пород Памбако-Базумской группы. Направленность интрузивной деятельности иллюстрируется диаграммами фиг. 33 и 34, составленными на основании табл. 40.

Таблица 40

Средние химические составы интрузивных пород Памбако—
Базумской группы в последовательности их образования.

Окислы и числа За- варичного	I фаза	II фаза		III фаза	IV фаза
	Габброиды (4 анал.)	Гранитоиды (36 анал.)	Монзониты (7 анал.)	Порфи- ровидные гра- ниты (2 анал.)	Щелочные породы (60 анал.)
SiO ₂	46,35	61,46	54,60	66,57	58,05
TiO ₂	0,47	0,62	0,47	0,39	0,23
Al ₂ O ₃	16,61	15,98	18,85	16,30	19,75
Fe ₂ O ₃	5,46	3,20	4,25	0,99	2,74
FeO	5,89	3,72	3,45	1,61	1,55
MnO	0,08	0,11	0,15	0,11	0,13
MgO	8,44	3,07	2,80	1,55	0,83
CaO	14,53	5,52	6,72	3,10	3,02
Na ₂ O	0,42	3,02	3,54	3,74	4,63
K ₂ O	0,36	2,48	3,46	5,19	6,06
ППП	0,84	0,76	1,31	0,93	1,85
H ₂ O	0,37	0,15	0,08	0,12	0,22
a	1,30	10,40	13,50	15,60	20,2
c	10,70	5,76	6,30	3,20	3,80
b	33,00	12,70	14,20	5,60	5,60
s	55,00	71,20	66,00	75,60	70,40
a'	—	—	—	—	2,50
f'	32,50	50,00	51,00	42,00	72,00
m'	44,80	41,30	34,40	46,00	25,50
c'	22,70	8,70	14,70	12,00	—
n	60,00	64,00	60,50	52,00	53,00

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в главных типах интрузивных пород Памбако—Базумской группы

Окислы	I фаза	II фаза		III фаза	IV фаза
	Габброиды (4 анал.)	Гранитоиды (36 анал.)	Монцониты (7 анал.)	Порфири- видные гра- ниты (2 анал.)	Щелочные породы (60 анал.)
SiO ₂	44,46—48,24	45,20—74,26	50,84—58,54	64,7—68,45	52,80—67,00
TiO ₂	0,27—1,01	0,26—1,40	0,08—0,90	0,35—0,43	0,02—0,57
Al ₂ O ₃	11,75—22,33	10,96—23,34	16,57—23,00	14,62—18,00	14,48—24,88
Fe ₂ O ₃	4,53—6,09	1,09—8,61	3,33—5,71	0,97—1,01	0,07—5,72
FeO	3,13—7,81	1,24—9,50	1,86—4,94	1,49—1,74	0,17—3,38
MnO	0,05—0,10	0,01—0,31	0,08—0,27	0,11—0,12	0,02—0,42
MgO	3,09—12,72	1,50—4,88	1,96—3,57	1,31—1,80	0,08—2,51
CaO	11,81—16,77	1,56—11,03	5,07—7,78	2,43—3,78	0,32—5,36
Na ₂ O	0,35—0,52	1,05—4,84	1,72—4,92	3,08—4,40	1,13—9,71
K ₂ O	0,11—0,59	0,57—4,16	2,29—6,03	4,30—6,09	2,21—11,05

Приведенные таблицы и диаграммы, а также имеющие химические анализы позволяют выявить некоторые отличительные и общие петрохимические особенности для глубинных пород Памбако—Базумской группы.

Сопоставляя между собой химические составы однотипных интрузивных пород из различных районов северо-западной части Армении (табл. 38), легко убедиться в большой близости их химизма. Порфирированные граниты третьей фазы (табл. 40) отличаются от гранитов второй фазы (табл. 38) пониженной кислотностью, но повышенной щелочностью.

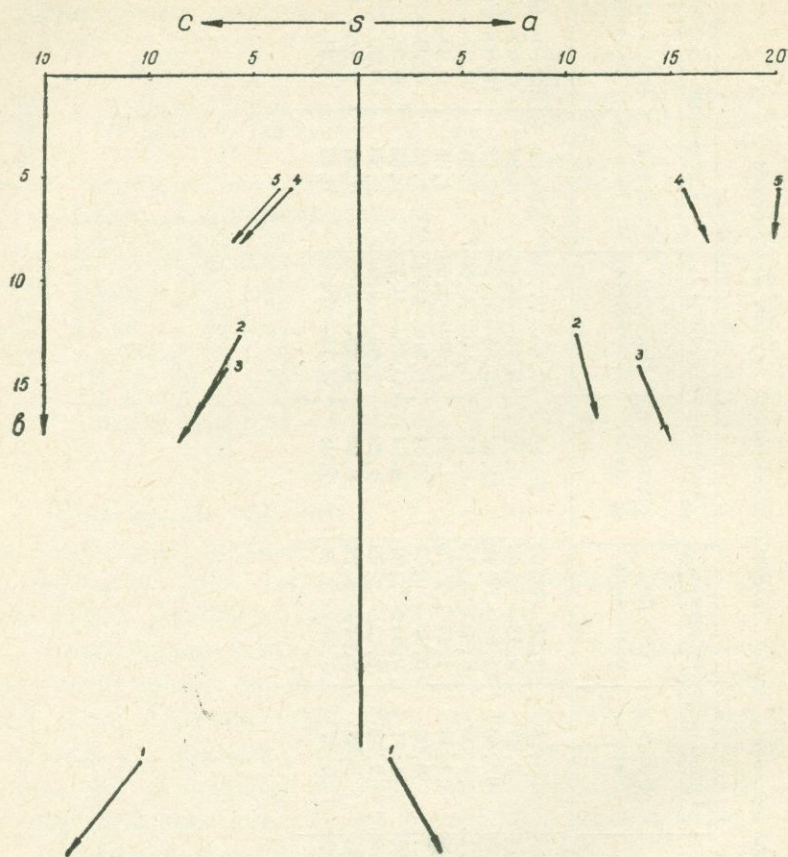
В большинстве гранитоиды характеризуются близким содержанием натрия и калия. Однако наиболее кислые представители приобретают отчетливый калиевый облик. Этим же петрохимическим признаком обладают все разновидности щелочных пород.

Все породы относятся к нормальному ряду, за исключением некоторых щелочных и кислых представителей. Средние составы последовательно внедрившихся интрузивов также принадлежат к нормальному ряду (см. фиг. 33). Исключение составляет средний состав щелочных пород, отличающийся пересыщенностью глиноземом. Но, судя по почти вертикальному положению соответствующего вектора (№ 5) на

Химические составы жильных пород Памбако—Базумской группы интрузивов

Окислы	Монзониты		Гранодиорит-порфиры		Аплиты, пегматиты		Щелочные породы	
	среднее из 5 анал.	Пределы колебания	среднее из 2 анал.	Пределы колебания	среднее из 2 анал.	Пределы колебания	среднее из 14 анал.	Пределы колебания.
SiO ₂	53,48	50,84—56,88	68,75	66,50—71,00	76,15	77,80—77,50	55,62	52,80—60,28
TiO ₂	0,35	0,08—0,71	0,27	0,13—0,42	0,17	0,16—0,18	0,22	0,03—0,48
Al ₂ O ₃	19,34	16,57—23,00	15,50	14,90—16,12	11,57	10,86—12,28	21,57	15,89—24,88
Fe ₂ O ₃	4,20	3,33—5,71	0,98	0,82—1,15	0,85	0,80—0,90	2,64	0,07—4,97
FeO	2,62	1,86—3,25	1,44	1,16—1,72	1,31	1,16—1,46	1,68	0,30—3,24
MnO	0,15	0,08—0,27	0,02	0,02—0,03	0,01	0,00—0,02	1,13	0,03—0,25
MgO	2,55	1,96—3,57	1,47	0,98—1,97	0,64	0,58—0,70	0,55	0,08—1,48
CaO	6,44	5,07—7,78	2,52	2,43—2,62	1,13	1,03—1,24	2,88	0,32—4,60
Na ₂ O	3,51	1,72—4,91	3,38	2,52—4,24	0,96	0,65—1,28	5,91	2,32—9,24
K ₂ O	4,68	2,29—6,03	3,47	3,38—3,54	7,24	6,44—8,04	6,42	2,21—9,39

правой проекции диаграммы фиг. 33, пересыщенность глиноземом у щелочных интрузивов выражена не особенно хорошо.

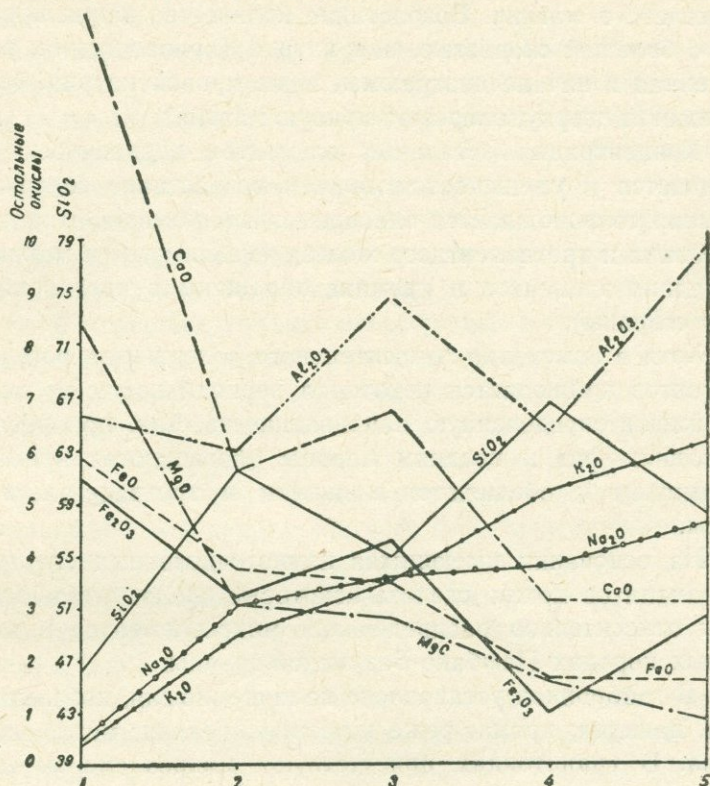


Фиг. 33

Диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся интрузивных пород Памбако-Базумской группы. 1—габброиды; 2—гранитоиды; 3—монцитониты; 4—порфирировидные граниты; 5—щелочные породы.

По сравнению со средними типами Дэли, глубинные породы обычно отличаются повышенным содержанием окислов железа, магния, кальция, калия и пониженным—кремнезема. Последний признак особенно характерен для пород фации эндоконтактов.

Обращают на себя внимание широкие колебания содержания окислов петрогенных элементов в интрузивных породах (табл. 39 и 41). Наибольшая вариация наблюдается в гранитоидах второй фазы (табл. 41).



Фиг. 34.

Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся интрузивных пород Памбако-Базумской группы. Для глинозема начало координат 10%. 1—габброиды; 2—гранитоиды; 3—моцзониты; 4—порфирированные граниты; 5—щелочные породы.

Породы жильной фазы повторяют петрохимические особенности вмещающих их интрузивов. Из табл. 42 видно, что они характеризуются повышенной щелочностью и преобладанием калия над натрием. Калиевый облик резко выражен у аплитов и пегматитов.

Как явствует из диаграмм фиг. 33 и 34, эволюция состава

ва продуктов интрузивного магматизма северо-западной части Армении шла в направлении возрастания щелочности пород. При переходе от ранних членов к поздним имеет место увеличение содержания щелочей и убывание—двухвалентного железа и магния. Возрастание количества калия происходит с большей скоростью, чем натрия (кривая калия, расположенная в начале диаграммы, ниже кривой натрия, быстро смещается кверху, опережая кривую натрия).

Концентрация остальных элементов периодически увеличивается и уменьшается, причем возрастание содержания кремния сопровождается одновременным убыванием кальция, алюминия и трехвалентного железа (максимумы и минимумы последних элементов и кремния обращены в противоположные стороны).

Хотя в изменении относительного содержания остальных элементов наблюдается некоторая периодичность, но все же они имеют определенную направленность. Так, при переходе от ранних фаз к поздним породы обогащаются кремнием, алюминием и обедняются кальцием и трехвалентным железом.

На основании имеющихся немногочисленных спектральных анализов можно сделать некоторые предварительные выводы относительно распределения микроэлементов в интрузивных породах Памбако-Базумской группы.

В габброидах установлено наличие никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, реже циркония, галлия, меди, свинца, цинка. В гранитоидах присутствуют микроэлементы—ванадий, цирконий, медь, свинец, цинк, галлий, бериллий, олово, стронций, барий, церий, лантан, молибден, иттербий, скандий, никель, кобальт, титан, хром. Ассоциация микроэлементов порфиридных гранитов представлена молибденом, цирконием, ванадием, медью, цинком, свинцом, галлием, бериллием, стронцием, барием, бором, серебром, германием, висмутом, торием, никелем, кобальтом, титаном, хромом, церием, лантаном.

Щелочные породы характеризуются более богатой ассоциацией микроэлементов. В них установлены следующие микроэлементы: цирконий, ванадий, титан, медь, свинец, олово, галлий, бериллий, лантан, церий, иттрий, иттербий, молибден,

серебро, цинк, кадмий, барий, германий, гафний, ниобий, сурьма, никель, хром, скандий. В аксессуарных минералах щелочных пород, по Г. Е. Кочиняну (1961, 1963), встречаются также микроэлементы уран, торий, европий, гадолиний, эрбий, лютеций.

Как видно, многие микроэлементы являются сквозными, встречающимися в породах всех фаз внедрения. Однако породы отдельных фаз отличаются по частоте встречаемости и содержаниям одних и тех же микроэлементов. Так, габброиды характеризуются постоянным присутствием никеля, кобальта, хрома, титана и ванадия. Частота встречаемости первых трех микроэлементов резко падает при переходе от пород ранних фаз к более поздним.

Если цирконий, галлий, медь, свинец и цинк присутствуют в основных породах весьма редко, то частота встречаемости и содержания их увеличивается в интрузивах поздних фаз. Намечается тенденция к повышению частоты встречаемости бериллия, церия, лантана в породах поздних фаз.

Некоторые микроэлементы имеют почти одинаковую распространенность в интрузивах всех фаз, за исключением габброидов. К ним относятся титан, ванадий, молибден, свинец, цинк, медь. Выделяются и микроэлементы, присущие породам только данной фазы. Например, гафний, ниобий, уран и др. типичны для щелочных пород.

По комплексу микроэлементов порфиroidные граниты занимают как бы промежуточное положение между гранитоидами второй фазы и щелочными породами. По наличию серебра, германия, тория, отсутствию кобальта и высокой частоте встречаемости церия и лантана они отличаются от гранитоидов второй фазы, но весьма близко стоят к щелочным сиенитам. Вообще по многим петрогенетическим признакам порфиroidные граниты занимают переходное положение между породами второй и четвертой фаз, но ближе всего они стоят к щелочным интрузивам.

Слагающие Мегринский плутон породы характеризуются поразительно большим разнообразием петрографического состава. В строении его участвуют от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных представителей. Выделяются также дополнительные интрузивы гранитного, граносиенитового и гранодиоритового составов.

Минералогический состав пород первой фазы: клинопироксен, плагиоклаз (от андезина до битовнита), роговая обманка, биотит, реже кварц. Аксессуары—магнетит, апатит, сфен.

К главным породообразующим минералам пород второй фазы относятся плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксены, роговая обманка, биотит, оливин. Акцессорные минералы: магнетит, титано-магнетит, шпинель, апатит, сфен, ортит, циркон.

Пироксены представлены диопсид-геденберgitом, авгитом, клиноэнстатитом. По измерениям различных исследователей, калиевый полевой шпат часто соответствует ортоклазу и анортоклазу.

Состав плагиоклаза варьирует от кислого андезина до основного битовнита. Он принадлежит к битовниту в габбро-пироксенитах, лабрадору, иногда битовниту—в габброидах, часто андезину и лабрадору—в остальных типах.

Содержание отмеченных минералов подвергается широким колебаниям, что обуславливает возникновение магнетитовых оливинитов, оливиновых пироксенитов, габбро, диоритов, плагиоклазитов, кварцевых диоритов, тоналитов, монцонитов (кварцевых и бескварцевых), сиенито-диоритов, гранодиоритов и целого ряда переходных между ними разновидностей.

Некоторые минералы присущи только определенным породам. Например, оливин типичен для первых двух типов, шпинель—для габбро-пироксенитов и габбро, ортит, циркон—для кислых представителей.

Почти все типы пород характеризуются постоянным присутствием трех цветных минералов—пироксена, роговой обманки и биотита. То же самое относится к кварцу и калиевому полево-му шпату. Однако содержание их меняется в зависимости от петрографического состава. По мере возрастания кислотности пород происходит уменьшение количества цветных минералов и увеличение кварца и калиевого полевого шпата, хотя из этого правила есть ряд исключений.

Ко второй фазе внедрения относятся также щелочные сиениты. Главные минералы их—калинатровый полевой шпат, плагиоклаз (часто из олигоклазового ряда), амфиболы; вто-

ростепенные—пироксены, биотит; акцессорные—магнетит, титано-магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, флюорит. Амфиболы принадлежат к обыкновенной роговой обманке и гасдингситу. Из пироксенов встречаются диопсид, диопсид-генбергит, иногда эгирин-авгит, эгирин.

Качественный минералогический состав щелочных пород в общих чертах постоянный, только сильно изменяются количественные соотношения минералов, в частности в породах фации эндоконтактов.

В третью фазу возникли гранодиориты, которые переходят в граниты, граносиениты, банатиты и турмалиновые граниты. Минералогический состав их: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, турмалин. Акцессории—магнетит, апатит, сфен, циркон.

Наиболее молодыми являются порфировидные граниты, в которых доминирует калинатровый полевой шпат (анортотоклаз). К характерным минералам относятся также плагиоклаз (олигоклаз-кислый андезин), кварц, биотит, роговая обманка. В приконтактной полосе появляется клинопироксен. Акцессории—магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, турмалин, анатаз.

При изменении количественных соотношений главных породообразующих минералов порфировидные граниты постепенно сменяются гранодиоритами, адамеллитами, с одной стороны, граносиенитами, сиенитами, с другой.

К породам жильной фазы Мегринского плутона относятся аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, жильные граниты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты (кварцевые и бескварцевые), габбро-порфириты, лампрофиры. По минералогическому составу они сходны с аналогичными породами Памбако-Базумской группы.

В связи с щелочными сиенитами образовались различные пегматиты и аплиты. Минералогический состав их: калинатровый полевой шпат (часто анортотоклаз), плагиоклаз (от альбита до олигоклаз-андезина), биотит, щелочной амфибол, нефелин, содалит, канкринит, меланит, сфен, апатит, магнетит, титано-магнетит, циркон, флюорит, иногда монацит, ор-

тит. Эти минералы присутствуют в различных комбинациях и количествах.

За последние годы Б. М. Меликсетяном (1959, 1960¹, 1960², 1960³) детально изучены акцессорные минералы в разнофазных породах Мегринского плутона. Им установлено наличие следующего комплекса акцессорных минералов, встречающегося в породах всех фаз внедрения: магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, пирит, халькопирит, молибденит. Содержание сфена, апатита и ортита убывает от пород ранней фазы к поздним, количество циркона повышается в породах поздних фаз, в слабо контаминированных центральных и глубоких частях плутона. Ортит относится к цериевой магнетизальной разновидности с повышенным содержанием церия, лантана и пониженным—иттрия и редких земель иттриевой группы (Б. М. Меликсетян, 1960¹).

Б. М. Меликсетяном выделяются акцессорные минералы, характерные для пород только данной фазы. Так, для пород монцонитового ряда типичными акцессориями являются титаномагнетит, ильменит, темный апатит, монацит, оранжит, шпинель, гранат, андалузит, турмалин, арсенопирит, сфалерит; для грано-сиенитовых пород—шеелит, флюорит, рутил, самородные цинк и медь; для порфириовидных гранитов—ураноторит, ксенотим, малакон, анатаз, эвксенит, касситерит, самородные свинец и олово, уранинит, висмутин; для щелочных сиенитов с признаками натриевого метасоматоза—бадделейт, бетафит, корунд, флюорит, кальцит.

Дополнительные интрузивы и кислые жильные породы раннего этапа, как отмечает Б. М. Меликсетян, наследуют ассоциации типоморфных акцессорных минералов соответствующей интрузивной фазы, а жильные породы позднего этапа и эндоконтактовые фации отличаются обеднением редкоземельными, радиоактивными и редкометальными акцессориями.

В табл. 43 сведены средние химические составы интрузивных пород Мегринского плутона в порядке их внедрения, в табл. 44 даны пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах, в табл. 45—химические составы некоторых жильных пород Мегринского плутона.

Средние химические составы интрузивных пород Мегринского плутона в порядке их внедрения

Окислы и числа Заварицкого	I фаза		II фаза		III фаза	IV фаза
	Габброиды (3 анал.)	Основные и ультраосновн. породы (4 анал.)	Моноциты (9 анал.)	Щелочные породы (23 анал.)	Граносиениты (5 анал.)	Порфиров. породы (11 анал.)
SiO ₂	45,50	44,04	55,07	56,62	63,65	68,39
TiO ₂	0,74	1,06	0,70	0,26	0,36	0,35
Al ₂ O ₃	18,20	16,12	18,62	22,88	16,57	14,95
Fe ₂ O ₃	4,42	7,36	4,08	2,65	2,31	2,14
FeO	6,90	5,88	3,90	1,26	1,98	1,68
MnO	0,15	0,04	0,94	0,11	0,06	0,08
MgO	9,29	8,53	2,63	0,92	2,25	2,76
CaO	15,55	13,47	6,39	2,92	3,99	2,77
Na ₂ O	1,51	3,46	3,89	6,54	3,62	3,42
K ₂ O	0,95	0,57	3,33	5,48	3,65	4,05
ППП	1,11	0,53	0,82	0,20	0,81	1,07
H ₂ O	0,44	0,10	0,24	1,00	0,44	0,23
a	4,70	5,25	13,80	23,00	13,30	13,00
c	9,60	8,50	5,90	3,50	4,60	3,20
b	34,60	34,30	15,00	6,50	8,10	7,80
s	51,10	51,95	65,30	67,00	74,00	76,00
a'	—	—	—	21,30	—	—
f'	29,70	39	55,50	54,20	48,50	42,50
m'	44,50	42	30,40	24,50	48,10	56,70
c'	25,80	19	14,10	—	3,40	0,80
n	68,60	79	64,20	64,20	60,40	56,20

Рассмотрение этих таблиц и имеющихся в литературных источниках аналитических данных позволяет наметить следующие химические признаки для интрузивных пород Мегринского плутона: 1) гранитоиды имеют натри-калиевый и иногда кали-натровый облик (порфиroidные граниты); 2) щелочные сиениты, в отличие от аналогичных пород Памбако-Базумской группы, обладают натриевым характером; 3) за редкими исключениями, породы относятся к нормальному ряду; 4) от средних типов по Дэли они обычно отличаются повышенным количеством окислов железа, магния, кальция, алюминия, но пониженным—кремнезема; 5) в них наблюдается широкое колебание содержания петрогенных элементов, особенно в породах ранних фаз и фации эндоконтак-

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в интрузивных породах Мегринского плутона.

Окислы	I фаза	II фаза			III фаза	IV фаза
	Габброиды (3 анал.)	Основные и ультраосновн. породы (4 анал.)	Монзониты (9 анал.)	Щелочные породы (23 анал.)	Граносиениты (5 анал.)	Порфирировидные граниты (11 анал.)
SiO ₂	43,14—47,09	39,86—54,00	52,20—61,02	43,30—60,86	60,77—68,85	65,04—71,12
TiO ₂	0,54—0,98	0,26—1,64	0,21—1,20	0,01—0,93	0,00—0,57	0,16—0,66
Al ₂ O ₃	16,44—21,70	8,51—19,80	16,98—23,0	16,94—27,81	15,59—17,33	12,5—17,74
Fe ₂ O ₃	3,67—5,85	5,55—9,30	2,58—6,49	0,03—6,59	1,07—3,55	0,84—4,11
FeO	6,33—7,35	3,44—8,47	1,66—4,96	0,24—3,70	1,02—2,38	0,57—3,19
MnO	0,00—0,25	0,00—0,15	0,00—0,17	0,06—1,23	0,02—0,13	0,00—0,27
MgO	4,22—13,43	2,92—15,04	1,52—4,96	0,09—4,95	1,09—3,15	0,27—1,23
CaO	10,07—23,36	12,34—15,68	2,90—9,50	0,48—11,48	1,30—5,58	0,83—5,62
Na ₂ O	0,54—2,44	0,82—3,90	2,86—5,80	3,47—10,72	3,07—4,30	1,56—4,91
K ₂ O	0,00—1,84	0,44—0,78	1,72—4,46	1,35—7,92	2,81—4,34	2,40—7,34

Химические составы некоторых жильных пород Мегринского плутона

Окислы	Сиенито-диориты		Гранит- и гранодиоритпорфиры		Аплиты		Щелочные породы	
	Среднее из 4 анал.	Пределы колебания	Среднее из 4 анал.	Пределы колебания	Среднее из 2 анал.	Пределы колебания	Среднее из 7 анал.	Пределы колебания
SiO ₂	61,56	54,54—65,18	66,90	63,76—70,17	73,34	70,38—76,30	56,67	53,86—59,10
TiO ₂	0,40	0,27—0,58	0,36	0,22—0,72	0,20	0,10—0,30	0,22	0,01—0,93
Al ₂ O ₃	16,04	13,40—17,44	15,60	15,20—15,74	14,72	13,90—15,55	25,11	23,74—27,81
Fe ₂ O ₃	1,83	0,63—3,50	2,80	1,85—3,50	0,95	0,38—1,53	1,50	0,03—2,59
FeO	3,24	1,58—5,83	1,50	0,42—2,42	1,15	0,56—1,74	0,38	0,24—1,12
MnO	0,14	0,07—0,26	0,05	0,00—0,10	0,03	0,03—0,04	0,02	0,07—0,12
MgO	2,65	1,81—3,62	1,55	0,69—2,48	0,21	0,01—0,41	0,33	0,09—0,81
CaO	4,16	2,90—5,80	1,94	0,77—2,90	1,26	1,03—1,49	1,39	0,48—3,05
Na ₂ O	2,72	2,40—3,07	3,65	3,07—4,06	2,15	1,60—2,70	8,16	6,06—10,72
K ₂ O	3,61	2,70—5,04	3,42	2,46—4,25	5,41	4,42—6,40	6,25	5,15—7,92

тов. В интенсивно гибридизированных породах резко падает количество калия и потому они приобретают натриевый облик.

В направлении от пород ранних фаз к поздним увеличивается содержание щелочей и кремнезема, но уменьшается количество окислов железа, магния и кальция.

Породы жильной фазы характеризуются повышенным содержанием щелочей. В них натрия и калия содержатся в близких количествах. Для наиболее кислых жильных пород типично преобладание калия над натрием. Обратное соотношение щелочей наблюдается в щелочных жильных образованиях. Этот же петрохимический признак, как отмечалось выше, присущ вмещающим их щелочным сиенитам.

По данным Б. М. Меликсетяна (1959), породы каждой фазы Мегринского плутона характеризуются определенными микроэлементами. В монцитовых породах к ведущим микроэлементам относятся барий, цинк, кобальт, никель, галлий, хром, титан, ванадий, медь, церий, лантан, скандий; в грано-сиенитах—литий, цирконий, гафний, галлий, вольфрам, медь, свинец, молибден; в эндоконтактах—титан, ванадий, хром, никель, кобальт; в порфириовидных гранитах—молибден, медь, висмут, олово, лантан, иттрий, уран, торий, литий, бериллий, рубидий, цезий, цирконий, гафний, ниобий, тантал. Он указывает на исключительную «зараженность» всех пород молибденом и медью.

Как показали исследования Б. М. Меликсетяна (1959, 1960²), дополнительные интрузивы и кислые жильные породы раннего этапа наследуют ассоциации микроэлементов соответствующей интрузивной фазы. При переходе от ранних фаз к более поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа, по Б. М. Меликсетяну, намечается тенденция к повышению содержания иттрия, суммы редких земель, циркония, гафния, урана, тория, лития, бериллия, ниобия, тантала, цезия, рубидия, но к понижению—стронция, бария, цинка, бора и элементов группы железа.

Главная масса микроэлементов сосредоточена в акцессорных минералах. Лишь в одном ортите установлено наличие лантана, церия, тория, празеодима, неодима, самария, гадолиния, титана, циркония, стронция, меди, цинка, ванадия,

лития, кобальта, свинца, иттрия, галлия, ниобия, бериллия, молибдена, урана, скандия, иттербия, никеля, серебра, хрома (Б. М. Меликсетян, 1960¹). Интересно поведение гафния в цирконах. Содержание его в цирконах, как отмечает тот же автор, возрастает от ранних фаз к поздним и от более основных типов пород к кислым. В цирконах щелочных пород обычно наблюдается низкое количество гафния. Цирконы гранитоидных пегматитов характеризуются наиболее высоким содержанием гафния.

В строении интрузивов Баргушатской группы участвуют почти все разновидности щелочноземельного ряда от ультраосновных до кислых пород.

Главенствующая роль принадлежит породам первой фазы. Они же характеризуются наибольшей вариацией петрографического состава. Среди них выделяются оливиниты, перидотиты, троктолиты, различные габбро, плагиоклазиты, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, монзониты (кварцевые и бескварцевые), граниты, сиениты и щелочные сиениты. Они повторяют особенности минералогического состава соответственных пород Мегринского плутона.

Граниты и гранодиориты относятся к породам главной интрузивной фации, а все остальные типы, включая и щелочные сиениты,—к фации эндоконтактов.

В минералогическом составе ультраосновных пород присутствуют оливин, клинопироксен, магнетит, реже ильменит, плагиоклаз, биотит. Типичные минералы троктолитов—оливин и основной плагиоклаз.

К главным пороодообразующим минералам остальных типов пород первой фазы относятся плагиоклаз, калиевый шпат, кварц, клинопироксен, роговая обманка, биотит. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен, реже циркон. Содержание перечисленных минералов и состав плагиоклаза испытывают широкие колебания в тесной связи от петрографического типа пород.

Ассоциация минералов щелочных сиенитов: микроклин-пертит, эгирин-диопсид, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), лампрофилит, волластонит, гранат, апатит, циркон, черный рудный минерал, кальцит, эпидот, уралит, мусковит, канкринит, цеолит. Из них резко преобладает микроклин-пертит.

Породы второй фазы отличаются однородным строением и представлены граносиенитами, переходящими в эндоконтактах в гранодиориты и более основные типы. Минералогический состав их: плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, кварц.

Порфирировидные граниты третьей фазы по минералогическому составу ничем не отличаются от подобных пород Мегринского интрузива.

В табл. 46 приведены средние химические составы интрузивных пород Баргушатской группы в порядке их внедрения, в табл. 47—вариации химического состава тех же пород, а в табл. 48—химические составы некоторых жильных пород указанной группы интрузивов.

Таблица 46

Средние химические составы интрузивных пород Баргушатской группы в порядке их внедрения

Окислы и числа Завариц- кого	I фаза			II фаза	III фаза
	Основные и ультраос- новные поро- ды (17 анал.)	Гранитоиды (21 анал.)	Щелочные породы (2 анал.)	Граносиен- иты (2 анал.)	Порфири- видные гра- ниты (3 анал.)
SiO ₂	48,34	63,13	57,12	63,59	69,29
TiO ₂	0,67	0,42	0,32	0,48	0,30
Al ₂ O ₃	19,93	17,55	18,81	18,90	16,66
Fe ₂ O ₃	5,15	2,27	2,78	1,85	1,45
FeO	5,79	2,85	0,46	1,87	1,10
MnO	0,20	0,09	0,04	0,10	0,08
MgO	4,87	1,88	1,20	1,24	0,46
CaO	7,63	4,76	8,60	3,72	2,33
Na ₂ O	2,00	3,15	3,03	4,03	4,03
K ₂ O	1,99	3,06	5,43	3,81	3,68
ППП	0,50	0,70	2,99	—	0,22
H ₂ O	0,16	0,06	—	0,46	—
a	7,90	11,80	15,50	14,50	14,10
c	10,20	5,90	5,50	4,50	2,80
b	20,80	8,50	9,90	7,50	4,60
s	61,10	73,80	69,10	73,50	79,50
a'	4,30	4,90	—	25,30	—
f'	53,00	56,20	26,30	46,40	46,40
m'	42,70	38,80	22,40	28,30	35,00
c'	—	—	51,30	—	18,60
n	60,50	60,70	46,40	62,03	62,70

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов
в интрузивных породах Баргушатской группы

Окислы	I фаза		II фаза	III фаза	
	Основные и ультраосновные породы (17 анал.)	Гранитоиды (21 анал.)	Щелочные породы (2 анал.)	Граносиениты (2 анал.)	Порфирировидные граниты (3 анал.)
SiO ₂	41,90—53,06	52,78—70,86	54,80—59,54	62,96—64,22	68,56—70,14
TiO ₂	0,06—1,30	0,06—1,20	0,14—0,51	0,47—0,50	0,25—0,36
Al ₂ O ₃	16,59—23,10	13,07—19,45	17,63—19,99	18,82—18,98	15,85—17,08
Fe ₂ O ₃	3,26—10,22	1,27—9,31	1,66—3,90	1,58—2,12	1,00—1,51
FeO	2,94—7,40	1,16—5,00	0,14—0,79	1,74—2,00	1,08—1,14
MnO	0,05—0,66	0,00—0,126	0,03—0,04	0,10—0,10	0,03—0,11
MgO	1,23—8,43	0,41—4,45	0,37—2,04	1,05—1,44	0,38—0,54
CaO	6,50—13,38	0,83—8,90	3,64—12,48	3,55—3,90	2,13—2,61
Na ₂ O	0,32—3,71	1,56—4,40	2,27—3,80	3,90—4,16	3,86—4,14
K ₂ O	0,58—4,06	1,41—5,47	3,82—7,14	3,78—3,84	3,62—3,73

Таблица 48

Химические составы некоторых жильных пород
Баргушатской группы интрузивов

Окислы	Диорит-порфириды		Породы кислого состава	
	Среднее из 6 анал.	Пределы колебания	Среднее из 3 анал.	Пределы колебания
SiO ₂	56,24	52,86—58,54	66,04	65,10—67,06
TiO ₂	0,87	0,60—0,99	0,33	0,11—0,60
Al ₂ O ₃	17,85	15,42—18,99	17,35	16,08—19,77
Fe ₂ O ₃	3,16	0,63—7,41	2,50	1,47—3,85
FeO	2,77	2,73—5,67	1,31	0,65—2,07
MnO	0,41	0,10—2,25	0,007	—
MgO	2,23	1,47—3,20	1,12	0,50—1,97
CaO	4,58	3,16—6,27	2,39	1,06—3,68
Na ₂ O	4,05	2,22—5,28	2,89	2,54—3,33
K ₂ O	3,88	2,88—4,61	3,41	2,43—4,14

Приведенные таблицы и имеющиеся в литературе аналитические данные показывают, что гранитоиды и связанные с ними жильные породы Баргушатской группы по петрохимическим признакам весьма сходны с аналогичными образованиями Мегринского плутона. Для них характерно близкое

количество натрия и калия. В щелочных сиенитах наблюдается преобладание калия над натрием.

Т. Ш. Татевосян, сравнивая щелочные сиениты Баргушатского хребта со средним составом подобных пород Армении, вычисленным нами, выявил, что они отличаются пониженной щелочностью и большим количеством извести.

Айюцзорская группа интрузивов сформировалась благодаря трехфазному внедрению магмы. Наибольшей вариацией петрографического состава характеризуются породы первой фазы, среди которых различаются габброиды, анортозиты, монцониты, кварцевые диориты, гранофиры, кварцевые и граносиениты.

Габброиды, в отличие от таковых Мегринского плутона и Баргушатской группы, содержат в достаточном количестве калиевый полевой шпат, относящийся к анортоклазу. То же самое можно сказать насчет анортозитов, в составе которых, помимо лабрадора, оливина, клинопироксена и биотита, участвует калиевый полевой шпат.

Монцониты по минералогическому составу сходны с подобными породами Мегринского плутона. Для них также характерно одновременное присутствие клинопироксена, роговой обманки и биотита. Но в них встречается и гиперстен. Калиевый полевой шпат принадлежит к анортоклазу и ортоклазу. Главные минералы гранофириров—калиевый полевой шпат и кварц.

Минералогический состав пород второй фазы довольно простой—плагиоклаз (андезин) и роговая обманка. Подчиненную роль играют кварц, ортоклаз, биотит. Акцессории—магнетит, апатит, циркон.

К главным породообразующим минералам гранитоидов третьей фазы относятся плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, клинопироксен. Акцессории—черный рудный минерал, апатит, сфен, циркон, реже турмалин.

При постепенных переходах одних разновидностей в другие меняется количественное соотношение минералов и основность плагиоклаза (от олигоклаза до кислого андезина). Порфирировидные граниты отличаются от аналогичных пород

Мегринской и Баргушатской групп значительным содержанием клинопироксена.

Породы жильной фазы по минералогическому составу сходны с вмещающими их гранитоидами. Лейкократовая серия отличается от пород главной интрузивной фации повышенным содержанием калиевого полевого шпата, кварца и почти отсутствием цветных минералов.

В табл. 49 даны средние химические составы интрузивных пород Айоцзорской группы в порядке их внедрения и в табл. 50—пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в тех же породах.

Таблица 49

Средние химические составы интрузивных пород
Айоцзорской группы в порядке их внедрения

Окислы и числа За- варичного	I фаза		II фаза	III фаза	
	Габброиды (6 анал.)	Монциты (4 анал.)	Диорит-пор- фириты (3 анал.)	Сиениты, граносиениты (5 анал.)	Порфири- видные гра- ниты (2 анал.)
SiO ₂	50,24	56,92	58,58	60,57	67,54
TiO ₂	0,88	0,69	0,60	0,8	0,34
Al ₂ O ₃	20,20	17,93	17,97	17,05	15,67
Fe ₂ O ₃	4,30	3,86	3,49	3,57	1,53
FeO	3,72	3,35	2,70	2,36	1,75
MnO	0,09	0,33	—	0,04	0,11
MgO	3,42	2,46	2,71	3,24	2,52
CaO	10,36	5,86	6,70	5,29	3,04
K ₂ O	3,11	3,76	3,70	3,42	3,51
Na ₂ O	3,05	3,89	2,61	3,03	4,07
ППП	0,98	0,83	1,10	0,57	0,48
H ₂ O	0,30	0,09	—	0,17	—
a	11,80	14,00	12,30	12,00	12,70
c	8,30	5,00	6,50	5,50	3,70
b	18,60	12,70	12,50	11,90	7,30
s	61,30	68,30	68,70	71,10	76,30
a'	—	—	—	—	1,90
f'	40,70	52,60	45,60	45,60	39,70
m'	32,60	31,60	37,20	46,20	58,40
c'	26,70	15,80	17,20	8,20	—
n	59,80	59,50	68,00	63,20	59,50

Все породы Айоцзорской группы характеризуются повышенной щелочностью. Для них типично близкое содержа-

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в интрузивных породах Айоцзорской группы

Окислы	I фаза		II фаза	III фаза	
	Габброиды (6 анал.)	Монзониты (4 анал.)	Диорит-пор- фириты (3 анал.)	Сиениты, граносне- ниты (3 анал.)	Порфиро- видные граниты (2 анал.)
SiO ₂	45,64—54,22	53,46—59,16	56,06—61,40	56,75—65,01	66,60—68,49
TiO ₂	0,44—1,34	0,39—0,92	0,32—0,92	0,20—1,04	0,28—0,40
Al ₂ O ₃	18,80—24,09	17,70—18,28	17,27—18,44	16,65—18,13	16,65—15,69
Fe ₂ O ₃	2,08—5,80	2,54—4,35	1,55—5,73	3,07—4,47	1,46—1,60
FeO	2,60—5,28	2,38—4,27	2,00—3,85	1,05—3,20	1,70—1,80
MnO	0,08—0,18	0,11—0,95	—	0,09—0,11	0,10—0,12
MgO	1,26—5,35	1,30—2,95	2,27—3,50	2,02—3,84	1,05—4,00
CaO	8,02—13,03	4,33—7,38	5,60—7,85	3,86—6,37	2,92—3,16
Na ₂ O	1,59—4,67	3,54—4,00	3,26—4,33	2,88—4,27	3,40—3,62
K ₂ O	1,50—5,07	3,26—5,10	2,05—3,50	2,10—4,35	4,06—4,08

ние натрия и калия. Даже в габброидах щелочи содержатся в близких количествах. Поэтому они имеют либо натри-калиевый, либо кали-натриевый облик.

В большинстве гранитоиды относятся к нормальному ряду. Эволюция состава продуктов интрузивной деятельности характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении кислотности пород.

В изменении среднего содержания большинства окислов петрогенных элементов наблюдается заметная периодичность.

В табл. 51 сведены средние химические составы однотипных интрузивных пород различных групп третичного возраста южной Армении. Как видно из этой таблицы, однотипные по петрографическому составу породы различных групп южной Армении довольно сходны между собой. Гранитоиды Айоцзора по химическим особенностям также близко стоят к подобным образованиям остальных групп южной Армении.

Однако устанавливаются и некоторые различия. Так, для габброидов Айоцзора характерна повышенная щелочность. Они отличаются от аналогичных пород Мегринской и Баргушатской групп особенно повышенным содержанием калия, что хорошо согласуется с данными их минералогического состава. В направлении с юго-востока к северо-западу в

Средние химические составы однопородных интрузивных пород различных групп третичного
возраста южной Армении

Окислы и числа Заваряющего	Габброиды			Монциты			Граносиениты			Порфириовидные граниты			Щелочные сиениты.	
	Мегринская группа (3 анал.)	Баргушатская группа (17 анал.)	Айодзорская группа (6 анал.)	Мегринская группа (9 анал.)	Баргушатская группа (2 анал.)	Айодзорская группа (4 анал.)	Мегринская группа (5 анал.)	Баргушатская группа (11 анал.)	Айодзорская группа (5 анал.)	Мегринская группа (11 анал.)	Баргушатская группа (3 анал.)	Айодзорская группа (2 анал.)	Мегринская группа (16 анал.)	Баргушатская группа (2 анал.)
SiO ₂	45,50	48,34	50,24	55,07	53,58	56,92	63,65	63,59	60,57	68,39	69,29	67,54	56,57	57,12
TiO ₂	0,74	0,67	0,88	0,70	0,90	0,69	0,36	0,48	0,8	0,35	0,30	0,34	0,31	0,32
Al ₂ O ₃	18,20	19,93	20,20	18,62	19,45	17,93	16,57	18,90	17,05	14,95	16,66	15,67	20,66	18,81
Fe ₂ O ₃	4,42	5,15	4,30	4,08	2,71	3,86	2,31	1,85	3,57	2,14	1,45	1,53	3,80	2,78
FeO	6,90	5,79	3,72	3,90	4,34	3,35	1,98	1,87	2,36	1,68	1,10	1,75	2,15	0,46
MnO	0,15	0,20	0,09	0,94	0,11	0,33	0,06	0,10	0,04	0,08	0,08	0,11	0,21	0,04
MgO	9,29	4,87	4,32	2,63	3,77	2,46	2,25	1,24	3,24	2,76	0,46	2,52	1,52	1,20
CaO	15,55	7,63	10,36	6,39	5,83	5,86	3,99	3,72	5,29	2,77	2,33	3,04	4,45	8,60
Na ₂ O	1,51	2,00	3,05	3,89	2,50	3,76	3,62	4,03	3,42	3,42	4,03	3,51	4,92	3,03
K ₂ O	0,95	1,99	3,11	3,33	5,47	3,89	3,65	3,81	3,03	4,05	3,68	4,07	4,71	5,43
ППШ	1,11	0,50	0,98	0,82	1,85	0,83	0,81	—	0,57	1,07	0,22	0,48	0,16	2,99
H ₂ O	0,44	0,16	0,30	0,24	—	0,09	0,44	0,46	0,17	0,23	—	—	0,69	—
a	4,70	7,90	11,80	13,80	14,10	14,00	13,03	14,50	12,00	13,00	14,10	12,70	18,40	15,50
c	9,60	10,20	8,30	5,90	6,60	5,00	4,60	4,50	5,50	3,20	2,80	3,70	5,60	5,50
b	34,60	20,80	18,60	15,00	14,30	12,70	8,10	7,50	11,90	7,80	4,60	7,30	8,80	9,90
s	51,10	61,10	61,30	65,30	65,00	68,30	74,00	73,50	71,10	76,00	79,50	76,30	67,20	69,10
a'	—	4,30	—	—	—	—	—	25,30	—	—	—	1,90	—	—
f'	29,70	53,00	40,70	55,50	47,70	52,60	48,50	46,40	45,60	42,50	46,40	39,70	65,80	26,30
m'	44,50	42,70	32,60	30,40	46,70	31,60	48,10	28,30	46,20	56,70	35,00	58,40	30,20	22,40
c'	25,80	—	26,70	14,10	5,60	15,80	3,40	—	8,20	0,80	18,60	—	40,00	51,30
n	68,60	60,50	59,80	64,20	40,80	59,50	60,40	62,00	63,20	56,20	62,70	59,50	61,30	46,40

габброидах постепенно увеличивается количество кремнезема, глинозема и щелочей и уменьшается содержание закиси железа и магнезия.

Монциты Баргушатской группы, в отличие от таковых остальных групп, имеют калиевый облик. В порфировидных гранитах Баргушатского хребта отмечается некоторый перевес натрия над калием. Обратное соотношение наблюдается в подобных породах остальных двух групп. Щелочные сиениты Мегринского плутона характеризуются близким содержанием натрия и калия, в то время как те же породы Баргушатского хребта обладают калиевым обликом.

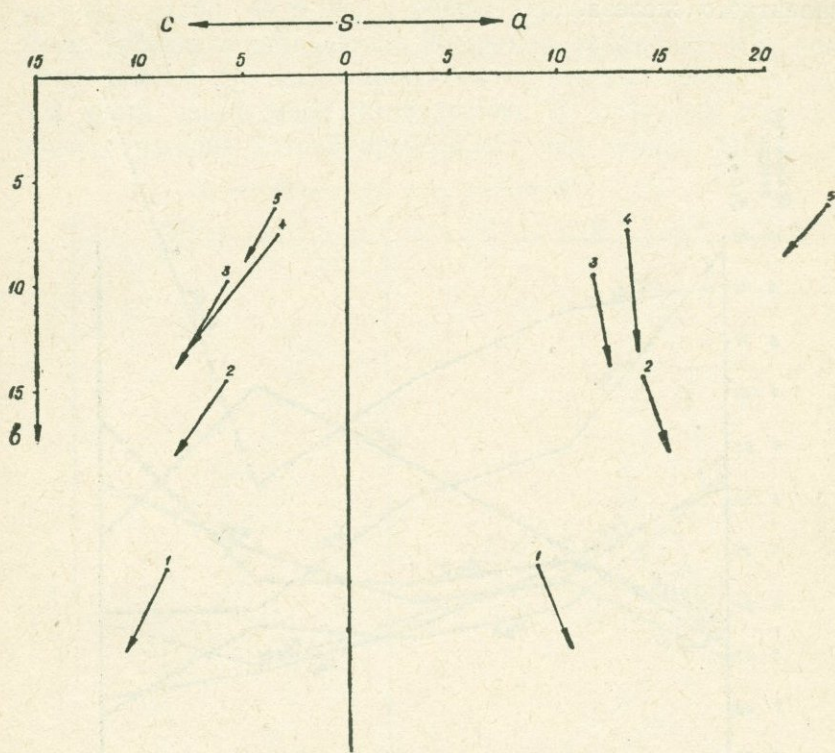
В табл. 52 приведены средние химические составы главных типов интрузивных пород третичного возраста южной Армении, на основании которых построены диаграммы, представленные на фиг. 35 и 36.

Таблица 52

Средние химические составы главных типов интрузивных пород третичного возраста южной Армении

Окислы и числа Заварицкого	Габброиды (27 анал.)	Монциты (15 анал.)	Гранитоиды (49 анал.)	Порфировидные граниты (16 анал.)	Щелочные породы (23 анал.)
SiO ₂	47,74	55,19	61,84	67,96	56,62
TiO ₂	0,82	0,76	0,52	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	19,05	18,66	17,34	15,31	22,88
Fe ₂ O ₃	5,49	3,55	2,78	1,83	2,65
FeO	5,29	3,86	2,56	1,71	1,26
MnO	0,13	0,46	0,07	0,09	0,11
MgO	5,42	2,95	2,39	2,64	0,92
CaO	9,77	6,03	5,10	2,92	2,91
Na ₂ O	2,63	3,81	3,41	3,49	6,54
K ₂ O	1,92	3,45	3,08	4,06	5,48
ППП	0,84	1,16	0,78	0,77	0,20
H ₂ O	0,26	0,17	0,25	0,23	1,00
a	9,20	14,20	11,80	13,40	23,00
c	8,80	5,90	5,80	3,40	3,50
b	23,60	14,60	9,80	7,70	6,50
s	58,40	65,30	72,60	75,50	67,00
a'	—	—	—	—	21,30
f'	43,60	52,00	51,00	41,00	54,20
m'	40,80	36,10	42,50	57,20	24,50
c'	15,60	11,90	6,50	1,80	—
n	68,00	55,00	66,30	56,00	64,20

В средних составах главных типов интрузивных пород южной Армении проявляется тенденция к выравниванию содержания натрия и калия. Тем не менее, в большинстве слу-



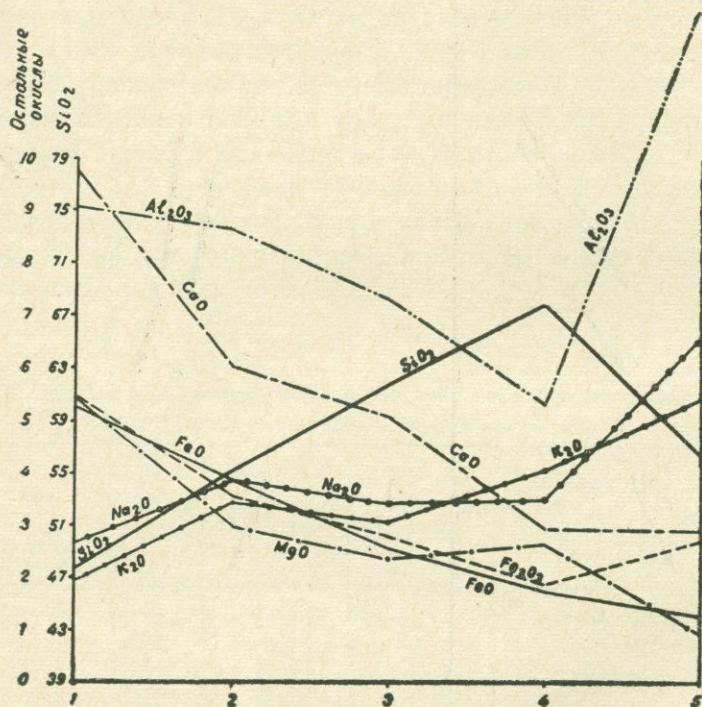
Фиг. 35.

Диаграмма средних химических составов главных типов интрузивных пород третичного возраста южной Армении. 1—габброиды; 2—монзониты; 3—гранитоиды; 4—порфировидные граниты; 5—щелочные породы.

чаев натрия в них незначительно превышает калий. По сравнению со средними значениями Дэли, они отличаются пониженным содержанием кремнезема, но повышенным—глинозема и нередко окиси калия.

Из диаграммы фиг. 36 следует, что при переходе от габброидов к щелочным породам происходит возрастание количества натрия и калия, но убывание—кальция, магния и двух-

валентного железа. Увеличивается также содержание кремния, резко уменьшаясь в щелочных породах. В противоположном направлении изменяется концентрация алюминия и трехвалентного железа.



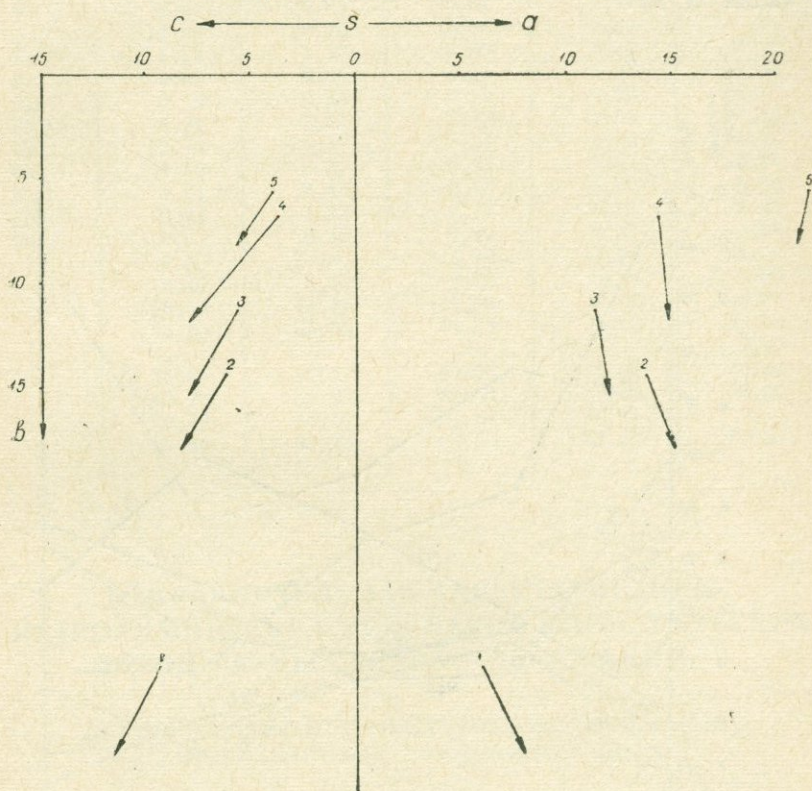
Фиг. 36.

Вариационная диаграмма средних химических составов главных типов интрузивных пород третичного возраста южной Армении. Для глинозема начало координат 10%. 1—габброиды; 2—монцититы; 3—гранитоиды; 4—порфириновые граниты; 5—щелочные породы.

Большинство исследователей параллелизует третичные интрузивные породы южной и северо-западной Армении, относя их к единому комплексу. Однако по средним химическим составам, объемным соотношениям однотипных пород, схеме внедрения магмы интрузивы этих двух регионов обладают как

сходными, так и отличительными особенностями (С. И. Баласаян, 1961³).

Средние составы главнейших однотипных пород обоих регионов (табл. 40 и 52) в общих чертах сходны, но в деталях несколько отличаются. Например, габброиды и гранитоиды южной Армении отличаются от таковых северо-западной части повышенной щелочностью. В щелочных породах первого региона натрий преобладает над калием. Обратное



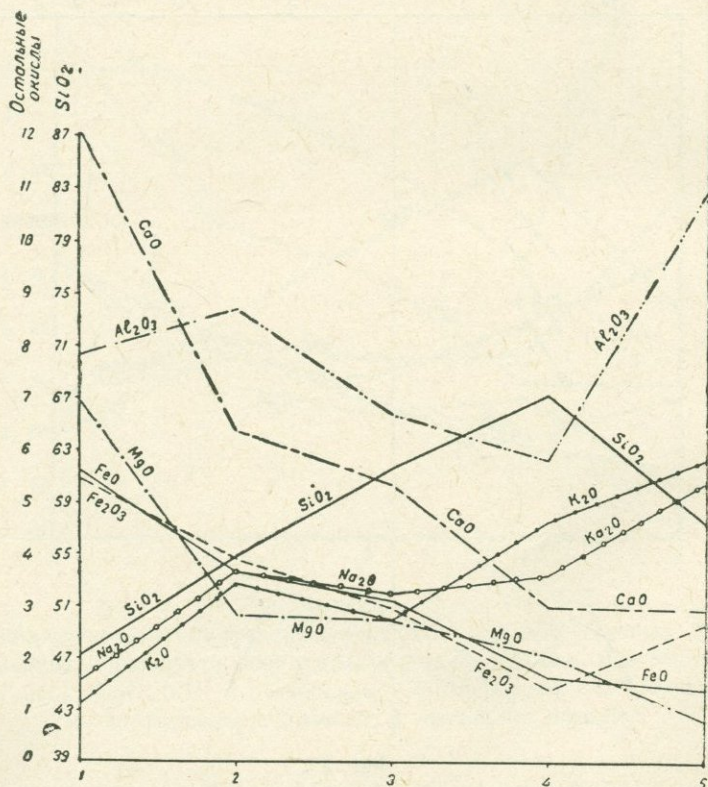
Фиг. 37.

Диаграмма средних химических составов главнейших типов интрузивных пород третичного возраста Армении. 1—габброиды; 2—монзониты; 3—гранитоиды; 4—порфировидные граниты; 5—щелочные породы.

соотношение наблюдается в аналогичных породах северо-западной Армении.

В табл. 53 сведены средние химические составы главнейших типов интрузивных пород третичного возраста Армении, которые иллюстрируются диаграммами, представленными на фиг. 37 и 38.

На приведенных средних составах также сказываются специфические черты третичных глубинных пород—общая повышенная щелочность, обычно принадлежность к нормальному ряду, тенденция к выравниванию содержания натрия, калия и др.



Фиг. 38.

Вариационная диаграмма средних химических составов главнейших типов интрузивных пород третичного возраста Армении. Для глинозема начало координат 10%. 1—габброиды; 2—монцитониты; 3—гранитоиды; 4—порфировидные граниты; 5—щелочные породы.

Средние химические составы главнейших типов интрузивных пород третичного возраста Армении

Окислы и числа Заварицкого	Габброиды (31 анал.)	Монцитониты (22 анал.)	Гранитоиды (85 анал.)	Порфири- видные граниты (18 анал.)	Щелочные породы (83 анал.)
SiO ₂	47,04	54,89	61,63	67,26	57,40
TiO ₂	0,64	0,61	0,57	0,37	0,23
Al ₂ O ₃	17,83	18,70	16,66	15,80	20,91
Fe ₂ O ₃	5,47	3,90	2,99	1,41	2,70
FeO	5,59	3,65	3,14	1,66	1,43
MnO	0,10	0,30	0,09	0,10	0,12
MgO	6,93	2,87	2,73	2,09	0,86
CaO	12,10	6,37	5,31	3,00	2,97
Na ₂ O	1,52	3,67	3,21	3,61	5,38
K ₂ O	1,14	3,45	2,78	4,62	5,80
ППП	0,84	1,23	0,77	0,85	1,40
H ₂ O	0,31	0,12	0,20	0,17	0,53
a	5,90	13,80	11,30	14,70	21,50
c	9,40	6,30	5,70	3,20	3,90
b	28,50	14,40	11,30	6,70	5,60
s	56,20	65,50	71,70	75,70	69,00
a'	—	—	—	—	5,00
f'	36,60	51,20	50,50	42,00	68,80
m'	42,70	35,70	41,60	52,00	26,20
c'	20,70	13,10	7,90	6,00	—
n	57,20	58,20	63,50	54,20	58,20

В. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗНЫХ ВОЗРАСТОВ И ФАЦИЙ

1. КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

В табл. 54 сведены средние составы разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении. Из этих средних составов вычислено среднее процентное содержание петрогенных элементов в тех же породах, что приводится в табл. 55. Для графического изображения различия в химизме эффузивов разных возрастов по данным табл. 55 построены диаграммы, представленные на фиг. 39—43.

Средние составы разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении

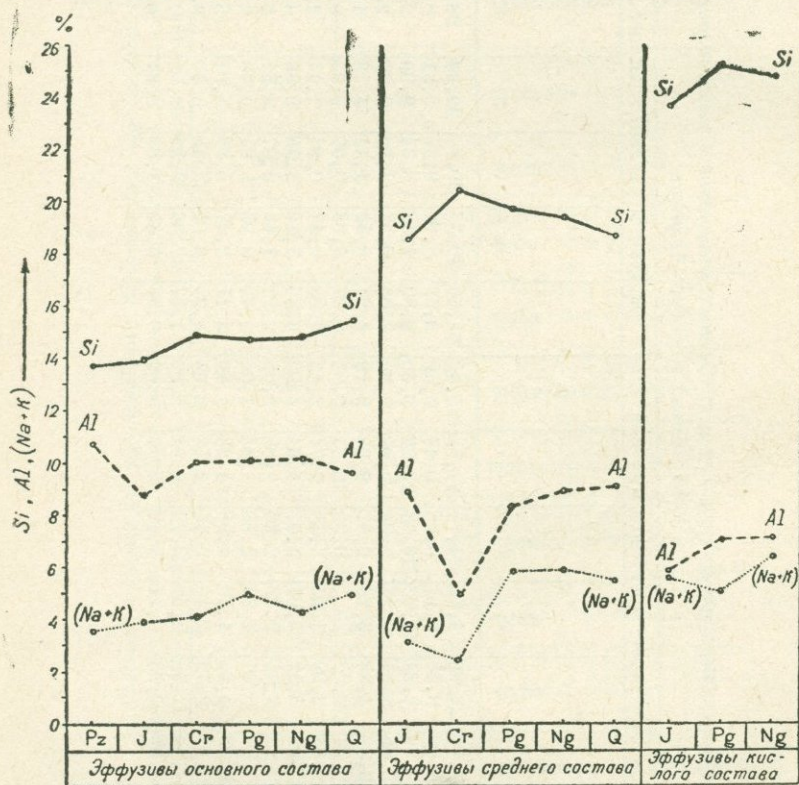
Оксиды	Эффузивы основного состава						Эффузивы среднего состава					Эффузивы кислого состава		
	Палеозой	Юра	Мел	Эоцен	Неоген	Четверт.	Юра	Мел	Эоцен	Неоген	Четверт.	Юра	Эоцен	Неоген
SiO ₂	51,05	51,15	53,26	52,90	53,16	54,43	61,14	65,02	63,58	62,80	61,40	72,05	75,44	74,35
TiO ₂	0,66	0,81	0,90	0,65	0,74	0,68	0,55	0,14	0,60	0,53	0,69	0,30	0,17	0,12
Al ₂ O ₃	20,70	16,65	18,96	19,05	19,33	18,13	16,64	11,39	15,77	16,81	17,15	12,94	13,49	13,47
Fe ₂ O ₃	4,12	4,78	3,19	4,64	4,34	3,63	4,31	0,49	4,15	3,26	3,20	3,04	1,43	1,14
FeO	3,89	5,48	4,09	3,44	3,45	3,99	1,63	0,58	1,85	1,88	1,87	1,19	0,68	0,27
MnO	0,05	0,11	—	0,12	0,06	0,07	0,09	0,04	0,12	0,07	0,09	0,19	0,01	0,06
MgO	4,39	4,94	3,24	3,14	4,55	4,03	3,13	0,78	1,56	1,87	2,23	1,07	0,14	0,15
CaO	7,13	7,44	7,06	7,37	7,85	6,88	4,69	4,85	3,06	4,01	4,26	1,76	0,53	0,98
Na ₂ O	3,09	3,16	3,75	3,11	3,21	4,04	3,65	2,05	2,80	4,33	3,96	3,88	3,17	4,03
K ₂ O	1,69	0,74	1,59	3,11	2,23	2,29	0,55	1,15	4,59	3,26	3,08	0,92	3,36	4,18
H ₂ O	—	0,42	0,93	0,04	0,32	0,46	0,47	2,72	0,43	0,30	0,32	0,32	0,81	0,37
ППП	—	4,28	1,88	2,10	1,01	0,61	3,21	11,17	1,61	0,92	1,46	2,33	0,98	0,83
Na ₂ O+K ₂ O	4,78	3,90	5,34	6,22	5,44	6,33	4,20	3,20	7,39	7,59	7,04	4,80	6,53	8,21
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,46	3,07	2,80	2,77	2,75	3,00	3,67	5,70	4,03	3,73	3,58	5,56	5,59	5,51
CaO/MgO	1,60	1,50	2,17	2,34	1,72	1,70	1,49	6,21	1,96	2,14	1,91	1,64	3,78	6,53
K ₂ O/Na ₂ O	0,54	0,23	0,42	1,00	0,69	0,57	0,15	0,56	1,64	0,75	0,78	0,24	1,05	1,03

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в разновозрастных однопипных эффузивных породах Армении

Элементы	Эффузивы основного состава						Эффузивы среднего состава					Эффузивы кислого состава		
	Палеозой	Юра	Мел	Эоцен	Неоген	Четвертич.	Юра	Мел	Эоцен	Неоген	Четвертич.	Юра	Эоцен	Неоген
Si	23,70	23,89	24,88	24,71	24,83	25,42	28,56	30,37	29,7	29,36	28,68	33,66	35,24	34,73
Ti	0,38	0,48	0,54	0,38	0,44	0,40	0,32	0,08	0,35	0,31	0,41	0,17	0,10	0,07
Al	10,79	8,81	10,03	10,08	10,22	9,59	8,80	5,02	8,34	8,89	9,07	5,84	7,13	7,12
Fe'''	2,85	3,34	2,23	3,24	3,03	2,60	3,01	0,34	2,90	2,28	2,24	2,12	1,00	0,79
Fe''	3,06	4,26	3,18	2,67	2,68	3,10	1,27	0,45	1,44	1,46	1,45	0,92	0,53	0,21
Mn	0,04	0,08	—	0,09	0,04	0,05	0,07	0,03	0,09	0,05	0,07	0,15	0,01	0,04
Mg	2,64	2,98	1,95	1,89	2,74	2,43	1,89	0,47	0,94	1,13	1,34	0,64	0,08	0,09
Ca	5,08	5,32	5,04	5,27	5,61	4,92	3,35	3,46	2,18	2,86	3,04	1,26	0,38	0,70
Na	2,23	2,34	2,78	2,30	2,38	2,99	2,71	1,52	2,07	3,21	2,93	2,88	2,35	2,99
K	1,30	0,61	1,32	2,58	1,85	1,90	0,46	0,95	3,81	2,70	2,56	0,76	2,79	3,47
Na+K	3,53	3,95	4,10	4,88	4,23	4,89	3,17	2,47	5,88	5,91	5,49	5,64	5,14	6,46
Si : Al	2,19	2,72	2,48	2,45	2,43	2,65	3,24	6,05	3,48	3,30	3,16	5,76	4,94	4,87
Ca : Mg	1,90	1,78	2,58	2,78	2,04	2,02	1,77	7,36	2,31	2,53	2,26	1,96	4,75	7,77
K : Na	0,50	0,26	0,47	1,12	0,77	0,63	0,16	0,63	1,85	0,84	0,87	0,26	1,19	1,16

Анализ таблиц и диаграмм позволяет наметить следующие особенности:

1. Все петрографические типы юры обладают резко выраженным натриевым обликом. Эффузивы мела¹ и палеозоя также имеют этот петрохимический признак, но менее выраженный чем у пород юры. Эффузивы эоцена отличаются калиевым характером, причем, как видно из диаграммы фиг. 42, эта особенность отчетливо проявляется в породах среднего состава. Остальным типам присущ, скорее всего, кали-натриевый характер. Однотипные породы неогена и четвертичного времени имеют натри-калиевый облик, причем с увеличением



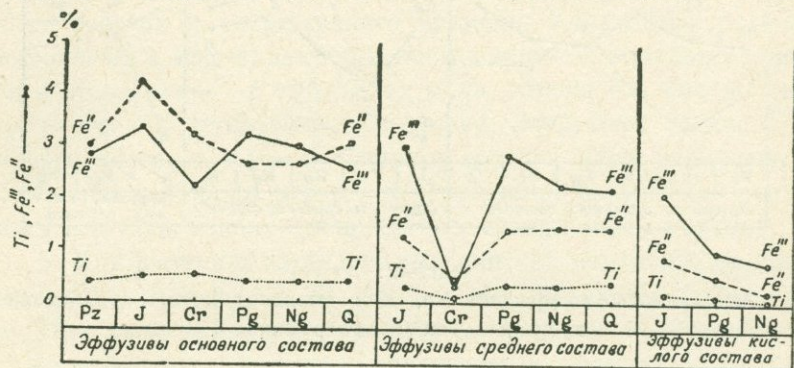
Фиг. 39.

Изменение среднего содержания Si, Al, (Na+K) в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении. Для Si начало координат 10%.

¹ Здесь и впредь имеется в виду верхний мел.

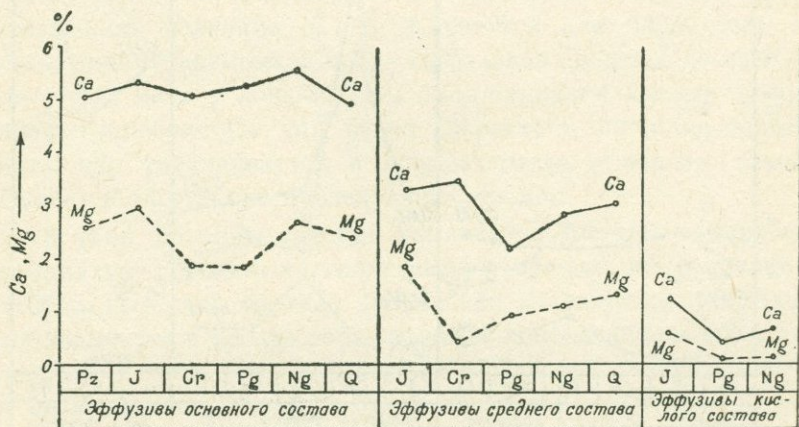
кислотности пород проявляется тенденция к выравниванию содержания натрия и калия.

2. Судя по диаграммам фиг. 39 и 42, содержание калия и суммарное количество щелочей возрастает во времени. Породы эоцена, неогена и четвертичного времени отличаются от аналогичных пород юры и мела высоким содержанием К и (Na+K). Обычно наименьшее количество их наблюдается в эффузивах юры и наибольшее—в породах эоцена.



Фиг. 40.

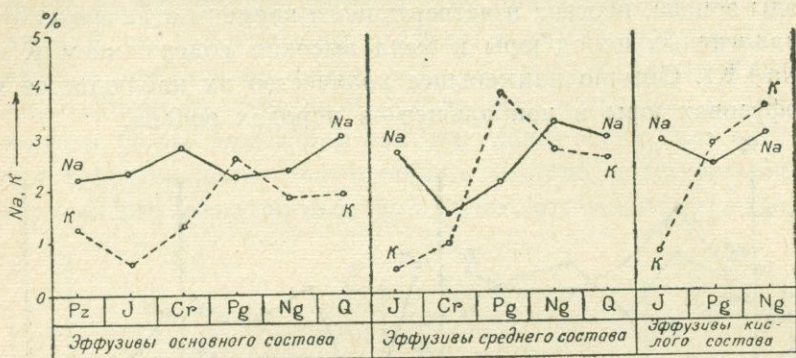
Изменение среднего содержания Ti, Fe'', Fe''' в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении.



Фиг. 41.

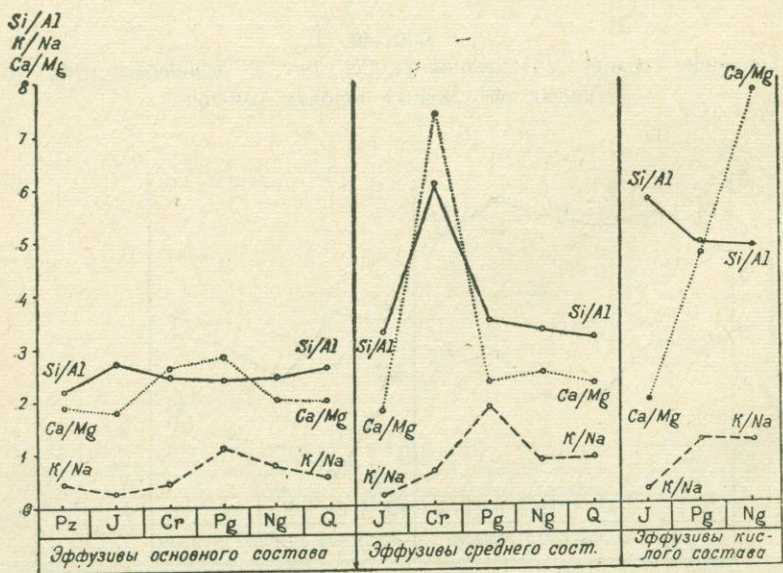
Изменение среднего содержания Ca, Mg в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении.

3. Кремний в повышенных количествах содержится во всех типах неогена, во многих разностях четвертичного времени, эоцена и мела. Среди эффузивов основного состава наибольшее содержание кремния усматривается в породах чет-



Фиг. 42.

Изменение среднего содержания Na, K в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении.



Фиг. 43.

Изменение отношения Si:Al, K:Na, Ca:Mg в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении.

вертикального времени. Эффузивы палеозоя и, в частности, юры характеризуются пониженным содержанием кремния. В породах основного и кислого составов юры и среднего состава мела алюминий присутствует в пониженных количествах, а в эффузивах остальных времен—в повышенных.

4. Наибольшее содержание ($Fe''' + Fe''$) наблюдается в основных и кислых типах юры, повышенное—в средних типах юры и эоцена и пониженное—во всех петрографических типах неогена и четвертичного времени. Количество магния наибольшее в эффузивах юры, повышенное—в породах палеозоя и пониженное—в эффузивах мела, эоцена и в кислых типах неогена и четвертичного времени. Эффузивы среднего и кислого составов юры и среднего состава мела отличаются повышенным, породы неогена и четвертичного времени—средним и все типы эоцена—пониженным содержанием кальция.

5. Как вытекает из диаграммы фиг. 43, изменение во времени отношения $K : Na$, $Si : Al$, $Ca : Mg$ происходит по-разному. При омолаживании продуктов вулканизма отношение $K : Na$ возрастает, достигая максимума в эффузивах эоцена. Наименьшая величина $K : Na$ характерна для всех петрографических типов юры. Породы палеозоя и мела отличаются пониженной, а породы неогена и четвертичного времени, наоборот, повышенной величиной $K : Na$. Среди основных типов повышенная величина $Si : Al$ отмечается для пород юры и четвертичного времени, а среди эффузивов среднего состава—для пород мела и эоцена. При омолаживании кислых эффузивов отношение $Ca : Mg$ резко возрастает, но в остальных типах оно увеличивается в породах мела и эоцена, затем убывает в эффузивах последующих времен.

В табл. 56 даны средние химические составы продуктов вулканизма различных геологических времен, на основании которых выведено среднее процентное содержание петрогенных элементов в тех же образованиях, приведенное в табл. 57. Средние составы разновозрастных эффузивов иллюстрируются диаграммами фиг. 44—46, составленными согласно табл. 57.

Рассмотрение таблиц и диаграмм показывает, что специфика химизма эффузивов разных возрастов в общих чертах отражена и в их средних составах. Средний состав продуктов

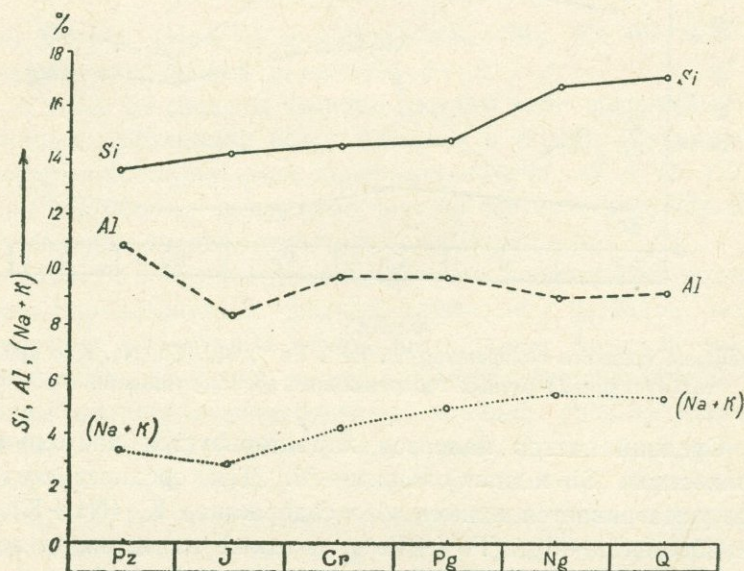
Средние составы продуктов вулканизма разных геологических времен Армении

Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$
1. Палеозой	51,05	0,66	20,70	4,12	3,89	0,05	4,39	7,13	3,09	1,69	—	—	4,78	—	—	—
2. Юра	52,70	0,76	16,06	4,45	5,13	0,11	4,60	7,00	3,20	0,74	4,09	0,40	3,94	3,28	0,23	1,52
3. Мел	53,37	0,89	18,88	3,15	4,04	—	3,09	7,02	3,75	1,58	1,81	0,94	5,33	2,83	0,42	2,27
4. Эоцен	53,80	0,61	18,78	4,48	3,27	0,11	2,94	6,99	3,13	3,19	2,04	0,05	6,32	2,86	1,01	2,37
5. Неоген	60,78	0,61	17,30	3,42	2,21	0,05	2,50	4,88	3,98	3,02	0,92	0,29	7,00	3,51	0,75	1,95
6. Четвер- тичный	59,04	0,80	17,50	3,24	2,52	0,09	2,64	5,03	4,00	2,90	1,34	0,42	6,90	3,37	0,72	1,90

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в продуктах вулканизма разных геологических времен Армении

Возраст	Si	Ti	Al	Fe'''	Fe''	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na+K	Si:Al	K:Na	Ca:Mg
1. Палеозой	23,70	0,38	10,79	2,85	3,00	0,04	2,64	5,08	2,23	1,30	3,53	2,19	0,50	1,90
2. Юра	24,24	0,44	8,35	3,42	3,95	0,08	2,76	4,97	2,36	0,61	2,97	2,90	0,25	1,80
3. Мел	24,55	0,52	9,81	2,42	3,11	—	1,85	4,98	2,77	1,51	4,28	2,50	0,54	2,69
4. Эоцен	24,74	0,35	9,76	3,44	2,51	0,08	1,76	4,96	2,31	2,64	4,95	2,53	1,14	2,79
5. Неоген	26,75	0,35	8,99	2,63	1,70	0,03	1,50	3,46	2,94	2,50	5,44	2,97	0,85	2,30
6. Четвертичный	27,15	0,47	9,10	2,49	1,94	0,06	1,58	3,57	2,96	2,40	5,36	2,98	0,81	2,25

вулканизма каждого последующего геологического времени сходен с таковым предшествующего. Обращает на себя вни-

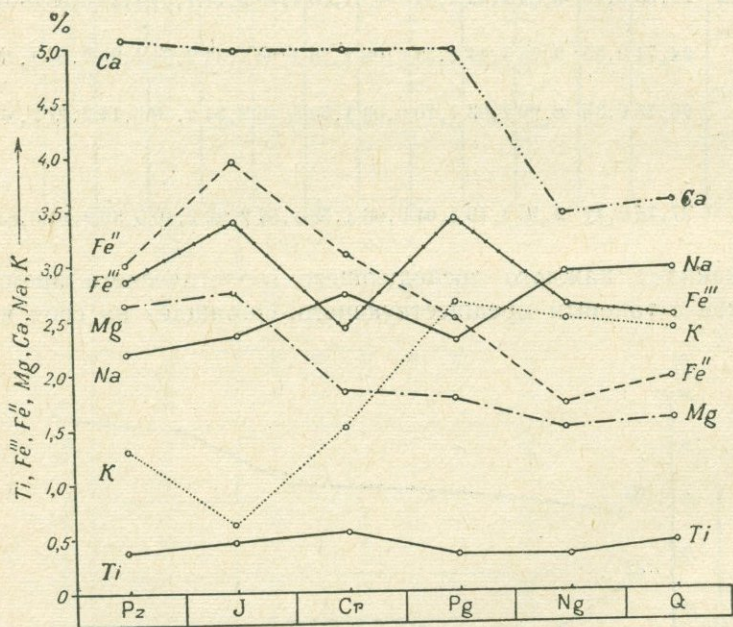


Фиг. 44

Изменение среднего содержания Si, Al, (Na+K) в продуктах вулканизма разных геологических времен Армении. Для Si начало координат 10 %.

мание большое сходство средних составов неогена и четвертичного времени. Они очень близки также по величинам отношения $Si:Al$, $K:Na$, $Ca:Mg$.

При переходе от древних эффузивов к более молодым, как это хорошо видно из диаграмм фиг. 44—46, наблюдается тенденция к возрастанию содержания кремния, калия, общей суммы щелочей, но к убыванию—кальция, двухвалентного железа, магния. В том же направлении увеличивается величина отношения $K:Na$.

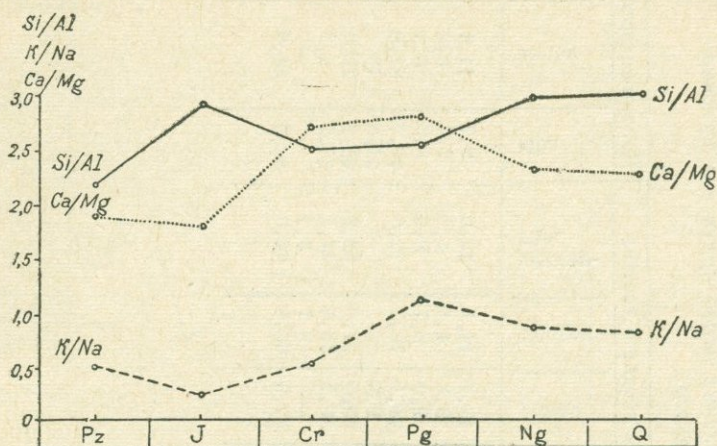


Фиг. 45.

Изменение среднего содержания Ti , Fe''' , Fe'' , Mg , Ca , Na , K в продуктах вулканизма разных геологических времен Армении.

Средний состав палеозоя характеризуется наименьшим количеством Si и наибольшим— Al . Для среднего состава юры усматривается наименьшее содержание K , $(Na+K)$, Al и наибольшее— Mg , $(Fe''' + Fe'')$, а также наименьшая величина $K:Na$, $Ca:Mg$. Средний состав мела отличается пониженным количеством K и средним— Na , $(Na+K)$ Mg , $(Fe'' + Fe''')$. Средний состав эоцена обладает наибольшим содер-

жанием K , повышенным— $(Na+K)$, Al и наибольшей величиной отношения $K:Na$, $Ca:Mg$. Средние составы неогена и четвертичного времени характеризуются наибольшим содержа-



Фиг. 46.

Изменение отношения $Si:Al$, $K:Na$, $Ca:Mg$ в средних составах разновозрастных эффузивов Армении.

нием Si , Na , $(Na+K)$ и наименьшим— Mg , Ca , $(F''+Fe''')$, а также наибольшей величиной $Si:Al$.

В табл. 58 сведены средние составы разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении в числах Заварицкого, которые иллюстрируются диаграммами фиг. 47 и 48. Нумерация векторов на диаграмме фиг. 48 соответствует порядковым номерам средних составов пород в табл. 58.

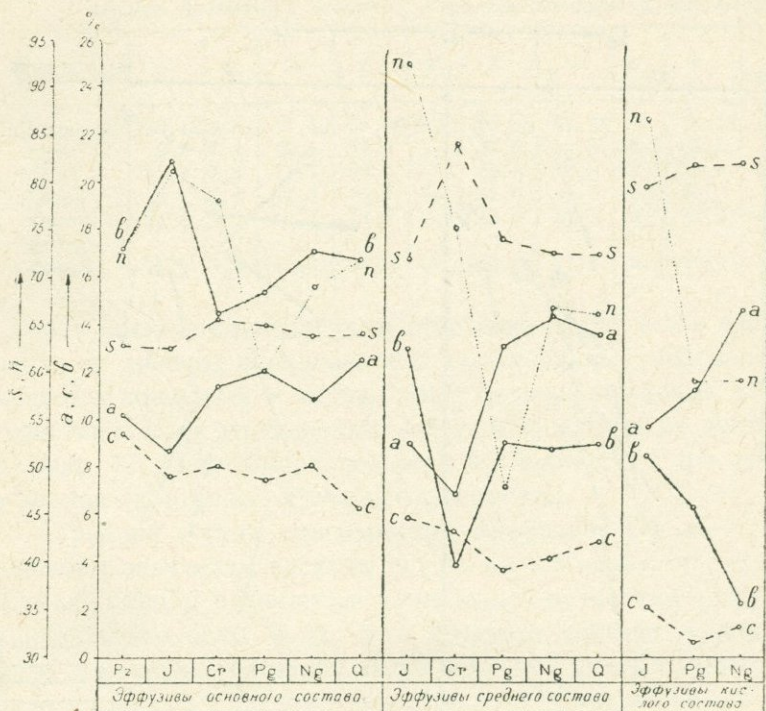
Табл. 58 и приведенные диаграммы показывают, что числовые характеристики средних химических составов разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении значительно отличаются друг от друга. Исключение составляют эффузивы неогена и четвертичного времени, средние составы которых довольно близки между собой. Однотипные породы юры и мела еще более отличаются от подобных образований эоцена, неогена и четвертичного времени, причем с увеличением кислотности пород это различие углубляется.

Хотя для эффузивов эоцена, неогена и четвертичного времени усматриваются некоторые общие черты, но все же они в своих деталях отличаются друг от друга. Например,

Средние составы разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении в числовых характеристиках Заварицкого

Числа Завариц- кого	Породы основного состава						Породы среднего состава					Породы кислого состава		
	палео- зой	юра	мел	эоцен	неоген	четвер- тич.	юра	мел	эоцен	неоген	четвер- тич.	юра	эоцен	неоген
a	10,19	8,6	11,4	12,1	10,8	12,6	9,0	6,8	13,1	14,5	13,6	9,7	11,3	14,6
c	9,51	7,6	8,1	7,5	8,1	6,3	5,9	5,3	3,8	4,1	4,9	2,1	0,6	2,2
b	17,30	21,0	14,5	15,4	17,1	16,8	13,0	3,9	9,0	8,7	8,9	8,5	6,3	2,1
s	63,00	62,8	66,0	65,0	64,0	64,3	72,1	84,0	74,1	72,7	72,6	79,7	81,8	82,1
a'	6,93	—	—	—	—	—	16,2	—	9,3	—	—	34,5	73	25,8
f'	45,88	47,5	50,0	50,2	42,5	43,6	41,6	27,5	60,5	54,8	52,8	45,3	22,8	61,1
m'	47,19	42,1	41,2	36,4	46,6	42,0	42,2	37,2	30,2	36,5	44,1	20,2	4,2	13,1
c'	—	10,4	8,8	13,4	10,9	14,4	—	35,3	—	8,7	3,1	—	—	—
n	73,50	81,5	78,0	60,1	69,0	72,0	92,5	75,0	47,9	66,8	66,0	86,5	58,8	59,0

они отличаются по крутизне и длине соответствующих векторов на обеих проекциях диаграммы фиг. 48, а иногда также по расположению фигуративных точек относительно осей координат.



Фиг. 47.

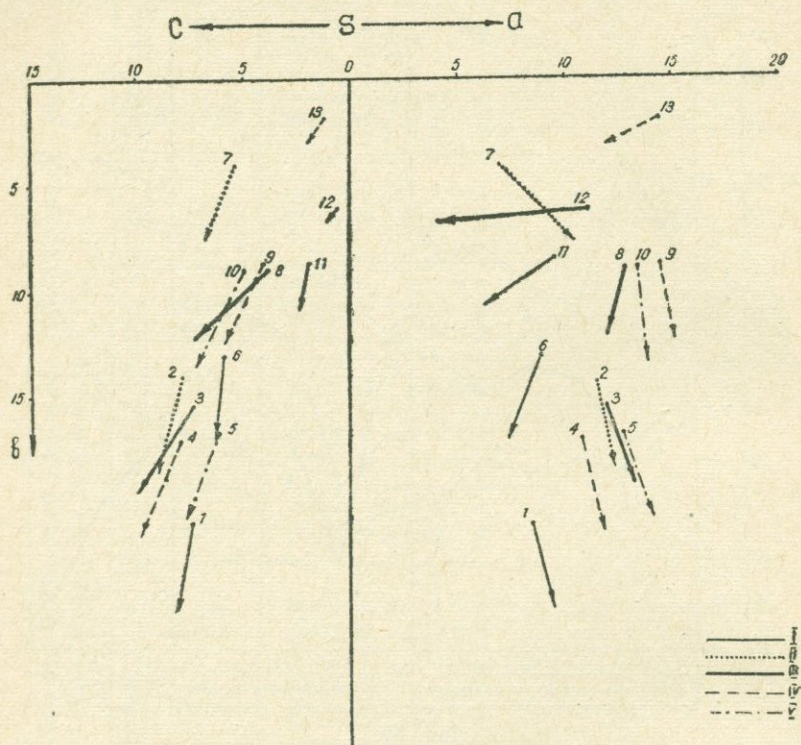
Изменение величин основных числовых характеристик Заварицкого в разновозрастных однотипных эффузивных породах Армении.

Сопоставляя между собой числовые характеристики средних составов разновозрастных однотипных эффузивных пород в табл. 58 и на диаграммах фиг. 47 и 48, можно отметить следующие особенности:

1. Наибольшая величина числа *a* характерна эффузивам неогена и четвертичного времени, наименьшая—породам юры. Продукты вулканизма эоцена также отличаются повышенной величиной числа *a*.

2. Величина числа *c* наибольшая для средних и кислых пород юры, повышенная—для пород палеозоя и мела, пони-

женная—для пород миоплиоцена и четвертичного времени, часто наименьшая—для эффузивов эоцена. Всем петрографическим типам юры присуще наибольшее значение числа **b**. Величина числа **b** наименьшая для пород мела и повышен-



Фиг. 48.

Диаграмма средних химических составов разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении. 1—юра; 2—мел; 3—эоцен; 4—неоген; 5—четвертичный.

ная—для эффузивов палеозоя.

3. Продукты вулканической деятельности юры отличаются наименьшим значением числа **s**, но наибольшим—числа **n**. Наименьшая величина числа **n** характерна эффузивам эоцена и пониженная—породам неогена и четвертичного времени.

В табл. 59 приведены средние составы продуктов вулканизма разных геологических времен Армении в числах Зава-
348

рицкого, на основании которых построены диаграммы, представленные на фиг. 49 и 50.

Таблица 59

Средние составы продуктов вулканизма разных геологических времен Армении в числовых характеристиках Заварицкого

Возраст	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	$\frac{a}{c}$
1. Палеозой	10,19	9,51	17,30	63,00	6,93	45,88	47,19	—	73,53	1,07
2. Юра	8,7	7,1	19,6	65,6	—	47,5	42,3	10,2	81,8	1,22
3. Мел	11,4	7,3	14,7	66,6	—	47,5	38,8	13,7	78,0	1,56
4. Эоцен	12,4	7,2	14,7	65,7	—	51,0	36,1	12,9	60,0	1,72
5. Неоген	13,6	5,0	10,4	71,0	—	49,0	41,5	9,5	67,0	2,72
6. Четвер- тичный	13,5	5,4	11,0	70,1	—	48,6	42,4	9,0	67,5	2,50

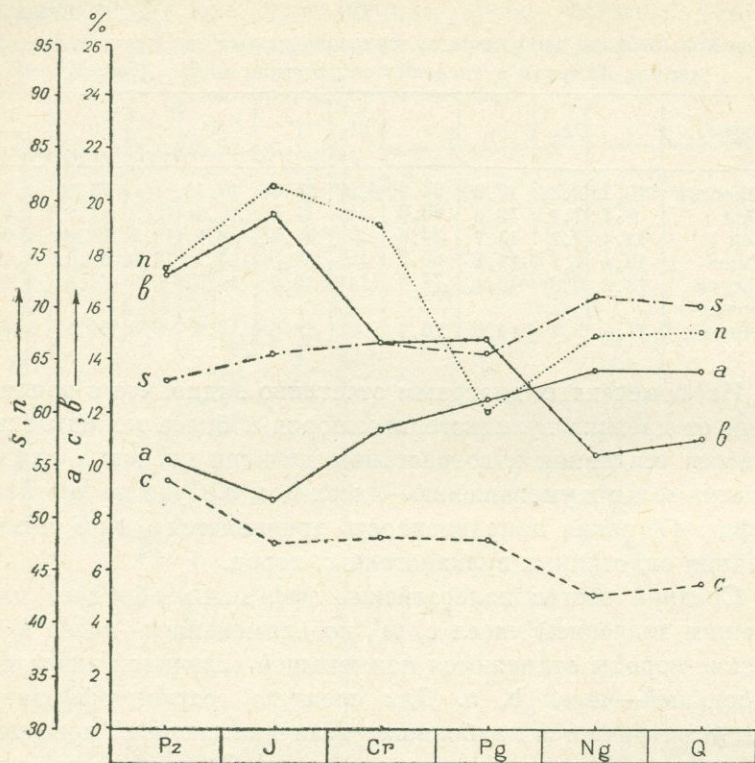
Из отмеченных диаграмм отчетливо видно, что в направлении от древних вулканогенных пород к более молодым намечается тенденция к возрастанию величин числовых характеристик s , a и к уменьшению—чисел b , c , n . Судя по диаграмме фиг. 47, такая направленность проявляется и при омолаживании однотипных вулканогенных пород.

Средний состав палеозойских эффузивов обладает наибольшим значением чисел c , m' , но наименьшим—чисел s , f' , Юрские породы отличаются наименьшей величиной числа a и наибольшей—чисел b , n . Для среднего состава эффузивов мела усматривается наибольшая величина числа c' , повышенная—чисел c , b и средняя—чисел a , s , m' . Средний состав продуктов вулканизма эоцена характеризуется наименьшим значением чисел n , m' , наибольшим—числа f' , повышенным—числа a . Средние составы эффузивов неогена и четвертичного времени довольно близки между собой и отличаются от таковых предыдущих времен наибольшей величиной чисел a , s , но наименьшей—чисел b , c , c' .

Резюмируя вышеизложенные данные, можно наметить для разновозрастных эффузивных пород Армении наиболее характерные петрохимические признаки. Из-за недостаточности аналитических данных характеристика палеозойских эффузивов неполная и подлежит дальнейшему уточнению.

На основании имеющегося материала для палеозойских вулканогенных образований можно привести следующие признаки: 1) натриевый облик; 2) пониженное содержание Si , но

повышенное —Mg, Fe; 3) пониженная величина числа *s* и повышенная—чисел *c*, *b*, *n*.



Фиг. 49.

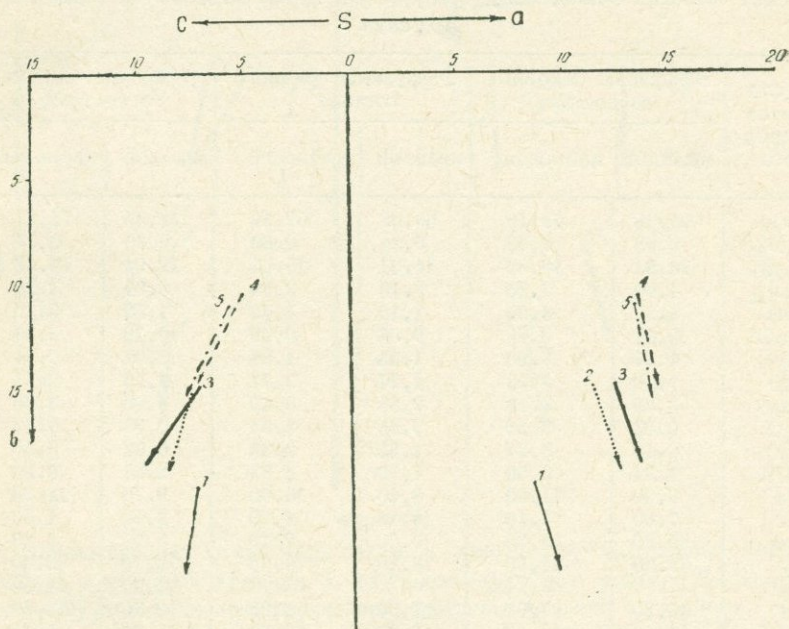
Изменение величин основных числовых характеристик Заварицкого в продуктах вулканизма различных геологических времен Армении.

Юрские эффузивы отличаются: 1) резко выраженным натриевым характером; 2) наименьшим количеством К, (Na+K), пониженным—Si, и наибольшим—(Fe''' + Fe''), Mg; 3) наименьшим значением чисел *a*, *s*, но наибольшим—чисел *b*, *n*, часто *c*.

Верхнемеловым породам присущи: 1) натриевый характер; 2) пониженное содержание К, (Na+K), Mg и повышенное Si, часто Al; 3) пониженная величина числа *a* и повышенная—чисел *c*, *s*, *n*.

Для эоценовых вулканических продуктов характерны:

1) обычно калиевый или кали-натриевый облик; 2) наибольшее содержание К, повышенное—(Na+K) и пониженное—Mg, Fe; 3) наименьшее значение чисел n , m' , часто c , повышенное—числа a .



Фиг. 50.

Диаграмма средних химических составов продуктов вулканизма разных геологических времен Армении. 1—юра; 2—верхний мел; 3—эоцен; 4—неоген; 5—четвертичный.

Эффузивы неогена и четвертичного времени характеризуются: 1) натри-калиевым обликом; 2) нередко наибольшим количеством (Na+K) и наименьшим—Mg, (Fe^{'''}+Fe^{''}), Ca; 3) часто наибольшей величиной числа a , но наименьшей—чисел c , b и пониженной—числа n .

Необходимо отметить, что наиболее щелочные эффузивы возникли в палеогене, но они исключены из рассмотрения, поскольку подобные образования отсутствуют среди продуктов вулканизма остальных времен.

Приведенные данные свидетельствуют о значительных различиях в петрохимических признаках вулканогенных по-

род разных возрастов. Особенно эффузивы кайнозоя резко отличаются от аналогичных пород предшествующих времен.

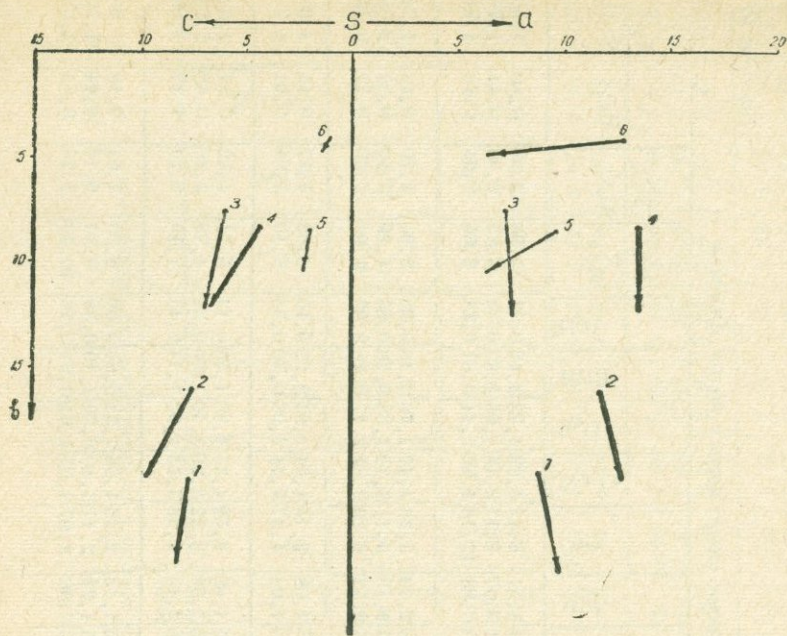
Таблица 60

Средние составы однотипных эффузивных пород мезозоя и кайнозоя
Армении

Окислы и числа Завариц- кого	Эффузивы основно- го состава		Эффузивы среднего состава		Эффузивы кисло- го состава	
	мезозой	кайнозой	мезозой	кайнозой	мезозой	кайнозой
SiO ₂	51,38	53,49	63,08	62,59	72,05	74,87
TiO ₂	0,82	0,69	0,34	0,60	0,30	0,14
Al ₂ O ₃	16,91	18,83	14,01	16,64	12,94	13,48
Fe ₂ O ₃	4,60	4,20	2,40	3,53	3,04	1,28
FeO	5,33	3,62	1,10	1,86	1,19	0,42
MnO	0,11	0,08	0,06	0,09	0,19	0,03
MgO	4,75	3,90	1,95	1,88	1,07	0,14
CaO	7,40	7,03	4,77	3,77	1,76	0,75
Na ₂ O	3,23	3,45	2,85	3,69	3,88	3,60
K ₂ O	0,83	2,54	0,85	3,64	0,92	3,77
H ₂ O	0,48	0,27	1,59	0,35	0,32	0,59
ППП	4,01	0,90	7,19	1,33	2,33	0,90
a	8,90	11,80	8,20	13,60	9,70	12,80
c	7,60	7,40	6,10	4,50	2,10	1,00
b	20,20	16,00	7,50	8,40	8,50	4,20
s	63,30	64,80	78,20	73,50	79,70	82,00
a'	—	—	—	—	34,50	61,50
f'	47,80	46,00	47,00	59,00	45,30	33,80
m'	42,50	43,40	49,00	39,30	20,20	4,70
c'	9,70	10,60	4,00	1,70	—	—
n	85,10	67,00	83,80	61,00	86,50	59,20

В табл. 60 приведены средние химические составы однотипных вулканогенных пород мезозоя и кайнозоя, на основании которых составлена диаграмма фиг. 51. Таблица 60 и характерное расположение векторов на диаграмме фиг. 51 указывают на значительные различия в средних составах однотипных пород мезозойской и кайнозойской эр.

Все петрографические типы кайнозоя являются более щелочными породами, чем мезозойские и отличаются несколько большей кислотностью. Эффузивы мезозоя обладают пониженным содержанием калия, алюминия и общей суммы щелочей. Если эффузивам кайнозоя присуща повышенная величина числа *a* и пониженная—чисел *n* *c*, то для мезозойских образований типична прямо противоположная картина.



Фиг. 51.

Диаграмма средних химических составов однотипных эффузивных пород мезозоя и кайнозоя Армении. 1—основные эффузивы мезозоя; 2—основные эффузивы кайнозоя; 3—средние эффузивы мезозоя; 4—средние эффузивы кайнозоя; 5—кислые эффузивы мезозоя; 6—кислые эффузивы кайнозоя.

II. КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

В табл. 61 даны средние составы разновозрастных однотипных интрузивных пород Армении, из которых выведено среднее процентное содержание петрогенных элементов в тех же породах, приведенное в табл. 62. Различия в химизме интрузивных пород разных возрастов иллюстрируются диаграммами фиг. 52—56, построенными согласно табл. 62.

Сопоставление средних химических составов разновозрастных однотипных интрузивных пород в табл. 61, 62 и на отмеченных диаграммах выявляет следующую картину:

1. Породы палеозоя и мезозоя характеризуются натрие-

Средние составы разновозрастных однотипных интрузивных пород Армении

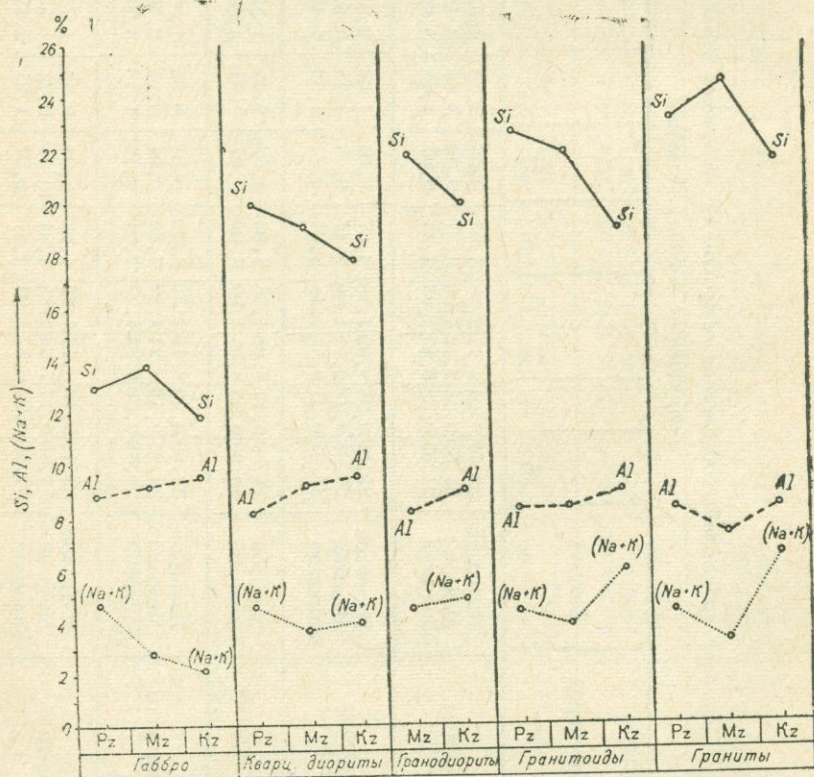
Название пород	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂	CaO	K ₂ O
															Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O
Габброиды	Палеозой	49,55	1,55	16,54	3,37	5,27	0,11	5,34	8,47	4,23	1,73	3,42	0,14	5,96	2,99	0,40	1,58
	Мезозой	51,51	0,58	17,74	5,84	4,38	0,11	5,07	9,11	2,44	1,08	1,65	0,32	3,52	2,90	0,44	1,79
	Кайнозой	47,04	0,64	17,83	5,47	5,59	0,10	6,93	12,10	1,52	1,14	0,84	0,31	2,66	2,63	0,75	1,74
Кварцевые диориты	Палеозой	63,97	0,60	15,57	1,69	2,17	0,06	2,70	3,36	4,17	1,78	3,18	0,30	5,95	4,10	0,43	1,24
	Мезозой	63,26	0,33	17,59	2,29	3,21	0,05	2,46	5,14	3,12	1,58	0,79	0,25	4,70	3,59	0,51	2,08
	Кайнозой	59,22	0,45	17,99	3,54	4,68	0,14	2,52	6,19	2,81	2,17	0,48	0,23	4,98	3,29	0,77	2,45
Гранодиориты	Мезозой	68,13	0,29	15,24	2,32	2,52	0,68	1,08	2,14	4,01	1,81	2,22	0,40	5,82	4,47	0,45	1,98
	Кайнозой	64,00	0,59	16,67	2,72	2,56	0,10	1,01	4,37	3,14	2,96	0,59	0,53	6,10	3,84	0,94	4,32
Гранитоиды	Палеозой	69,90	0,31	15,46	1,75	1,66	0,05	1,60	2,59	4,35	1,36	1,16	0,11	5,71	4,52	0,31	1,62
	Мезозой	68,20	0,27	15,55	1,70	2,40	0,05	1,58	3,52	3,29	1,59	1,30	0,39	4,88	4,38	0,49	2,23
	Кайнозой	61,83	0,49	16,69	2,64	2,59	0,16	2,43	4,53	3,43	4,02	1,14	0,17	7,45	8,70	1,17	1,86
Граниты	Палеозой	70,89	0,27	15,42	1,75	1,58	0,05	1,42	2,46	4,36	1,31	0,84	0,09	8,50	7,81	0,18	1,25
	Мезозой	73,62	0,29	13,70	2,21	1,34	0,05	1,22	2,17	3,40	0,76	1,10	0,58	6,30	9,14	0,14	1,30
	Кайнозой	67,40	0,36	15,70	1,45	1,64	0,09	2,06	2,97	3,57	4,61	0,84	0,16	10,70	7,28	0,84	1,05

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в разновозрастных однопородных интрузивных породах Армении

Название пород	Возраст	Si	Ti	Al	Fe'''	Fe''	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na+K	Si:Al	Ca:Mg	K:Na
Габброиды	Палеозой	22,79	0,91	8,77	2,36	4,05	0,08	3,22	6,05	3,13	1,43	4,56	2,64	1,88	0,46
	Мезозой	23,69	0,35	2,22	4,09	3,37	0,08	3,06	6,46	1,81	0,89	2,70	2,67	2,12	0,49
	Кайнозой	21,63	0,38	9,45	3,83	4,34	0,07	4,18	8,65	1,13	0,95	2,08	2,33	2,07	0,84
Кварцевые диориты	Палеозой	29,89	0,35	8,09	1,18	1,67	0,04	1,62	2,38	3,08	1,47	4,55	3,63	1,46	0,48
	Мезозой	29,09	0,19	9,14	1,60	2,47	0,03	1,48	3,64	2,30	1,31	3,61	3,18	2,48	0,56
	Кайнозой	27,67	0,27	9,53	2,48	3,64	0,11	1,52	4,42	2,08	1,80	3,88	2,90	2,91	0,86
Гранодиориты	Мезозой	31,83	0,17	8,08	1,62	1,96	0,52	0,65	1,53	2,97	1,50	4,47	3,94	2,35	0,50
	Кайнозой	29,90	0,35	8,83	1,90	1,99	0,07	0,61	3,12	2,33	2,46	4,79	3,39	5,11	1,05
Гранитоиды	Палеозой	32,66	0,19	8,19	1,22	1,29	0,04	0,96	1,85	3,23	1,13	4,36	3,99	1,93	0,35
	Мезозой	31,86	0,16	8,24	1,19	1,86	0,04	0,95	2,51	2,44	1,32	3,76	3,86	2,75	0,54
	Кайнозой	28,89	0,29	8,84	1,85	2,01	0,12	1,46	3,24	2,54	3,34	5,88	3,34	2,22	1,31
Граниты	Палеозой	33,12	0,16	8,17	1,22	1,23	0,04	0,86	1,71	3,23	1,09	4,32	4,05	1,98	0,34
	Мезозой	34,39	0,17	7,26	1,55	1,04	0,04	0,73	1,55	2,52	0,63	3,15	4,74	2,12	0,25
	Кайнозой	31,49	0,22	8,32	1,01	1,27	0,07	1,24	2,12	2,65	3,82	6,47	3,78	1,71	1,44

вым обликом, но у первых этот признак выражен более резко. Кислые типы кайнозоя имеют калиевый характер, а средние—натри-калиевый.

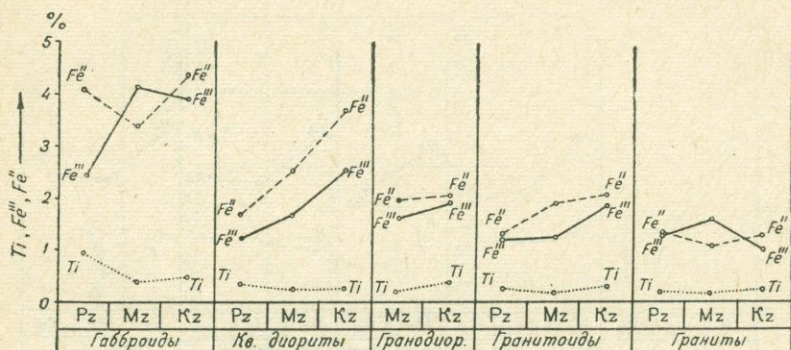
2. За редкими исключениями, кайнозойским гранитоидам присуща наибольшая и мезозойским—наименьшая щелочность. Палеозойские породы отличаются от таковых мезозоя и кайнозоя наибольшим содержанием натрия. В повышенных количествах натрия содержится также во многих разностях мезозоя. Наиболее высокое количество калия наблюдается в гранитоидах кайнозоя, наименьшее—в аналогичных породах мезозоя. Этот признак с возрастанием кислотности пород становится резче. Обычно интрузивы палеозоя отличаются низким количеством калия.



Фиг. 52.

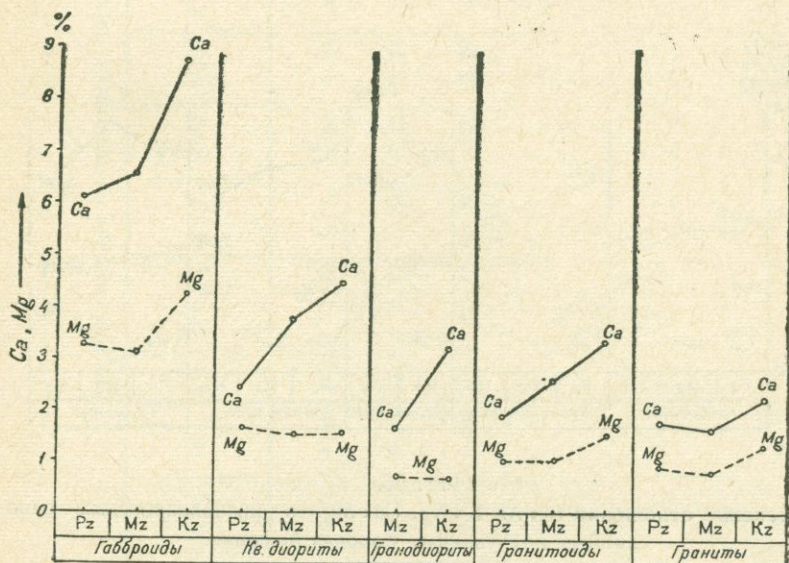
Изменение среднего содержания Si, Al, (Na+K) в разновозрастных однотипных интрузивных породах Армении. Для Si начало координат 10%.

3. Без исключения интрузивы кайнозоя, по сравнению с породами палеозоя и мезозоя, содержат достаточно мало кремния. Во всех петрографических типах последних двух эр отмечается высокое содержание кремния. В габброидах и



Фиг. 53.

Изменение среднего содержания Ti, Fe'', Fe''' в разновозрастных одноптиных интрузивных породах Армении.

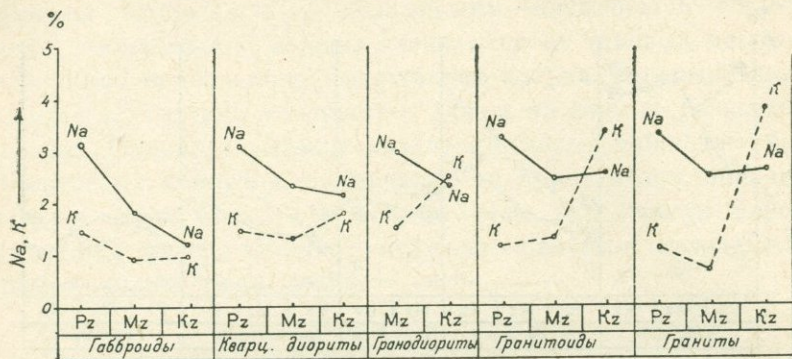


Фиг. 54.

Изменение среднего содержания Ca, Mg в разновозрастных одноптиных интрузивных породах Армении.

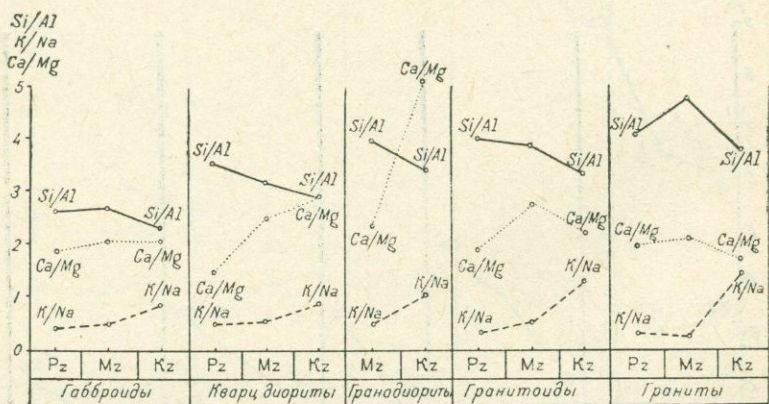
гранитах мезозоя количество его больше, чем в аналогичных типах палеозоя.

4. Из диаграмм фиг. 52—54 легко заметить, что при переходе от древних интрузивных комплексов к более молодым



Фиг. 55.

Изменение среднего содержания Na, K в разновозрастных однопородных интрузивных породах Армении.



Фиг. 56.

Изменение отношения Si : Al, K : Na, Ca : Mg в разновозрастных однопородных интрузивных породах Армении.

увеличивается количество алюминия, кальция, железа и магния, хотя от этого правила есть некоторые отклонения. Кайнозойские породы характеризуются наибольшим, а палеозой-

Таблица 63

Средние составы интрузивных пород различных эр Армении

Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂ Al ₂ O ₃	CaO Mgo	K ₂ O Na ₂ O
Палеозой	69,70	0,33	15,47	1,76	1,70	0,05	1,64	2,65	4,34	1,37	1,19	0,11	5,71	4,50	1,61	0,31
Мезозой	67,58	0,36	15,70	2,11	2,40	0,15	1,71	3,80	3,32	1,58	1,35	0,37	4,90	4,30	2,22	0,47
Кайнозой	57,84	0,56	17,10	3,13	3,06	0,27	2,60	4,94	3,79	3,58	1,04	0,20	7,37	3,38	1,90	0,94

ские—наименьшим содержанием Al, Ca, (Fe^{'''}+Fe^{''}), Mg. Перечисленные элементы в пониженных количествах содержатся в гранитоидах мезозоя.

5. Судя по диаграмме фиг. 56, величина отношения K : Na возрастает во времени. При омолаживании габброидов, кварцевых диоритов и гранодиоритов увеличивается также отношение Ca : Mg. В противоположном направлении обычно изменяется отношение Si : Al. Величина Si : Al наибольшая в палеозойских интрузивах и наименьшая—в кайнозойских. Часто она близка в породах палеозоя и мезозоя. Наоборот, наибольшая величина K : Na характерна для гранитоидов кайнозоя и наименьшая—для пород палеозоя. Обычно же она близка в интрузивах палеозоя и мезозоя.

В табл. 63 сведены средние химические составы продуктов интрузивного магматизма разных эр Армении. Из этих средних составов вычислено среднее процентное содержание петрогенных элементов в тех же образованиях, что приводится в табл. 64. По данным последней таблицы построены диаграммы, представленные на фиг. 57, 58, 59.

Таблица 64

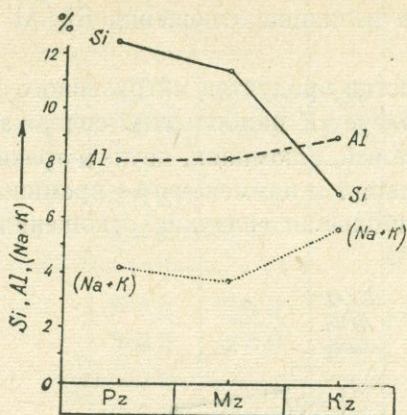
Среднее процентное содержание петрогенных элементов в интрузивных породах различных эр Армении

Возраст	Si	Ti	Al	Fe ^{'''}	Fe ^{''}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Si : Al	Ca : Mg	K : Na	Na+K
Палеозой	32,58	0,20	8,20	1,23	1,32	0,04	0,99	1,89	3,22	1,14	3,97	1,90	0,35	4,36
Мезозой	31,57	0,22	8,32	1,48	1,86	0,11	1,02	2,69	2,46	1,31	3,80	2,53	0,53	3,76
Кайнозой	27,02	0,34	9,06	2,19	2,38	0,21	1,57	3,53	2,81	2,97	2,98	2,25	1,06	5,78

Как видно из таблиц и диаграмм, специфика химизма интрузивных пород разных эр в общих чертах сказывается на приведенных средних составах.

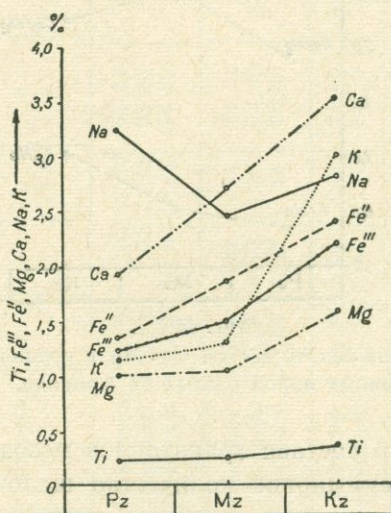
При переходе от древних интрузивов к более молодым происходит закономерное увеличение содержания калия, магния, железа, кальция, алюминия, но убывание—кремния, на-

трия. В том же направлении возрастает величина отношения $K:Na$ и уменьшается— $Si:Al$.



Фиг. 57.

Изменение среднего содержания Si, Al, (Na+K) в продуктах интрузивного магматизма разных эр Армении. Для Si начало координат 20 %.



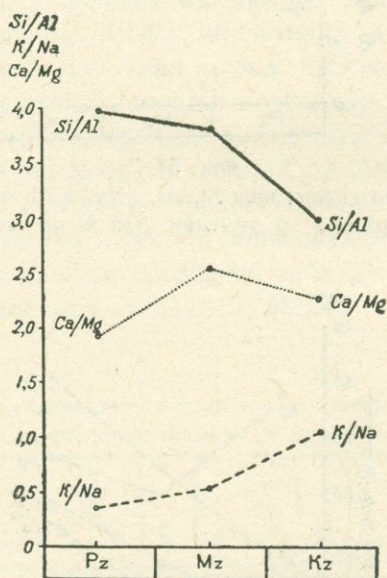
Фиг. 58.

Изменение среднего содержания Ti, Fe'', Fe''', Mg, Ca, Na, K в продуктах интрузивного магматизма разных эр Армении.

Средний состав палеозойского интрузивного комплекса отличается наибольшим содержанием кремния, натрия, но

наименьшим—калия, алюминия, железа (двухвалентного и трехвалентного), магния и кальция. В нем наблюдается также наибольшая величина отношения $Si : Al$ и наименьшая— $K : Na$.

Средний состав продуктов интрузивного магматизма кайнозоя характеризуется наибольшим содержанием калия, общей суммы щелочей, алюминия, двух- и трехвалентного железа, магния, кальция и наименьшим—кремния. В нем отмечается также наибольшая величина отношения $K : Na$, но наименьшая— $Si : Al$.



Фиг. 59.

Изменение отношения $Si : Al$, $K : Na$, $Ca : Mg$ в средних составах интрузивных пород разных эр Армении.

Для среднего состава гранитоидов мезозоя усматривается наименьшее суммарное количество щелочей, среднее содержание остальных петрогенных элементов и среднее значение $Si : Al$, $K : Na$. Средние составы интрузивов палеозоя и мезозоя вобщем близки, только первый отличается несколько большей кислотностью и щелочностью.

В табл. 65 даны средние составы разновозрастных однопородных интрузивных пород Армении в числах Заварицкого,

Таблица 65

Средние составы разновозрастных однопородных интрузивных пород Армении в числовых характеристиках
Заварицкого

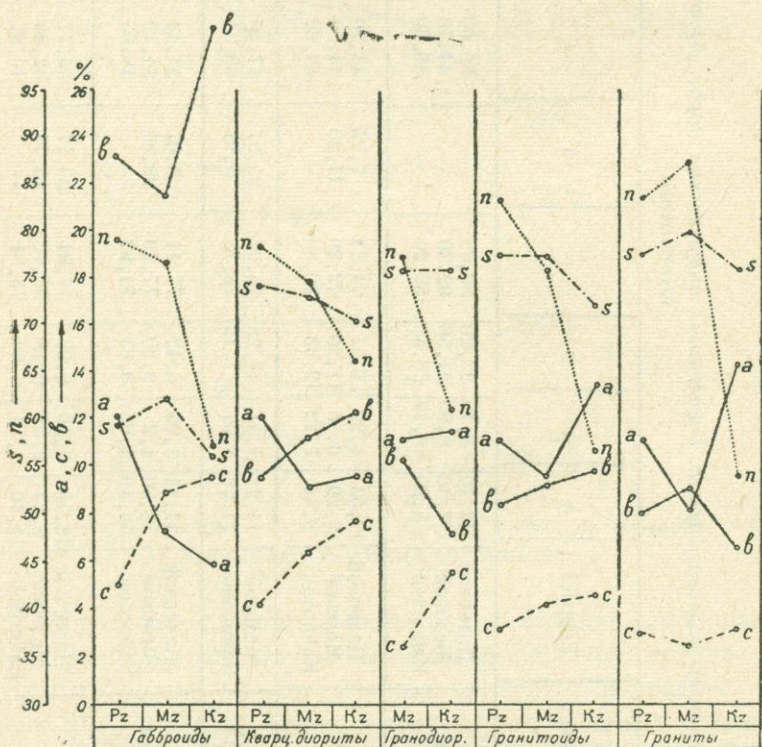
Название пород	Возраст	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	$\frac{a}{c}$
Габброиды	Палеозой	12,10	5,10	23,20	59,60	—	36,00	40,70	23,30	79,00	2,37
	Мезозой	7,30	8,90	21,50	62,30	—	44,70	42,10	13,20	76,50	0,82
	Кайнозой	5,90	9,40	28,50	56,20	—	36,60	42,70	20,70	57,20	0,62
Кварцевые диориты	Палеозой	12,03	4,22	9,54	74,21	7,25	44,20	48,55	—	78,16	2,85
	Мезозой	9,20	6,40	11,20	73,20	17,20	44,80	38,00	—	74,50	1,43
	Кайнозой	9,64	7,72	12,33	70,30	—	63,22	35,63	1,14	66,17	1,25
Гранодиориты	Мезозой	11,21	2,54	10,28	75,97	35,07	47,40	17,53	—	77,38	4,41
	Кайнозой	11,56	5,57	7,12	75,75	5,94	69,31	24,75	—	60,97	2,07
Гранитоиды	Палеозой	11,14	3,05	8,42	77,41	33,07	35,43	31,50	—	83,33	3,65
	Мезозой	9,50	4,2	9,20	77,10	29,80	41,10	29,10	—	76,00	2,26
	Кайнозой	13,49	4,66	9,93	71,92	—	48,95	41,96	9,09	56,70	2,89
Граниты	Палеозой	11,18	2,89	8,08	77,84	35,77	35,77	28,46	—	83,50	3,87
	Мезозой	8,21	2,54	9,13	80,12	45,71	32,86	21,43	—	87,30	3,23
	Кайнозой	14,40	3,16	6,60	75,84	—	40,82	52,04	7,14	54,20	4,55

которые иллюстрируются диаграммами фиг. 60 и 61. Нумерация векторов на диаграмме фиг. 61 соответствует порядковым номерам средних составов пород в табл. 65.

Сопоставление числовых характеристик средних составов разновозрастных однотипных интрузивных пород в табл. 65 и на диаграммах фиг. 60 и 61 выявляет следующие особенности:

1. Среди кислых гранитоидов наибольшее значение числа *a* типично породам кайнозоя и наименьшее — породам мезозоя. Габбриоды и кварцевые диориты палеозоя отличаются от аналогичных пород остальных времен наибольшей величиной числа *a*.

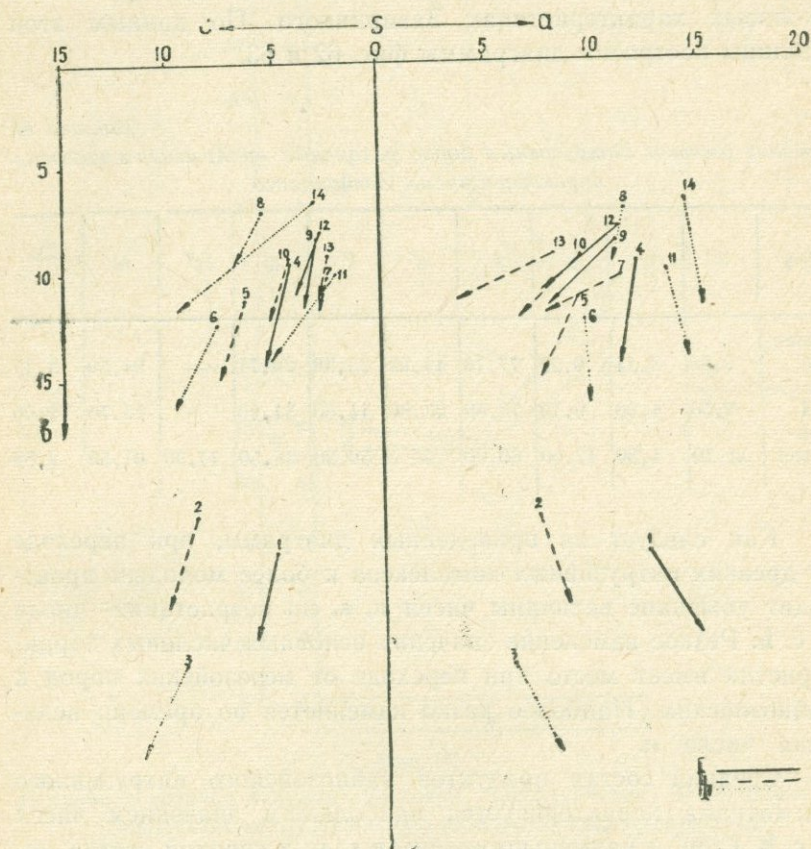
2. Величина числа *c* наибольшая для всех петрографиче-



Фиг. 60.

Изменение величин основных числовых характеристик Заварицкого в разновозрастных однотипных интрузивных породах Армении.

ских типов кайнозоя и наименьшая—для пород палеозоя. Только для гранитов палеозоя она несколько больше, чем для мезозойских. Обычно кайнозойские породы характеризуются наибольшей, а палеозойские и мезозойские—пониженной величиной числа **b**.



Фиг. 61.

Диаграмма средних химических составов разновозрастных однотипных интрузивных пород Армении. 1—палеозой; 2—мезозой; 3—кайнозой.

3. Наименьшее значение числа **s** присуще интрузивам кайнозоя. Оно очень близкое для гранитоидов палеозоя и мезозоя. За редким исключением, кайнозойские породы отличаются наименьшей и палеозойские—наибольшей величиной числа **n**.

4. Гранитоиды палеозоя и мезозоя пересыщены глиноземом (в понимании А. Н. Заварицкого), в то время как таковые кайнозоя обычно нормального ряда.

В табл. 66 сведены средние составы продуктов интрузивного магматизма разных геологических времен Армении в числовых характеристиках Заварицкого. По данным этой таблицы построены диаграммы фиг. 62 и 63.

Таблица 66

Средние составы интрузивных пород различных эр Армении в числовых характеристиках Заварицкого

Эра	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	$\frac{a}{c}$
Палеозой	9,88	3,11	9,22	77,76	44,93	25,36	29,71	—	94,59	3,15
Мезозой	9,50	4,60	9,10	76,80	23,80	44,80	31,40	—	75,70	2,06
Кайнозой	14,10	4,90	12,00	69,00	—	50,20	38,50	11,30	61,50	2,88

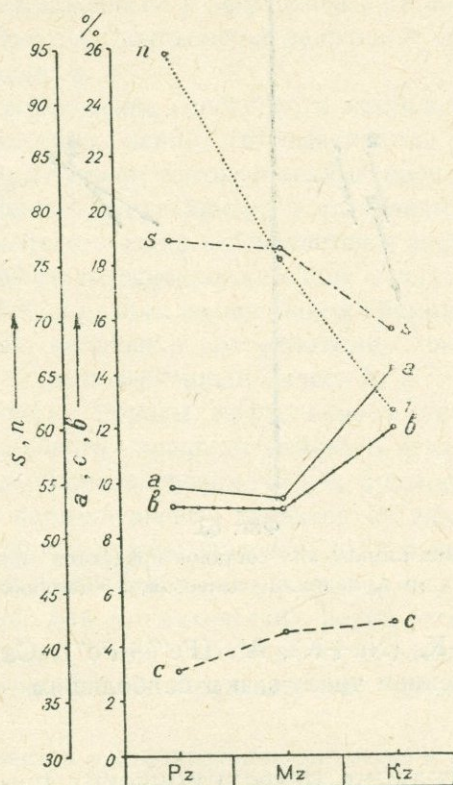
Как следует из приведенных диаграмм, при переходе от древних интрузивных комплексов к более молодым происходит убывание величины чисел n , s , но возрастание—числа a , c , b . Резкое изменение значения основных числовых характеристик имеет место при переходе от мезозойских пород к кайнозойским. Наиболее резко изменяется во времени величина числа n .

Средний состав продуктов кайнозойского интрузивного магматизма характеризуется наибольшим значением чисел a , c , b , f' , m' и наименьшим—чисел s , n , а средний состав мезозойских гранитоидов—средними величинами чисел c , s , n , f' , m' . По числам a , b , s , m' средние составы палеозойских и мезозойских интрузивных пород довольно близки.

На основании вышеприведенных данных для разновозрастных интрузивных пород можно отметить следующие наиболее характерные петрохимические особенности.

Палеозойские интрузивные породы отличаются: 1) резко выраженным натриевым характером; 2) наибольшим содержанием Na и пониженным— K ; 3) наименьшим количеством

Al, Ca, (Fe^{'''}+Fe^{''}), Mg и повышенным—Si; 4) наибольшей величиной числа *n*, повышенной—числа *s*, но наименьшей—числа *c* и пониженной—числа *b*.

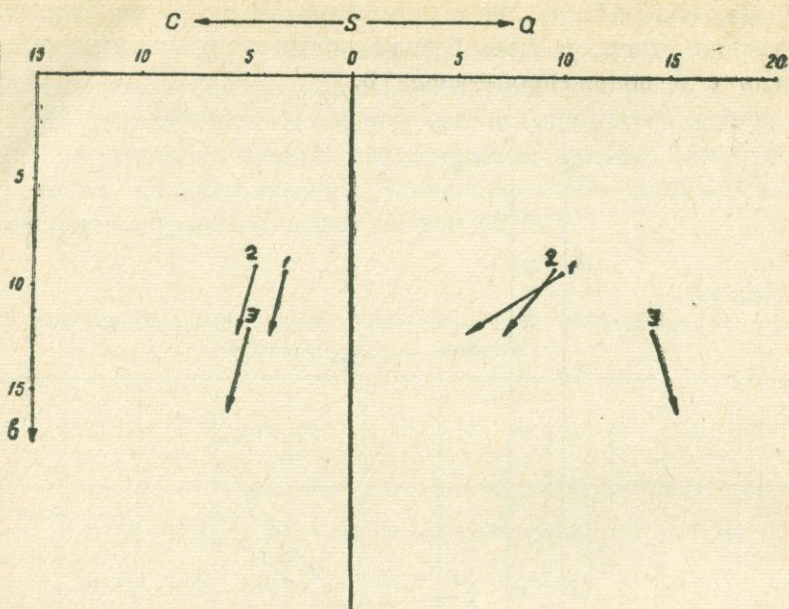


Фиг. 62.

Изменение величин основных числовых характеристик Заварицкого в продуктах интрузивного магматизма разных эр Армении.

Мезозойские интрузивные породы обладают: 1) натриевым характером; 2) наименьшим содержанием К, (Na+K); 3) повышенным количеством Si и пониженным—Ca, (Fe^{'''}+Fe^{''}), Mg; 4) наименьшей величиной числа *a*, повышенной—чисел *s*, *n*, пониженной—чисел *b*, часто *f'*, *m'*.

Кайнозойские интрузивные породы характеризуются: 1) кали-натриевым обликом; 2) наименьшим содержанием Si и



Фиг. 63.

Диаграмма средних химических составов продуктов интрузивного магматизма разных эр Армении. 1—палеозой; 2—мезозой; 3—кайнозой.

наибольшим— K , $(Na + K)$, Al , $(Fe''' + Fe'')$, Ca , Mg ; 3) наименьшим значением чисел s , p и наибольшим—чисел a , c , b .

III. КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗНЫХ ФАЦИЙ

При корреляции петрохимических признаков близких по времени магматических пород разных фаций обнаруживаются некоторые сходные черты.

Поскольку нет надежных аналитических данных для палеозойских эффузивов, то корреляция их петрохимических признаков с таковыми палеозойских интрузивов не представляется возможной. Тем более, что палеозойский вулканогенный комплекс не включает кислых представителей, в то время как интрузивный комплекс того же возраста представлен существенно кислыми типами.

✓ Породы эффузивной и интрузивной фаций юрско-нижнемелового этапа обладают следующими общими петрохимическими признаками: 1) отчетливым натриевым характером (более резко выраженным у эффузивов); 2) общей пониженной щелочностью; 3) пониженной величиной числа **a**, но повышенной—числа **n**.

Эти петрохимические особенности настолько характерны для указанных образований, что выявляются и при сравнении со средними типами соответственных пород Дэли.

Однако между эффузивными и интрузивными породами юрско-нижнемелового этапа наблюдается и значительное различие. Так, эффузивы основного состава отличаются от пород интрузивной фации низким содержанием кремния и высоким—железа, магния, кальция и соответственно пониженным значением числа **s**, но повышенным—чисел **b**, **n**.

✓ Магматические породы эффузивной и интрузивной фаций нижнеэоценового—предолигоценового этапа также обнаруживают ряд общих петрохимических признаков, как-то: 1) калиевый или кали-натриевый характер; 2) высокое содержание калия и общей суммы щелочей; 3) повышенная величина числа **a** и пониженная—числа **n**.

Как видно, для магматических пород нижнеэоценового—предолигоценового этапа наблюдается обратная картина по сравнению с подобными образованиями юрско-нижнемелового этапа.

Усматривается и значительное различие в химизме основных эффузивов и гранитоидов нижнеэоценового—предолигоценового этапа. Первые отличаются от гранитоидов пониженной величиной числа **s** и повышенной—чисел **b**, **n**.

Общие и отличительные петрохимические особенности магматических пород обеих фаций устанавливаются также при сопоставлении со средними типами Дэли.

В табл. 67 сведены средние химические составы однотипных магматических пород эффузивной и интрузивной фаций юрско-нижнемелового этапа.

Сопоставление приведенных в табл. 67 данных показывает, что однотипные породы различного фациального положения довольно сходны между собой.

Средние химические составы однотипных магматических пород разных фаций
юрско-нижнемелового этапа

Окислы и числа Заварниц- кого	Породы основно- го состава		Породы среднего состава		Породы кислого состава		Кислые породы Шамшадина		Кислые породы Алаверди	
	Эффу- зивные	Инtru- зивные	Эффу- зивные	Инtruзив- ные	Эффу- зивные	Инtruзив- ные	Кв. пла- гиопор- фиры	Плагиогра- ниты	Эффу- зивные	Инtruзив- ные (плагио- граниты).
SiO ₂	51,15	51,51	61,14	63,26	72,05	73,62	73,48	73,53	71,34	71,96
TiO ₂	0,81	0,58	0,55	0,33	0,30	0,29	0,26	0,30	0,33	0,38
Al ₂ O ₃	16,65	17,74	16,64	17,59	12,94	13,70	11,80	13,76	13,51	14,39
Fe ₂ O ₃	4,78	5,84	4,31	2,29	3,04	2,21	2,52	2,21	3,30	1,63
FeO	5,48	4,38	1,63	3,21	1,19	1,34	1,11	1,38	1,22	2,18
MnO	0,11	0,11	0,09	0,05	1,07	0,05	0,55	0,06	0,01	—
MgO	4,94	5,07	3,13	2,46	1,76	1,22	0,86	1,25	1,18	0,67
CaO	7,44	9,11	4,69	5,14	3,88	2,17	2,20	2,23	1,54	2,21
Na ₂ O	3,16	2,44	3,65	3,12	0,92	3,40	4,11	3,39	3,77	3,64
K ₂ O	0,74	1,08	0,55	1,58	0,32	0,76	0,77	0,67	1,00	0,76
H ₂ O	0,42	0,32	0,47	0,25	2,33	0,58	0,39	0,60	0,29	0,01
ППП	4,28	1,65	3,21	0,79	—	1,10	1,56	1,14	2,72	1,63
a	8,60	7,30	9,00	9,20	9,70	8,21	9,90	8,00	9,50	8,71
c	7,60	8,90	5,90	6,40	2,10	2,54	2,60	2,50	1,80	2,57
b	21,00	21,50	13,00	11,20	8,50	9,13	5,50	9,50	10,10	9,26
s	62,80	62,30	72,10	73,20	79,70	80,12	82,00	80,00	78,60	79,46
a'	—	—	16,20	17,20	34,50	45,71	7,40	46,50	42,40	51,43
f'	47,50	44,70	41,60	44,80	45,30	32,86	67,00	32,20	37,40	36,43
m'	42,10	42,10	42,20	38,00	20,20	21,43	25,60	21,30	20,20	12,14
c'	10,40	13,20	—	—	—	—	—	—	—	—
n	81,50	76,50	92,50	74,50	86,50	87,30	89,10	90,00	83,50	87,80

Наибольшее сходство химизма наблюдается между кислыми гранитоидами и их эффузивными аналогами. В правой части таблицы приведены средние составы плагиигранитов предверхнеюрского интрузивного комплекса Шамшадинского района и их эффузивных аналогов—кварцевых плагиипорфиров, а также кислых эффузивов (кварцевых плагиипорфиров и кварцевых альбитофиров) и интрузивов (плагиигранитов) Алавердского района.

Сравнение этих данных выявляет весьма большое сходство химизма между кислыми породами обеих фаций.

В табл. 68 даны средние химические составы однотипных магматических пород разных фаций нижнеэоценового—предолигоценового этапа. В последних графах таблицы приведены также средние составы щелочных интрузивов Памбако-Базумской группы и тесно ассоциирующих с ними щелочных эффузивов.

✓ Из табл. 68 вытекает, что однотипные породы эффузивной и интрузивной фаций указанного этапа значительно сходны между собой. Все они, в отличие от подобных образований юрско-нижнемелового этапа, характеризуются повышенным содержанием калия и общей суммы щелочей, кали-натриевым обликом или близким количеством калия и натрия. Особенно следует отметить весьма большое сходство химизма кислых и щелочных пород обеих фаций.

✓ Усматривается некоторое различие в химизме близких по времени кислых магматических пород интрузивной и эффузивной фаций. Так, главная масса гранитоидов предверхнеюрского интрузивного комплекса отличается от их эффузивных аналогов (кварцевых плагиипорфиров) повышенным содержанием кремния, но пониженным—железа, обычно магния и кальция. Интрузивные породы нижнеэоценового—предолигоценового этапа от кислых эффузивов, наоборот, отличаются более высоким содержанием магния, кальция, железа, но более низким количеством кремния. Кроме того, кислые и щелочные породы интрузивной фации характеризуются несколько большим содержанием калия и общей суммы щелочей по сравнению с их эффузивными аналогами.

✓ Следовательно, интрузивные породы нижнеэоценового—предолигоценового этапа в целом имеют более основной сос-

Средние химические составы однотипных магматических пород разных фаций нижнеэоценового-предолигоценного этапа

Окислы и числа Заварицкого	Породы основного состава		Породы среднего состава		Породы кислого состава			Породы щелочного состава			
	Эффузивные	Интрузивные	Эффузивные	Интрузивные	Кварцевые порфиры	Граниты	Порфиroidные граниты	Эпилейцитовые порфиры	Псевдолейцитовые сиениты	Эффузивные	Интрузивные
SiO ₂	52,90	47,04	63,58	61,83	75,44	74,60	67,26	55,37	54,88	53,69	58,05
TiO ₂	0,65	0,64	0,60	0,49	0,17	0,30	0,37	0,38	0,23	0,40	0,23
Al ₂ O ₃	19,05	17,83	15,77	16,69	13,49	11,0	15,80	21,57	22,59	21,72	19,75
Fe ₂ O ₃	4,64	5,47	4,15	2,64	1,43	3,43	1,41	2,35	2,33	3,02	2,74
FeO	3,44	5,59	1,85	2,59	0,68	0,86	1,66	1,83	1,47	2,02	1,55
MnO	0,12	0,10	0,12	0,16	0,01	0,02	0,10	0,18	0,12	0,15	0,13
MgO	3,14	6,93	1,56	2,43	0,14	1,04	2,09	0,86	0,60	1,49	0,83
CaO	7,37	12,10	3,06	4,53	0,53	1,69	3,00	3,90	3,17	4,99	3,02
Na ₂ O	3,11	1,52	2,80	3,43	3,17	2,02	3,61	4,30	4,27	4,30	4,63
K ₂ O	3,11	1,14	4,59	4,02	3,36	4,42	4,62	6,87	7,82	5,77	6,06
H ₂ O	0,04	0,31	0,43	0,17	0,81	0,09	0,17	0,41	0,29	0,26	1,85
ППП	2,10	0,84	1,61	1,14	0,98	0,61	0,85	1,93	2,21	2,17	0,22
a	12,10	5,90	13,10	13,49	11,30	10,44	14,40	20,90	22,20	19,57	20,20
b	7,50	9,50	3,80	4,66	0,60	1,92	3,20	5,10	4,10	6,12	3,80
c	15,40	28,50	9,00	9,93	6,30	5,29	6,70	5,60	6,70	8,37	5,60
s	65,00	56,10	74,10	71,92	81,80	82,35	75,70	69,40	67,00	65,94	70,40
a'	—	—	9,30	—	73,00	—	—	1,20	30,50	—	2,50
f'	50,20	36,60	60,50	48,95	22,80	67,50	42,00	71,00	53,20	60,71	72,00
m'	36,40	42,70	30,20	41,96	4,20	31,25	52,00	27,80	16,30	33,04	25,50
c'	13,40	20,70	—	9,09	—	1,25	6,00	—	—	6,25	—
n	60,10	57,20	47,90	56,70	58,80	40,50	54,00	48,60	45,30	52,67	53,00

тав, чем их эффузивные аналоги, причем расхождение в составах пород обеих фаций более ощутимо по сравнению с магматическими образованиями юрско-нижнемелового этапа.

Это объясняется в основном интенсивными процессами ассимиляции, игравшими большую роль в формировании вещественного состава интрузивов нижнеэоценового-предолигоценного этапа. Об этом свидетельствуют также приведенные в табл. 68 аналитические данные для пород кислого состава. Граниты, почти лишенные следов ассимиляции, по кислотности и щелочности весьма близко стоят к своим эффузивным аналогам—кварцевым порфирам. В становлении вещественного состава порфировидных гранитов явление ассимиляции играло существенную роль, в силу чего они по своей низкой кислотности значительно отличаются от кислых пород эффузивной фации.

Г. СРЕДНИЕ ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Ниже рассматриваются: а) средние химические составы главнейших петрографических типов как эффузивных, так и интрузивных пород; б) средние составы главнейших петрографических типов магматических пород; в) общий средний состав всех магматических образований Армении.

Средние составы главнейших петрографических типов пород каждой фации выведены из средних составов разновозрастных однотипных магматических пород одной и той же фации с учетом их количественных соотношений. Средние составы главнейших петрографических типов магматических пород вычислены из средних составов однотипных пород обеих фаций. При подсчетах средних составов по мере возможности были учтены количественные данные о распространенности пород, причем для эффузивов учитывались как площади их распространения, так и их средние мощности.

Для выявления особенностей химизма главнейших типов магматических пород Армении производится сравнение со средними типами Дэли, а общие средние составы магмати-

ческих пород Армении сопоставляются со средними составами подобных образований других регионов СССР.

І. СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В табл. 69, 70, 71 приведены средние составы главных петрографических типов интрузивных пород Армении по окислам (табл. 69), элементам (табл. 70) и числовым характеристикам Заварицкого (табл. 71). Для ясного изображения средних химических составов интрузивных пород на основании табл. 71 построена диаграмма фиг. 64. Нумерация векторов на этой диаграмме соответствует порядковым номерам средних составов пород в табл. 71.

Средние составы главных петрографических типов интрузивных пород Армении по сравнению со средними значениями аналогичных пород Дэли характеризуются следующими признаками.

Гипербазиты близки к амфиболовым перидотитам, отличаясь от них лишь большим содержанием MgO и повышенной величиной чисел **b**, **s** и меньшим количеством SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , $(Na_2O + K_2O)$ и пониженной величиной числа **a**. Габброиды отличаются от аналогичных пород Дэли высоким содержанием Al_2O_3 , CaO и повышенным значением числа **c**, но низким количеством SiO_2 , FeO , MgO , Na_2O , $(Na_2O + K_2O)$ и пониженным значением чисел **a**, **s**, **n**, **c'**.

Кварцевые диориты очень близки подобным породам Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием глинозема, некоторой повышенной величиной чисел **c**, **f'**, но пониженной—числа **m'**. Гранодиориты также сходны с теми же породами Дэли, отличаясь лишь большим количеством Fe_2O_3 , повышенной величиной числа **f'**, но пониженной—чисел **n**, **m'**.

Плагиограниты, по сравнению с гранитами Дэли, отличаются большим значением чисел **n**, **a'**, но меньшим—чисел **a**, **f'**, **m'**. Граниты характеризуются повышенным содержанием глинозема, извести, повышенной величиной чисел **b**, **m'** и пониженным количеством кремнезема, пониженной величиной чисел **s**, **f'**, **n** против средних типов Дэли.

Таблица 69

Средние составы главных петрографических типов интрузивных пород Армении

№ п/п	Название пород	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO
																Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO
1.	Гипербазиты	26	39,57	—	2,66	4,90	3,10	0,10	34,38	4,68	0,15	0,07	9,71	0,62	0,22	14,87	0,46	0,13
2.	Габброиды	75	46,57	0,46	20,78	3,78	4,94	0,09	6,49	13,23	1,40	0,87	1,78	0,33	2,27	2,24	0,62	2,04
3.	Кв. диориты	23	61,51	0,41	17,56	2,79	3,76	0,09	2,51	5,43	3,08	1,86	0,88	0,24	4,94	3,50	0,60	2,16
4.	Гранодиориты	21	64,33	0,56	16,55	2,68	2,55	0,14	1,01	4,19	3,20	2,86	0,72	0,51	6,06	3,89	0,89	4,15
5.	Граниты	26	67,66	0,36	15,61	1,42	1,64	0,09	2,03	2,91	3,57	4,52	0,86	0,17	8,09	4,33	1,27	1,43
6.	Плагииграниты	20	72,01	0,28	14,77	2,05	1,46	0,06	1,34	2,40	3,98	0,88	0,93	0,33	4,86	4,88	0,22	1,79
7.	Щелочные сиениты	31	58,78	0,26	19,14	3,14	1,85	0,15	1,25	3,73	4,60	5,28	0,64	0,27	9,88	3,07	1,15	2,99
8.	Нефелиновые " "	29	56,72	0,23	21,78	2,68	1,26	0,12	0,62	2,56	5,31	6,51	1,57	0,43	11,82	2,60	1,22	4,14

Таблица 70

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в главнейших петрографических типах интрузивных пород Армении

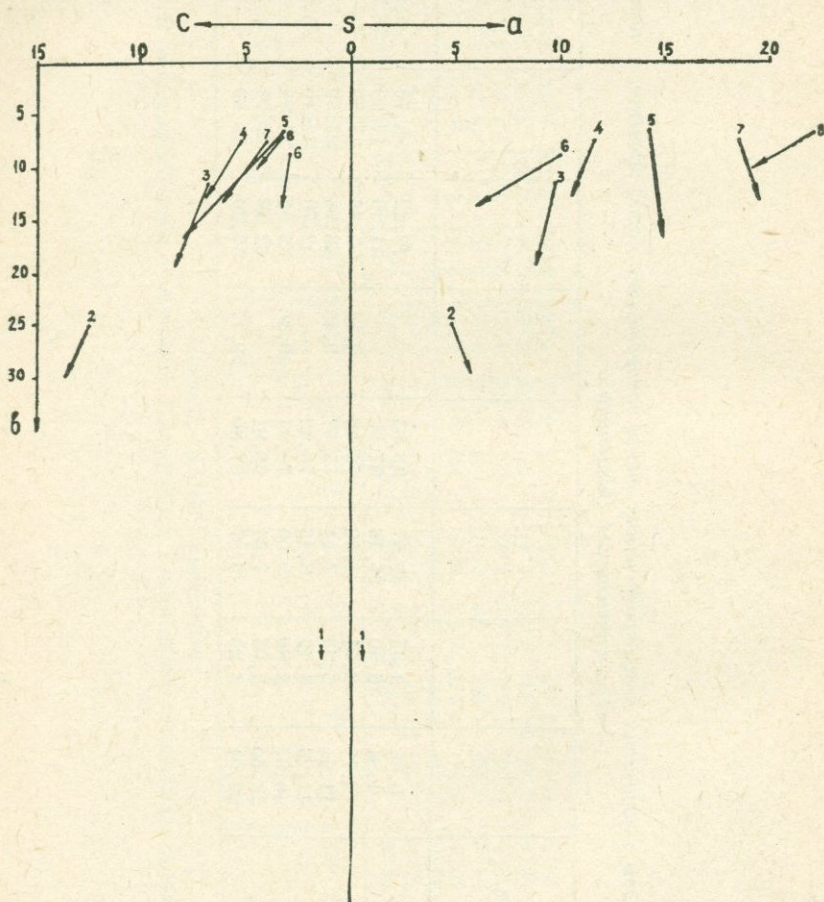
№ п/п	Название пород	Si	Ti	Al	Fe'''	Fe''	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na + K	Si	K	Ca
													Al	Na	Mg
1.	Гипербазиты	18,20	—	1,38	3,43	2,69	0,07	20,62	3,32	0,11	0,05	0,16	13,18	0,45	0,16
2.	Габброиды	21,76	0,28	10,89	2,64	3,84	0,07	3,91	9,45	1,04	0,72	1,76	1,98	0,68	2,42
3.	Кв. диориты	28,74	0,25	9,29	1,95	2,92	0,07	1,51	3,88	2,28	1,54	3,82	3,09	0,67	2,57
4.	Гранодиориты	30,05	0,34	8,76	1,87	1,98	0,11	0,61	2,99	2,37	2,37	4,74	3,48	1,00	4,90
5.	Граниты	31,61	0,22	8,26	1,09	1,27	0,07	1,23	2,08	2,65	3,75	6,40	3,83	1,42	1,70
6.	Плагиограниты	33,64	0,17	7,81	1,43	1,13	0,05	0,81	1,71	2,95	0,73	3,68	4,31	0,25	2,11
7.	Щелочные сиениты	27,46	0,16	10,13	2,20	1,44	0,12	0,76	2,67	3,41	4,38	7,79	2,71	1,29	3,53
8.	Нефелиновые " "	26,50	0,14	11,52	1,87	0,98	0,09	0,38	1,83	3,94	5,40	9,34	2,30	1,37	4,81

Таблица 71

Средние составы главнейших петрографических типов интрузивных пород Армении в числовых характеристиках Заварицкого

№. № п/п	Название пород	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
1.	Гипербазиты	0,35	1,35	59,67	38,63	—	10,22	83,79	5,99	100
2.	Габброиды	4,84	12,50	25,16	57,50	—	34,20	47,20	18,60	69,69
3.	Кв. диориты	9,79	6,71	1,50	72,00	8,54	53,66	37,80	—	71,44
4.	Гранодиориты	11,64	5,25	7,44	75,67	9,43	66,98	23,59	—	62,65
5.	Граниты	14,26	3,16	6,46	76,12	—	42,70	52,10	5,20	54,71
6.	Плагииграниты	10,07	2,89	9,00	78,04	40,30	35,82	23,88	—	86,60
7.	Щелочные снениты	18,50	4,05	7,54	69,91	—	62,26	29,24	8,50	56,92
8.	Нефелиновые " "	22,04	3,29	6,87	67,80	29,17	55,20	15,63	—	55,20

Щелочные и нефелиновые сиениты отличаются от средних типов большим количеством глинозема и повышенным значением числа c , но меньшим содержанием натрия и пониженной величиной чисел a , n . Щелочным сиенитам присуще



Фиг. 64.

Диаграмма средних химических составов главнейших петрографических типов интрузивных пород Армении. 1—гипербазиты; 2—габброиды; 3—кв. диориты; 4—гранодиориты; 5—граниты; 6—плагииграниты; 7—щелочные сиениты; 8—нефелиновые сиениты.

также низкое количество кремнезема. Обратная картина наблюдается для нефелиновых сиенитов.

✓ Как видно из вышеизложенного, средние составы главнейших петрографических типов интрузивных пород Армении довольно близки к средним составам аналогичных пород Дэли. Однако между ними обнаруживаются и значительные различия, характеризующие индивидуальные особенности среднего состава каждого петрографического типа интрузивных пород.

Если принимать во внимание различия в десятых долях процента, то большинство типов интрузивных пород Армении характеризуется высоким содержанием глинозема и повышенным значением числа c , но низким количеством кремнезема, окиси натрия, общей суммы щелочей и пониженным значением чисел a , n против средних составов Дэли.

В табл. 72, 73, 74 даны средние составы главнейших петрографических типов эффузивных пород Армении по окислам (табл. 72), элементам (табл. 73) и числовым характеристикам Заварицкого (табл. 74). По данным табл. 74 построена диаграмма фиг. 65 с целью отчетливого изображения средних составов эффузивных образований, причем нумерация векторов на диаграмме соответствует порядковым номерам средних составов пород в табл. 74.

Сопоставление средних составов главнейших петрографических типов эффузивных пород Армении со средними составами аналогичных пород Дэли показывает как отличительные, так и сходные черты. Расхождение в средних составах пород Армении и Дэли более ощутимо по числовым характеристикам (в особенности дополнительным) Заварицкого, чем по окислам.

Базальты характеризуются высоким содержанием глинозема и повышенной величиной чисел a , c , s , f' , но низким количеством окислов железа, магния и пониженной величиной чисел b , c' , n , против среднего состава базальтов по Дэли. Порфириды отличаются большим количеством окислов железа, магния, кальция и повышенным значением чисел c , b , n , m' , но меньшим содержанием кремнезема и общей суммы щелочей и пониженным значением чисел a , s , f' .

Для андезитов характерна повышенная величина чисел a , n , m' и пониженная—чисел c , f' , для дацитов—повышенная величина чисел f' , m' и пониженная—чисел b , n , a , для ли-

Средние составы главнейших петрографических типов эффузивных пород Армении

№ п/п	Название пород	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO
															+ K ₂ O	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO
1.	Базальты и диабазы	35	49,87	0,85	18,08	5,17	4,72	0,06	4,60	8,10	3,41	1,23	2,42	0,56	4,64	2,76	0,36	1,76
2.	Порфириты	55	52,30	0,70	17,51	4,33	4,94	0,10	4,43	7,14	3,17	1,21	3,65	0,48	4,38	2,98	0,38	1,61
3.	Андезито-базальты	26	55,45	1,08	17,71	3,18	3,87	0,08	4,14	6,97	3,90	2,54	0,61	0,51	6,44	3,18	0,65	1,68
4.	Андезиты	44	60,37	0,67	16,92	3,37	2,58	0,08	3,01	5,12	3,85	2,25	1,43	0,33	6,10	3,56	0,58	1,70
5.	Андезито-дациты	19	62,25	0,78	16,03	2,88	2,78	0,13	1,93	4,06	4,06	3,82	0,97	0,35	7,88	3,88	0,94	2,10
6.	Туфы	81	62,49	0,74	17,06	2,88	1,37	0,11	1,47	3,56	3,98	3,43	2,02	0,44	7,41	3,66	0,86	2,42
7.	Дациты	35	64,97	0,32	15,91	2,74	1,14	0,03	1,24	3,43	3,84	3,10	2,42	0,71	6,94	4,08	0,81	2,76
8.	Липариты	12	72,63	0,21	14,16	1,17	0,37	0,08	0,44	1,19	3,63	4,05	1,37	0,55	7,68	5,12	1,11	2,70
9.	Кв. плагиопорфиры	16	73,05	0,27	12,13	2,67	1,13	0,44	0,92	2,06	4,04	0,81	1,79	0,36	4,85	6,02	0,20	2,23
10.	Обсидианы	12	74,82	0,06	13,34	1,23	0,26	0,08	0,13	1,07	4,28	4,12	0,44	0,10	8,40	5,61	0,96	3,23
11.	Кварцевые порфиры	3	75,44	0,17	13,49	1,43	0,68	—	0,14	0,53	3,17	3,36	0,98	0,81	6,53	5,59	1,06	3,78
12.	Трахандезиты	6	52,02	0,43	21,88	3,69	2,22	0,12	2,13	6,09	4,29	4,68	2,42	0,12	8,97	2,37	1,09	2,85
13.	Эпилейцитовые порфиры	5	55,37	0,38	21,57	2,35	1,83	0,18	0,86	3,90	4,30	6,87	1,93	0,41	11,17	2,57	1,59	4,53

Таблица 73

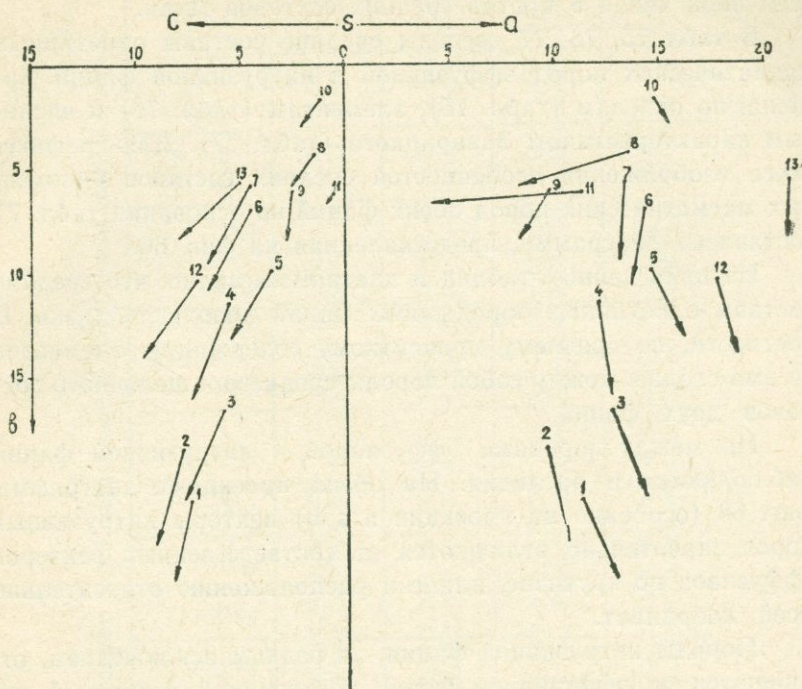
Среднее процентное содержание петрогенных элементов в главнейших петрографических типах эффузивных пород Армении

№ п/п	Название пород	Si	Ti	Al	Fe'''	Fe''	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na + K	Si	K	Ca
													Al	Na	Mg
1.	Базальты и диабазы	23,29	0,51	9,56	3,70	3,29	0,04	2,75	5,78	2,53	1,02	3,55	2,54	0,40	2,06
2.	Порфириты	24,43	0,42	9,11	3,03	3,84	0,07	2,74	5,10	2,35	1,00	3,35	2,62	0,42	1,85
3.	Андезиты-базальты	25,90	0,64	9,39	2,22	3,08	0,03	2,28	4,98	2,89	2,10	4,99	2,76	0,73	2,01
4.	Андезиты	28,20	0,40	8,98	2,35	2,00	0,06	1,81	3,65	2,85	1,86	4,71	3,14	0,65	2,02
5.	Андезиты-дациты	29,08	0,46	8,49	2,02	2,16	0,10	1,16	2,90	3,01	3,17	6,18	3,42	1,05	2,50
6.	Туфы	29,19	0,44	9,03	2,02	1,06	0,08	0,88	2,58	2,95	2,85	5,70	3,23	0,96	2,93
7.	Дацинты	30,35	0,19	8,44	1,95	0,88	0,02	0,74	2,45	2,84	2,57	5,41	3,83	0,90	3,28
8.	Липариты	33,92	0,12	7,51	0,83	0,28	0,06	0,26	0,85	2,69	3,36	6,05	4,51	1,25	3,27
9.	Кварцевые плагио-порфиры	34,11	0,16	6,42	1,86	0,87	0,34	0,55	1,47	2,99	0,67	3,66	5,30	0,22	2,67
10.	Обсидианы	34,95	0,03	7,07	0,86	0,20	0,06	0,08	0,76	3,15	3,42	6,57	4,94	1,08	9,50
11.	Кварцевые порфиры	34,70	0,09	7,01	1,10	0,52	—	0,08	0,37	2,44	2,78	5,62	4,95	1,13	4,62
12.	Трахиандезиты	23,92	0,25	11,37	2,84	1,70	0,09	1,27	4,32	3,17	3,88	7,05	2,10	1,22	3,40
13.	Эпилейцитовые порфиры	25,85	0,22	11,21	1,80	1,40	0,13	0,51	2,76	3,18	5,70	8,88	2,30	1,79	5,41

Средние составы главнейших петрографических типов эффузивных пород Армении в числовых характеристиках Заварицкого

№ п/п	Название пород	р	с	р	s	а'	т	ш'	с'	п
1	Базальты и диабазы	11,25	7,21	20,91	60,63	—	45,52	39,31	15,17	70,51
2	Порфириты	9,50	7,82	18,40	64,28	—	48,81	43,25	7,94	80,0
3	Андезиты-базальты	12,51	5,84	16,54	65,11	—	39,91	42,86	17,23	70,0
4	Андезиты	12,03	5,59	11,47	70,91	—	48,17	45,12	6,71	7,0
5	Андезиты-дациты	14,58	3,51	9,90	72,01	—	52,78	32,64	14,58	62,26
6	Туфы	14,28	4,52	7,00	74,20	6,03	56,56	37,38	—	64,35
7	Дациты	13,29	4,31	5,72	76,68	2,47	60,49	37,04	—	64,80
8	Липариты	13,47	1,40	4,33	80,80	52,30	32,31	15,39	—	57,42
9	Кварцевые плагио- порфиры	9,88	2,54	6,08	81,50	15,38	60,44	24,18	—	87,83
10	Обсидианы	14,80	1,20	1,80	82,20	—	82,0	11,0	7,0	61,0
11	Кварцевые порфиры	11,30	0,60	6,30	81,80	73,0	22,80	4,20	—	58,8
12	Трахиандезиты	17,60	7,10	10,40	64,90	—	54,10	36,80	9,10	58,0
13	Эпилейцитовые пор- фиры	20,90	5,10	5,60	69,40	1,20	71,0	27,80	—	48,6

паритов—повышенная величина чисел n , a' и пониженная—чисел f' , m' .



Фиг. 65.

Диаграмма средних химических составов главнейших петрографических типов эффузивных пород Армении. 1—базальты и диабазы; 2—порфириды; 3—андезито-базальты; 4—андезиты; 5—андезито-дациты; 6—туфы; 7—дациты; 8—липариты; 9—кв. плагиопорфиры; 10—обсидианы; 11—кв. порфиры; 12—трахиандезиты; 13—эпилейцитовые порфиры.

Трахиандезиты отличаются высоким содержанием окислов алюминия, магния, кальция, калия и повышенным значением чисел c , s , m' , но низким количеством кремнезема, окислов железа, натрия и пониженным значением чисел n , f' , c' ; кварцевые порфиры—большим содержанием кремнезема и повышенной величиной чисел s , n , a' , но пониженной—чисел a , c , f' , m' ; эпилейцитовые порфиры—большим значением чисел c , s , f' , m' и меньшим—чисел a , n .

Если учесть также различия в десятых долях процента, то большинство петрографических типов эффузивных пород

Армении характеризуется повышенной величиной числа s , но низким количеством окислов железа, титана и пониженной величиной числа b против средних составов Дэли.

В табл. 75, 76, 77 сведены средние составы однотипных магматических пород эффузивной и интрузивной фаций Армении по окислам (табл. 75), элементам (табл. 76) и числовым характеристикам Заварицкого (табл. 77). Для графического изображения особенностей средних составов однотипных магматических пород обеих фаций на основании табл. 77 составлена диаграмма, представленная на фиг. 66.

Из приведенных таблиц и диаграммы видно, что средние составы однотипных пород обеих фаций довольно близки. В частности, по среднему процентному содержанию элементов весьма сходны между собой породы среднего и щелочного составов двух фаций.

Но между породами эффузивной и интрузивной фаций наблюдаются и различия. На обеих проекциях диаграммы фиг. 66 (особенно на проекции a s b) векторы интрузивных пород значительно отличаются от соответственных векторов эффузивов по крутизне, длине и расположению относительно осей координат.

Породы интрузивной фации, за редким исключением, отличаются от эффузивной фации повышенной величиной чисел a , b , но пониженной—числа s . Наибольшее расхождение усматривается между средними составами основных пород.

В табл. 78, 79, 80 даны средние химические составы главных типов магматических пород Армении соответственно по окислам, элементам и числовым характеристикам Заварицкого. Согласно табл. 80 построена диаграмма фиг. 67.

Средний состав основных магматических пород Армении близок к среднему составу габбро и базальтов Дэли, отличаясь от последнего только повышенным содержанием кремнезема, глинозема и щелочей. Породы среднего состава занимают примерно промежуточное положение между средними типами кварцевых диоритов и гранодиоритов Дэли. Средний состав кислых магматических пород близок к среднему граниту Дэли. Средний состав щелочных пород близко подходит к среднему составу щелочных сиенитов Дэли, отличаясь большим количеством глинозема и извести.

Таблица 75

Средние составы одноклассовых магматических пород эффузивной и интрузивной фаций Армении

Состав	Фация	№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO
																Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO
Основной	эффузивная интрузивная	1	52,77	0,73	18,17	4,33	4,20	0,09	4,18	7,15	3,37	1,95	1,95	0,34	5,32	2,90	0,58	1,71
		2	46,57	0,46	20,78	3,78	4,54	0,09	6,49	13,23	1,40	0,87	1,78	0,33	2,27	2,24	0,62	2,04
Средний	эффузивная интрузивная	3	62,63	0,57	16,37	3,41	1,78	0,08	1,88	3,87	3,60	3,36	1,91	0,46	6,96	3,82	0,93	2,06
		4	63,54	0,43	16,39	2,40	2,49	0,13	2,21	4,21	3,46	3,39	1,17	0,20	6,85	3,88	0,99	1,90
Кислый	эффузивная интрузивная	5	73,46	0,22	13,21	2,16	0,80	0,11	0,60	1,25	3,74	2,34	1,61	0,45	6,08	5,56	0,62	2,83
		6	67,60	0,35	15,66	1,46	1,63	0,08	2,02	2,94	3,59	4,43	0,84	0,16	8,02	4,32	1,24	1,46
Щелоч- ной	эффузивная интрузивная	7	53,69	0,40	21,72	3,02	2,02	0,15	1,43	4,99	4,29	5,77	2,17	0,26	10,6	2,47	1,34	3,35
		8	57,40	0,23	20,91	2,70	1,43	0,12	0,86	2,97	5,38	5,80	1,40	0,53	11,18	2,74	1,07	3,45

Таблица 76

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в одновидных магматических породах
эффузивной и интрузивной фаций Армении

Состав	Фация	№№ п/п	Si	Ti	Al	Fe ^{'''}	Fe ^{''}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na + K	Si	K	Ca
														Al	Na	Mg
Основной	эффузивная интрузивная	1	24,65	0,44	9,61	3,03	3,26	0,07	2,52	5,11	2,50	1,62	4,12	2,55	0,64	2,02
		2	21,76	0,28	10,89	2,64	3,84	0,07	3,91	9,45	1,04	0,72	1,76	1,98	0,68	2,42
Средний	эффузивная интрузивная	3	29,26	0,34	8,66	2,38	1,37	0,06	1,13	2,76	2,67	2,79	5,46	3,38	1,04	2,44
		4	29,68	0,25	8,67	1,68	1,94	0,10	1,34	3,01	2,57	2,81	5,38	3,42	1,10	2,25
Кислый	эффузивная интрузивная	5	34,32	0,13	6,99	1,51	0,58	0,08	0,36	0,89	2,77	1,94	4,71	4,90	0,70	2,47
		6	31,58	0,21	8,29	1,11	1,27	0,06	1,23	2,10	2,66	3,68	6,34	3,81	1,39	1,71
Щелочной	эффузивная интрузивная	7	25,08	0,24	11,49	2,11	1,54	0,11	0,89	3,56	3,18	4,79	7,97	2,17	1,50	3,66
		8	26,40	0,14	10,97	1,89	1,10	0,09	0,51	2,11	3,98	4,81	8,79	2,42	1,20	4,11

Таблица 77

Средние составы однопородных магматических пород эффузивной и интрузивной фаций
Армении в числовых характеристиках Заварицкого

Состав	Фация	№№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
Основной	эффузивная	1	10,90	7,60	17,50	64,00	—	46,60	42,70	10,70	72,36
	интрузивная	2	4,84	12,50	25,16	57,50	—	34,20	47,20	18,60	69,60
Средний	эффузивная	3	13,21	4,70	8,30	73,79	—	57,63	39,83	2,54	61,70
	интрузивная	4	14,66	3,59	9,70	72,05	—	46,15	38,47	15,38	66,60
Кислый	эффузивная	5	11,07	1,45	6,65	80,83	45,55	39,60	14,85	—	71,42
	интрузивная	6	14,06	3,50	7,03	75,41	13,34	39,04	47,62	—	55,24
Щелочной	эффузивная	7	19,57	6,12	8,37	65,94	—	60,71	33,04	6,25	52,67
	интрузивная	8	21,40	3,90	5,70	69,00	5,06	68,36	26,53	—	58,39

Средние составы главнейших петрографических типов магматических пород
Армении

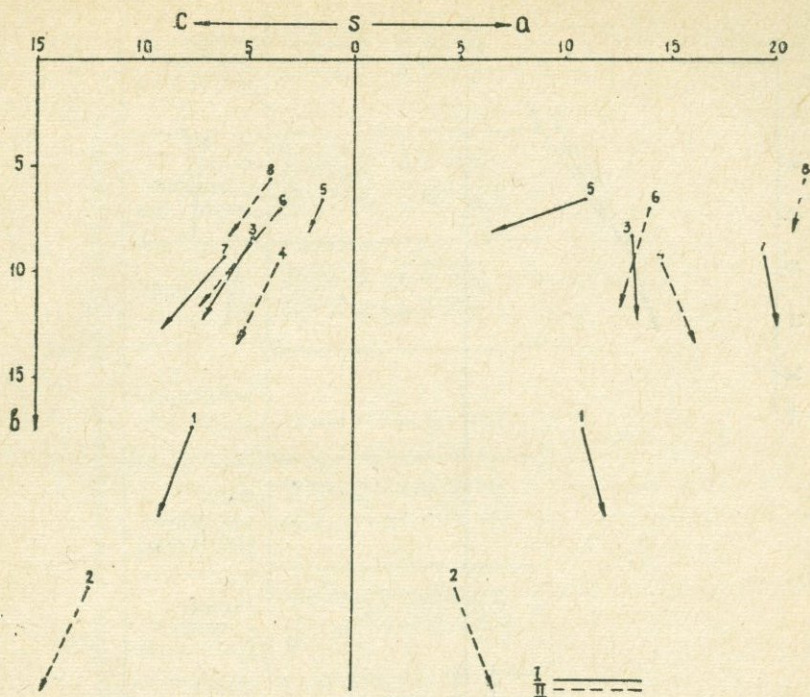
№№ п/п	Название пород	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO
																Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO
1	Ультраосновные	26	39,57	—	2,66	4,90	3,10	0,10	34,38	4,68	0,15	0,07	9,71	0,62	0,22	14,87	0,46	0,13
2	Магматические поро- ды основного сос- тава	200	52,65	0,72	18,22	4,32	4,21	0,09	4,23	7,27	3,33	1,93	1,94	0,34	5,26	2,89	0,58	1,70
3	" " среднего состава	351	63,31	0,46	16,38	2,65	2,31	0,12	2,13	4,13	3,49	3,38	1,35	0,26	6,87	3,87	0,97	1,94
4	" " кислого состава	84	68,89	0,32	15,11	1,61	1,37	0,09	1,65	2,57	3,62	3,97	1,01	0,22	7,59	4,56	1,09	1,56
5	" " щелочного состава	94	56,66	0,26	21,07	2,76	1,55	0,13	0,99	3,37	5,16	5,79	1,55	0,48	10,95	2,69	1,12	3,40

Среднее процентное содержание петрогенных элементов в главнейших петрографических типах магматических пород Армении

№№ п/п	Название пород	Si	Ti	Al	Fe'''	Fe''	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na + K	Si	K	Ca
													Al	Na	Mg
1	Ультраосновные породы	18,20	—	1,38	3,43	2,69	0,07	20,62	3,32	0,11	0,05	0,16	13,18	0,45	0,16
2	Магматические породы основного состава	24,60	0,43	9,65	3,02	3,27	0,07	2,56	5,20	2,47	1,60	4,07	2,55	0,65	2,03
3	" " среднего состава	29,58	0,28	8,68	1,85	1,80	0,09	1,27	2,95	2,59	2,80	5,39	3,41	1,08	2,30
4	" " кислого состава	32,18	0,19	8,00	1,13	1,06	0,07	1,00	1,84	2,68	3,30	5,98	4,00	1,23	1,84
5	" " щелочного состава	26,47	0,16	11,16	1,93	1,20	0,10	0,61	2,41	3,83	4,81	8,64	2,37	1,25	3,95

Средние составы главнейших петрографических типов магматических пород Армении
в числовых характеристиках Заварицкого

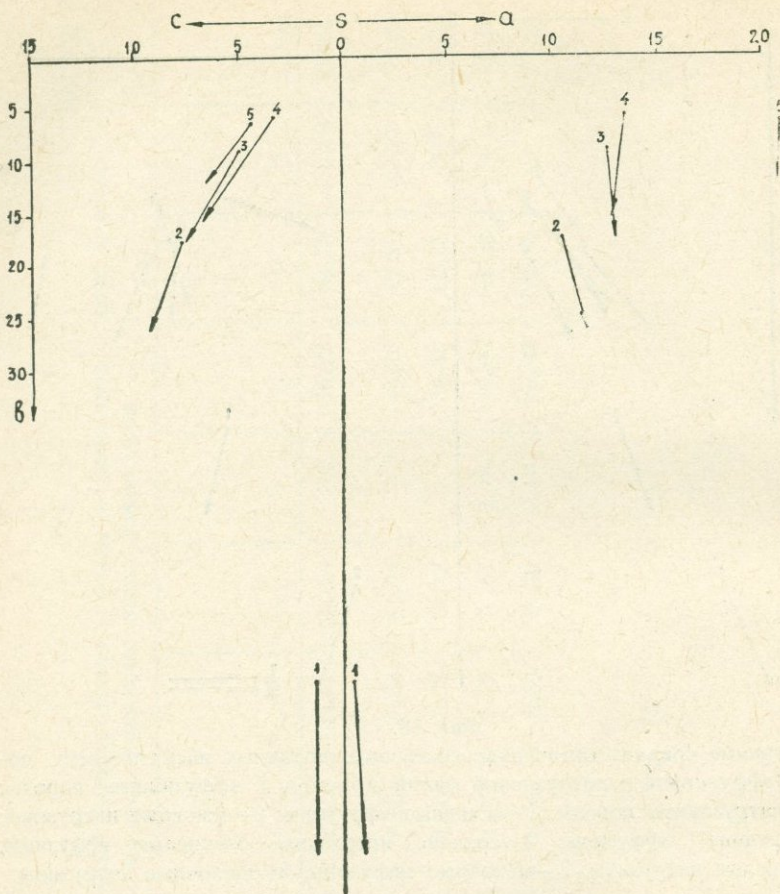
№, № п/п	Название пород	а	с	б	в	а'	г	ш'	у	п
1	Ультраосновные породы	0,35	1,35	59,67	38,63	—	10,22	83,79	5,99	10000
2	Магматические породы основного состава	10,60	7,62	17,54	64,24	—	46,70	42,97	10,33	72,60
3	" " среднего состава	12,81	4,80	8,57	73,82	—	54,47	42,28	3,25	60,86
4	" " кислого состава	13,55	3,12	5,76	77,57	4,70	47,06	48,24	—	58,00
5	" " щелочного состава	21,00	4,40	6,30	68,30	2,40	68,80	28,80	—	57,24



Фиг. 66.

Диаграмма средних химических составов однотипных магматических пород эффузивной и интрузивной фаций Армении. I—эффузивные породы; II—интрузивные породы. 1—основные эффузивы; 2—основные интрузивы; 3—средние эффузивы; 4—средние интрузивы; 5—кислые эффузивы; 6—кислые интрузивы; 7—щелочные эффузивы; 8—щелочные интрузивы.

✓ Сопоставление среднего процентного содержания петрогенных элементов в главнейших петрографических типах магматических пород Армении (табл. 79) со средним содержанием тех же элементов в главных типах пород земной коры, подсчитанным А. П. Виноградовым (1956), показывает, что породы Армении отличаются пониженным содержанием железа и кальция. Исключение составляют кислые магматические породы, которые близки аналогичным породам, по А. П. Виноградову.



Фиг. 67.

Диаграмма средних химических составов главнейших петрографических типов магматических пород Армении. 1—ультраосновные породы; 2—основные породы; 3—средние породы; 4—кислые породы; 5—щелочные породы.

II. СРЕДНИЕ СОСТАВЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АРМЕНИИ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ СССР

В табл. 81 приведены средние составы эффузивов и интрузивов (с породами офиолитовой формации и без них) Армении. Средний состав эффузивных образований Армении бли-

Таблица 81

Средние составы эффузивов и интрузивов (с породами офиолитового пояса и без них) Армении

Окислы	Эффузивы	Интрузивы с офиолитами	Интрузивы без офиолитов	Элементы	Эффузивы	Интрузивы с офиолитами	Интрузивы без офиолитов	Числа За- варицкого	Эффузивы	Интрузивы с офиолитами	Интрузивы без офиолитов
SiO ₂	54,73	58,83	60,04	Si	25,57	27,48	28,05	a	11,22	12,27	13,17
TiO ₂	0,63	0,49	0,51	Ti	0,38	0,29	0,31	c	6,99	5,30	5,09
Al ₂ O ₃	17,62	16,48	16,78	Al	9,33	8,73	8,89	b	14,79	12,97	10,50
Fe ₂ O ₃	4,22	2,96	2,89	Fe'''	2,95	2,07	2,02	s	67,00	69,46	71,24
FeO	3,68	2,96	2,89	Fe''	2,86	2,30	2,25	a'	—	—	—
MnO	0,09	0,22	0,23	Mn	0,07	0,17	0,18	i'	47,78	43,48	53,38
MgO	3,39	3,67	2,41	Mg	2,05	2,22	1,46	m'	41,38	49,46	39,86
CaO	6,58	4,97	4,63	Ca	4,70	3,55	3,31	c'	10,84	7,06	6,76
Na ₂ O	3,33	3,52	3,74	Na	2,47	2,61	2,77	n	68,83	64,36	64,51
K ₂ O	2,33	2,94	3,13	K	1,93	2,44	2,60	—	—	—	—

зок к составу андезито-базальтов; средний состав производных кислой магмы имеет промежуточный состав между монцонитами и гранодиоритами; средний состав интрузивов (с породами офиолитовой формации) занимает промежуточное положение между диоритами и кварцевыми диоритами.

Средний состав интрузивов Армении (как с офиолитами, так и без них) отличается от среднего состава эффузивов повышенной величиной чисел *a*, *s*, но пониженной—чисел *c*, *b*, *n*.

В табл. 82 приведен средний состав магматических пород Армении. По площади эффузивы Армении занимают примерно 92 %, а интрузивы—8 %, но поскольку с глубиной интрузивы распространяются значительно, то при вычислении среднего состава магматических пород были приняты следующие цифры: эффузивы 80 %, интрузивы 20 %. Выведенный таким путем средний состав ближе к действительному, чем среднеарифметический состав или же средний состав, вычисленный исходя из площадей распространения обеих фаций пород. Средний состав магматических образований Армении близок составу диоритов и андезито-базальтов.

Таблица 82

Средний состав магматических пород Армении

Окислы	Содержание, %	Элементы	Содержание, %	Числа Заварицкого	Величина, %
SiO ₂	55,55	Si	25,95	a	11,66
TiO ₂	0,60	Ti	0,36	c	6,50
Al ₂ O ₃	17,39	Al	9,21	b	14,75
Fe ₂ O ₃	3,97	Fe'''	2,78	s	67,09
FeO	3,54	Fe''	2,75	a'	—
MnO	0,12	Mn	0,09	f'	47,80
MgO	3,45	Mg	2,09	m'	41,47
CaO	6,26	Ca	4,47	c'	10,73
Na ₂ O	3,37	Na	2,50	n	67,90
K ₂ O	2,45	K	2,03	—	—

В целях сравнения средних составов пород Армении со средними составами пород других регионов СССР составлены табл. 83—86, причем данные, касающиеся других районов Союза, заимствованы у С. П. Соловьева (1952).

Из табл. 83 видно, что средний состав интрузивов Армении более основной по сравнению со средними составами подобных пород других регионов СССР. Ближе всего он стоит к среднему составу интрузивов Урала. В интрузивных породах остальных районов содержание кремнезема на 7—12 % больше, чем в породах Армении. В последних же соответственно наблюдается повышенное содержание глинозема, окислов железа и магния.

По количеству общей суммы щелочей средний состав интрузивных образований Армении весьма сходен со средними составами аналогичных пород Кавказа, а от средних составов интрузивных пород остальных регионов СССР отличается более низким содержанием щелочей. Исключение из этого правила составляют породы Урала, характеризующиеся наименьшей щелочностью.

Таблица 83
Средние химические составы интрузивных пород различных районов СССР (вес. %)

Окислы	Армения	Кавказ	Украина	Северо-Запад СССР	Урал	Средняя Азия	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток
SiO ₂	58,83	67,03	68,69	69,47	59,04	69,63	68,53	71,18	69,07
TiO ₂	0,49	0,46	0,43	0,45	0,13	0,33	0,39	0,33	0,40
Al ₂ O ₃	16,48	15,14	14,71	14,69	12,61	14,70	14,39	14,38	15,78
Fe ₂ O ₃	2,96	1,59	1,53	1,17	2,79	1,56	1,42	1,28	1,19
FeO	2,96	2,30	2,33	1,88	3,29	1,57	2,17	1,41	1,62
MnO	0,22	0,08	0,10	0,07	0,07	0,05	0,13	0,03	0,10
MgO	3,67	2,21	1,12	1,61	9,48	1,23	1,71	0,69	0,80
CaO	4,97	3,01	2,72	2,51	4,55	2,43	2,71	1,79	2,28
Na ₂ O	3,52	3,69	3,58	3,59	2,76	3,67	4,36	3,61	3,28
K ₂ O	2,94	2,88	3,83	3,60	2,37	3,28	3,23	4,29	4,46
H ₂ O	1,43	1,54	0,77	0,95	2,41	1,28	0,90	0,83	0,96

Как явствует из табл. 84, средний состав эффузивов Армении близок к средним составам подобных пород Кавказа, Урала, Восточной Сибири и Дальнего Востока. Эффузивы Армении характеризуются несколько повышенным содержанием глинозема по сравнению с эффузивами других районов СССР (за исключением Кавказа).

Таблица 84

Средние химические составы эффузивных пород различных районов СССР (вес. %)

Оксиды	Армения	Кавказ	Украина	Северо-Запад СССР	Урал	Средняя Азия	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток
SiO ₂	54,73	54,24	50,30	49,96	53,11	68,96	61,76	55,22	56,18
TiO ₂	0,63	1,00	1,95	1,80	0,54	0,81	0,68	1,01	1,21
Al ₂ O ₃	17,62	17,44	14,83	13,82	15,85	14,44	16,30	15,93	16,09
Fe ₂ O ₃	4,22	3,95	4,54	4,17	4,18	2,35	2,59	4,31	3,68
FeO	3,68	3,34	7,87	9,00	5,86	1,91	3,97	4,80	3,82
MnO	0,09	0,14	0,23	0,27	0,05	0,15	0,16	0,17	0,16
MgO	3,39	4,11	4,96	6,18	4,75	0,63	2,08	4,21	3,91
CaO	6,58	8,04	7,69	7,92	9,23	1,41	4,39	6,57	6,09
Na ₂ O	3,33	3,36	3,18	3,05	3,36	3,21	3,50	3,07	3,39
K ₂ O	2,33	1,84	1,71	1,07	1,11	4,50	2,25	2,32	2,39
H ₂ O	2,49	2,32	2,42	2,65	1,75	1,44	2,19	2,18	2,61

Таблица 85

Средние химические составы магматических пород различных районов СССР (вес. %)

Оксиды	Армения	Кавказ	Украина	Северо-Запад СССР	Урал	Средняя Азия	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток
SiO ₂	55,55	58,58	68,45	67,39	56,49	69,30	66,60	70,14	59,18
TiO ₂	0,60	0,83	0,45	0,67	0,31	0,55	0,47	0,36	1,02
Al ₂ O ₃	17,39	16,65	14,73	14,45	13,98	14,59	14,93	14,48	16,03
Fe ₂ O ₃	3,97	3,15	1,57	1,49	3,40	1,93	1,76	1,47	3,11
FeO	3,54	2,99	2,40	2,68	4,37	1,74	2,68	1,66	3,31
MnO	0,12	0,12	0,10	0,09	0,05	0,11	0,14	0,05	0,15
MgO	3,45	3,45	1,16	2,06	7,46	0,95	1,81	0,92	3,19
CaO	6,26	6,32	2,79	2,91	6,78	1,98	3,18	2,11	5,22
Na ₂ O	3,37	3,43	3,57	3,78	3,03	3,45	4,12	3,56	3,36
K ₂ O	2,45	2,17	3,80	3,30	1,84	3,85	2,97	4,16	2,86
H ₂ O	2,28	2,10	0,79	1,15	2,13	1,36	1,25	0,91	2,22

Из табл. 85 вытекает, что средний состав всех магматических образований Армении, как и в случае интрузивных пород, более основной, чем средние составы магматических пород других регионов Союза.

В табл. 86 приведены кларки главных петрогенных элементов в магматических комплексах Армении и других

районов СССР. Анализ этой таблицы выявляет следующую картину.

Кларк кремния в магматическом комплексе Армении значительно ниже, чем в магматических комплексах других регионов СССР. Особенно высокий кларк кремния наблюдается в магматических породах Восточной Сибири и Средней Азии.

Кларк алюминия, наоборот, в магматическом комплексе Армении несколько выше по сравнению с таковыми других районов СССР.

Интересно отметить, что кларк натрия в магматических комплексах СССР более или менее постоянен, в то время как кларк калия изменяется в сравнительно широких пределах.

Кларк железа в магматическом комплексе Армении выше, чем в комплексах других районов СССР. Исключение составляет магматический комплекс Урала, в котором кларк железа примерно такой же, как в комплексе Армении.

Кларк магния близкий и высокий в магматических комплексах Армении, Кавказа и Дальнего Востока. Наиболее высокий кларк магния наблюдается в комплексе Урала.

Кларк кальция близкий и высокий в комплексах Армении, Кавказа и Урала. Сравнительно высокий кларк этого элемента констатируется и в магматическом комплексе Дальнего Востока.

III. СРЕДНИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Приведенные в первой графе табл. 86 цифры отражают средний состав верхней части земной коры на участке Армении, так как здесь объем осадочных и других пород незначителен по сравнению с магматическими породами.

Расчет среднего состава земной коры в пределах Армении произведен следующим образом. Был вычислен средний состав магматических пород интрузивной и эффузивной фации в отдельности по средним составам разновозрастных пород с учетом их распространенности. Средний состав как эффузивов, так и интрузивов каждого геологического периода, в свою очередь, был выведен из средних составов различных

Среднее содержание элементов (кларки) в магматических породах различных районов СССР (вес. %)

Элементы	Армения	Кавказ	Украина	Северо-Запад СССР	Урал	Средняя Азия	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток
O	47,76	47,47	48,27	48,32	46,77	48,85	48,25	48,69	47,50
Si	25,95	27,34	31,94	31,45	26,39	32,34	31,08	32,73	27,62
Al	9,21	8,81	7,80	7,65	7,40	7,72	7,90	7,67	8,49
Fe	5,53	4,54	2,97	3,12	5,78	2,70	3,31	2,32	4,75
Mg	2,09	2,08	0,70	1,24	4,50	0,57	1,09	0,55	1,92
Ca	4,47	4,51	2,00	2,08	4,84	1,41	2,27	1,51	3,73
Na	2,50	2,54	2,65	2,80	2,25	2,56	3,06	2,64	2,49
K	2,03	1,80	3,15	2,73	1,53	3,20	2,47	3,45	2,37
Ti	0,36	0,50	0,27	0,40	0,19	0,33	0,28	0,22	0,61
Mn	0,09	0,09	0,08	0,07	0,04	0,09	0,11	0,04	0,12

петрографических типов пород с учетом их количественных соотношений. На основании средних составов эффузивов и интрузивов был подсчитан средний состав магматических образований Армении в целом, причем, как отмечалось выше, было учтено количественное соотношение обеих фаций пород (для эффузивной фации 80 % и для интрузивной—20 %). Из отмеченного среднего состава вычислено среднее процентное содержание главных петрогенных элементов (кларки) в магматических породах Армении.

Сопоставляя кларки элементов части земной коры на территории Армении с кларками тех же элементов земной коры, подсчитанными различными исследователями, наблюдаем следующее.

Кларки элементов земной коры в пределах Армении очень сходны с кларками соответственных элементов земной коры. Однако первая отличается от последней несколько повышенными кларками кальция, железа, алюминия, но пониженными—кремния, калия. Это различие в величинах кларков выражается в десятых долях процента (кроме кремния) и объясняется тем, что содержание элементов далеко не одинаково во всех частях земной коры.

Порядок убывания величин кларков рассматриваемых элементов части земной коры на территории Армении соответствует порядку убывания величин кларков тех же элементов

в земной коре. Исключение составляет лишь магний, кларк которого почти равен кларку калия.

Сумма наиболее распространенных элементов (O+Si+Al) в пределах Армении и в земной коре очень близка (в последней она равна 82,58 %, а в первой—82,92 %).

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к следующим выводам:

1. Между средними составами главнейших петрографических типов интрузивных и эффузивных пород Армении и средними составами аналогичных пород Дэли констатируются как отличительные, так и сходные черты. В общих чертах средние составы интрузивных пород Армении характеризуются повышенным содержанием глинозема и пониженным—кремнезема, окиси натрия и общей суммы щелочей. Для большинства петрографических типов эффузивных пород Армении характерно низкое количество окислов железа и титана.

2. Средние составы пород интрузивной фации обычно отличаются от таковых однотипных пород эффузивной фации более высоким содержанием FeO, MgO, CaO, но по более низким количествам Fe₂O₃, Na₂O. Общий средний состав интрузивных пород значительно кислее и щелочнее среднего состава эффузивных образований. Средний состав интрузивов Армении более основной и часто менее щелочной по сравнению со средними составами аналогичных пород других регионов СССР. Средний состав эффузивов Армении отличается от средних составов подобных пород других районов СССР (кроме Кавказа) повышенным содержанием глинозема.

3. Средний состав магматического комплекса Армении более основной, чем средние составы магматических комплексов других регионов СССР. Магматический комплекс Армении характеризуется пониженным кларком кремния, часто калия, но повышенным—алюминия, часто железа, магния и кальция, по сравнению с магматическими комплексами других регионов СССР. По величине кларков некоторых петрогенных элементов магматический комплекс Армении обнаруживает сходство с магматическими комплексами Кавказа, Урала и Дальнего Востока. В магматических комплексах СССР кларк натрия довольно постоянен, а кларк калия более или менее изменчив.

4. Земная кора на территории Армении характеризуется, по сравнению с кларками элементов земной коры, несколько повышенными кларками кальция, железа, алюминия и пониженными—кремния, калия. Порядок убывания величин кларков распространенных элементов одинаков в исследуемой части земной коры и в земной коре в целом.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

В истории геологического развития Армении и всего Малого Кавказа, как было отмечено в первой части работы, выделяются следующие крупные тектоно-магматические этапы: I) эопалеозойский, II) средне-верхнепалеозойский, III) юрско-нижнемеловой, IV) верхнемеловой-палеоценовый, V) нижне-эоценовый-предолигоценый, VI) олигоценый-четвертичный.

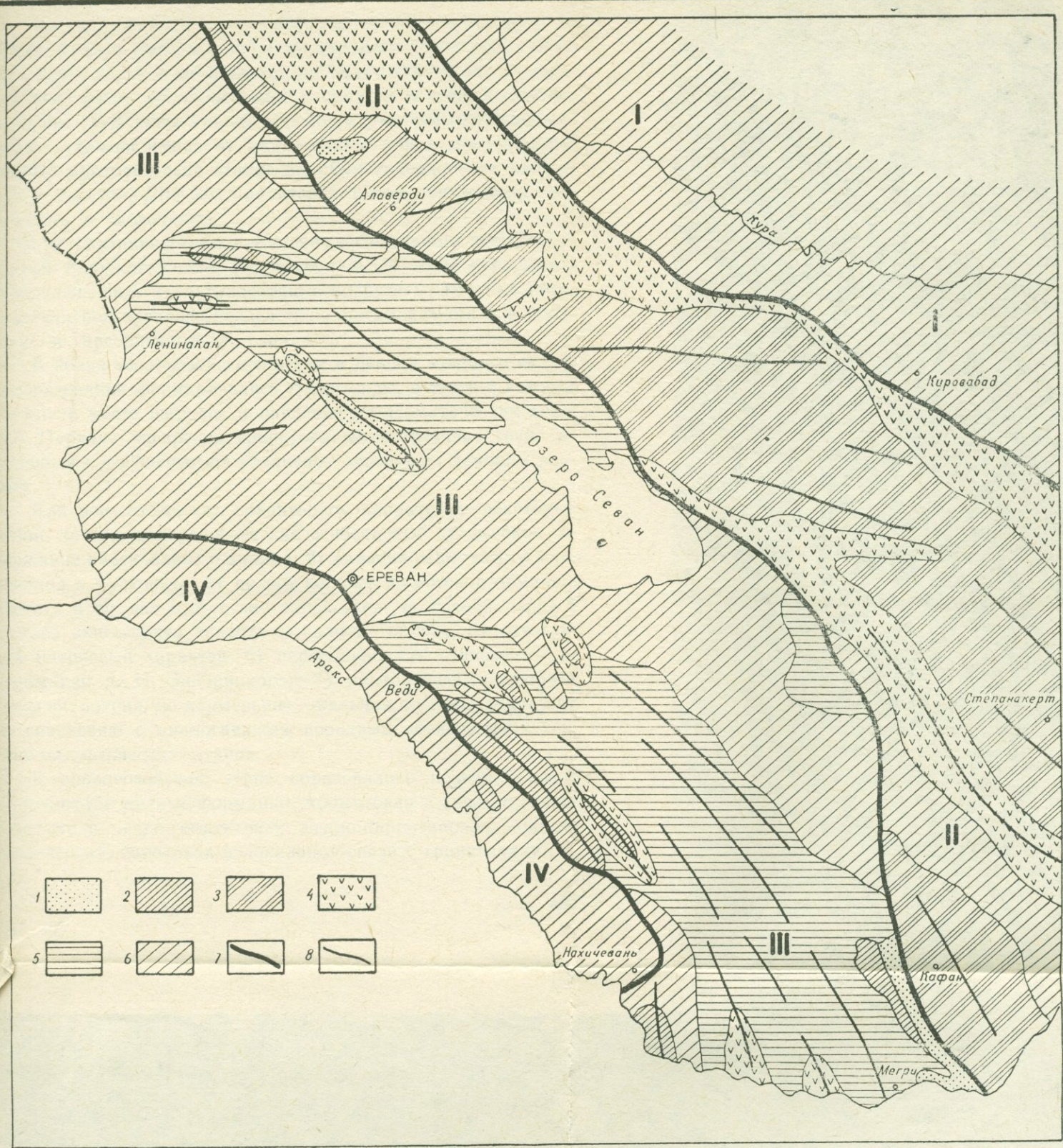
На протяжении отдельных этапов в силу близких геологических условий возникли тектонически единые комплексы горных пород, которые можно рассматривать как крупные структурные ярусы (фиг. 68).

I. ЭОПАЛЕЗОЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Неполнота наших знаний по геологической истории наиболее ранних периодов не позволяет в достаточной мере судить об особенностях проявления магматизма эопалеозойского этапа.

Имеющиеся данные дают возможность предполагать, что в период прогибания эопалеозойской геосинклинальной зоны имел место интенсивный вулканизм, приведший к образованию мощного комплекса вулканогенных пород основного состава. Об этом, в частности, свидетельствует петрографический состав пород древних кристаллических массивов.

В вулканогенном комплексе, видимо, кислые эффузивы отсутствовали. Судя по истории развития других этапов, они должны были образоваться в конце вулканического цикла, но в верхней части метаморфической толщи мы имеем только эф-



Фиг. 68. Схематическая структурно-тектоническая карта Армении и смежных районов Малого Кавказа. Тектонические зоны: 1—Прикуринская; 2—Сомхето-Карабахская; 3—Армянская; 4—Приараксинская. Структурные ярусы: 1—эопалеозойский; 2—средне-верхнепалеозойский; 3—юрско-нижнемеловой; 4—верхнемеловой-палеоценовый; 5—нижнеэоценовый-предолигоценовый; 6—олигоценовый-четвертичный; 6— границы тектонических зон; 8—оси главных антиклинорий.

фузивы основного состава. Однако на данной стадии изученности вопрос о проявлении в эопалеозое кислого вулканизма пока следует считать нерешенным.

Трудно с достаточным основанием выяснить особенности вещественного состава продуктов древнего вулканизма лишь по сохранившимся от воздействия метаморфических процессов эффузивам, обнажающимся в немногочисленных пунктах Армении. Эффузивы эти представлены различными порфирирами, отличающимися от аналогичных пород последующих тектоно-магматических этапов высоким содержанием алюминия и кальция. Для них характерна также пониженная кислотность и щелочность.

В рассматриваемом этапе в силу интенсивного прогибания единой Малокавказской геосинклинальной зоны внедрились также основные и ультраосновные интрузивы, которые впоследствии подвергались воздействию метаморфизма и в большинстве превратились в сланцы.

В конце эопалеозойского этапа в период мощного складкообразования формировались гранитоиды, в связи с которыми имело место широкое проявление метасоматических явлений. Порядок внедрения гранитоидных интрузивов точно не установлен и существуют различные мнения по данному вопросу.

Для эопалеозойских гранитоидов характерны некоторые общие химико-минералогические особенности: 1) высокое содержание плагиоклаза и кварца; 2) наличие решетчатого микроклина и мусковита; 3) низкое количество роговой обманки, биотита и обычно отсутствие пироксенов; 4) преобладание в составе акцессориев апатита и наличие ортита; 5) отчетливый натриевый характер; 6) пересыщенность глиноземом (в понимании А. Н. Заварицкого); 7) наибольшее содержание кремния, натрия, но наименьшее—кальция, железа, алюминия по сравнению с аналогичными породами последующих тектоно-магматических этапов.

В эопалеозойском этапе образовались значительные по масштабу рудные формации: хромитовая в связи с гипербазитами и медно-гематитовая, медно-пирротиновая, полиметаллическая, баритовая в локальной связи с гранитоидами.

II. СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

В этом этапе развития Малый Кавказ делится на два неравных по величине блока—Юго-Западный (Веди-Мегринский) и Северо-Восточный, отличающиеся друг от друга по истории геологического развития. Первый вовлекается в прогибание, которое сменяется инверсией со складчатостью в верхнем триасе. В среднем и верхнем карбоне также имеет место поднятие и перерыв в осадконакоплении. Другой крупный Северо-Восточный блок испытывает поднятие.

В течение средне-верхнепалеозойского этапа магматические процессы происходили на втором блоке и то слабо. В Храмском массиве в континентальных условиях образовались небольшие по масштабу эффузивы среднего состава.

На Юго-Западном блоке (Вединский район) отмечаются незначительные дайки габбро-диабазов и порфиритов, предположительно относящиеся к этому этапу. По данным некоторых исследователей, породы основного состава в эффузивной фации обнажаются и в Зангезуре, где они перемежаются с осадочными отложениями.

В связи со слабым проявлением магматизма в герцинском этапе отсутствует эндогенное рудообразование.

III. ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

В юрско-нижнемеловом этапе Юго-Западный блок испытывает поднятие. Незначительное осадконакопление в геоантисклинальных условиях в юре имеет место лишь в Нахичеванском прогибе. Крупный Северо-Восточный блок, наоборот, в юре вовлекается в глубокое прогибание, приобретая отчетливую геосинклинальную тенденцию развития. Только от этого блока обособляется юго-западный Ленинанкан-Ереванский участок, который продолжает оставаться областью поднятия и в течение рассматриваемого этапа.

Прогибание Северо-Восточного блока (современные Прикуринская, Сомхето-Карабахская тектонические зоны и северо-

ро-восточная Присеванская полоса Армянской зоны) сопровождается интенсивным проявлением вулканизма, продукты которого в настоящее время обнажаются в Сомхето-Карабахской зоне (фиг. 68).

В тесной связи с общим ходом тектонических движений интенсивность и продолжительность эффузивной деятельности несколько меняется в различных частях Северо-Восточного блока. Так, в армянской части блока в байосе в период максимального прогибания эффузивный магматизм доходит до своего пароксизма, затем ослабевает и затухает в бате в связи с предкелловейскими орогеническими движениями, после чего снова вспыхивает с большей силой в оксфорде и киммеридже и почти окончательно прекращается в титоне-неокоме.

Следовательно, в эффузивной деятельности выделяются два вулканических цикла: 1) среднеюрский (байосский), который начинается в нижнем байосе и затухает в бате, и 2) верхнеюрский (оксфорд-киммериджский), который начинается в оксфорде и прекращается в титоне-неокоме.

В азербайджанской части блока интенсивная эффузивная деятельность также начинается с байоса, однако с несколько меньшей силой продолжает развиваться в бате, затем ослабевает и затухает в келловее и оксфорде, снова проявляется в киммеридже и затухает в титоне-неокоме.

На огромной площади Сомхето-Карабахской зоны юрские эффузивные процессы прекращаются в титоне-неокоме, за исключением некоторых небольших участков Шамшадинского и Кафанского районов, где эффузивная деятельность, хотя и с меньшей силой, продолжается и в течение указанного времени.

Большое сходство продуктов юрского вулканизма различных районов Сомхето-Карабахской зоны позволяет предположить, что в период интенсивного прогибания Северо-Восточного блока образовались глубинные разломы значительной протяженности, служившие путями для поднятия магмы.

В течение юрско-нижнемелового этапа характер извержения неоднократно меняется. В общих чертах намечается возрастание во времени роли центральных извержений. В начале этапа преобладают спокойные трещинные извержения.

Юрский вулканизм интенсивно проявляется и в Грузии.

Наибольшим развитием пользуются продукты среднеюрской эффузивной деятельности, которые, по Г. С. Дзоценидзе (1948), образуют спилито-порфирито-диабазовую формацию. Среди них кислые эффузивы (кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры) играют резко подчиненную роль.

По исследованиям того же автора, в батское время происходят орогенические движения (предкелловейская фаза) и внедрение гранодиоритовых и монцонитовых интрузивов. В связи с этим эффузивная деятельность прекращается. Только в кимеридже проявляется незначительный по масштабу эффузивный магматизм, давший оливиновый базальт-трахибазальт-трахитовую серию, силловая фация которой представлена синхроничными с ними эссекситами, имеющими трахибазальтовый состав.

Как отмечает Г. С. Дзоценидзе, в течение средней юры резко преобладает центральный тип извержения с сильными взрывами.

Главная масса продуктов юрского вулканизма Сомхето-Карабахской зоны представлена порфиритами, диабазовыми порфиритами, диабазами и кварцевыми плагиопорфирами. Некоторое развитие имеют кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры (Алавердский и Кафанский районы). Эти основные и кислые эффузивы юры резко отличаются от аналогичных пород других тектоно-магматических этапов: 1) наиболее отчетливо выраженным натриевым характером; 2) наименьшим содержанием щелочей (особенно калия); 3) наибольшим количеством железа и магния.

В течение юры возникшие различные порфириты отличаются от подобных пород последующих времен наибольшей основностью и наименьшей щелочностью. Это, видимо, объясняется наиболее интенсивным прогибанием Малого Кавказа в юре по сравнению с последующими этапами.

Мощность вулканогенно-осадочного комплекса юры превышает мощность отложений всех последующих периодов, взятых в отдельности. Внутри юры также наблюдается повышение основности продуктов эффузивного магматизма в периоды максимального коробления.

Интересно отметить, что нижнемеловые эффузивы, возникшие в период общей инверсии Северо-Восточного блока,

отличаются от подобных пород юры повышенной щелочностью. Даже в нижнемеловых породах среднего состава, как было отмечено в соответствующем разделе, суммарное количество щелочей значительно больше, чем в юрских кислых эффузивах.

Судя по приведенным в работе Г. С. Дзоценидзе (1948) аналитическим данным, продукты юрского вулканизма Грузии также характеризуются повышенной основностью и часто натриевым обликом. Однако последний петрохимический признак у них менее выражен по сравнению с эффузивами Армении и Азербайджана. Кроме того, после предкелловейской складчатости, в Грузии верхнеюрский вулканизм, в отличие от Армении и Азербайджана, проявляется очень слабо и продукты его более щелочные.

В центральной части Сомхето-Карабахской зоны в Шамшадинском и Шамхорском районах перед верхней юрой эффузивная деятельность сменяется интрузивной в связи с предкелловейскими орогеническими движениями. В это время в указанных районах формируется предверхнеюрский интрузивный комплекс благодаря трем фазам внедрения. В первую фазу образовались плагиограниты, пользующиеся наибольшим распространением. В пределах этих пород возникли довольно крупные трещины, по которым последовало вторжение дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиоров. Во вторую фазу внедрились порфиroidные плагиограниты, после которых имела место инъекция аляскитовых гранитов, относящихся к третьей фазе.

В нижнем меле снова происходит смена эффузивной деятельности интрузивной. Магматизм в эффузивной форме весьма слабо проявляется лишь в Шамшадинском и Кафанском районах Сомхето-Карабахской зоны. В связи с нижнемеловыми движениями имеет место массовое внедрение гранитоидов в крупные антиклинории указанной зоны (фиг. 68). После складчатости и формирования гранитоидов внедряются близповерхностные малые тела кварцевых альбитофиоров, которые обнаруживают большое сходство с интрузивами и кислыми эффузивами рассматриваемого этапа. Другая часть кварцевых альбитофиоров образовалась и в средней юре.

Нижнемеловой интрузивный комплекс формировался в

результате многократных вторжений магмы, причем в различных частях Сомхето-Карабахской зоны устанавливается от одной до нескольких фаз внедрения. В пределах Армении к названному комплексу относятся Алавердская и Цавская группы гранитоидов, а также с некоторой условностью—Спитакский массив.

В Алавердском районе самые ранние инъекции магмы представлены мелкими телами габброидов и кварцевых габбро-диоритов. Формирование наиболее крупных интрузивов кварц-диоритового состава имело место во вторую фазу, синхронную с максимальным напряжением орогенных движений. Следующий этап ознаменовался вторжением плагиогранодиоритов и плагиогранитов. К последней фазе относятся граниты.

Цавская группа сформировалась благодаря двум последовательным фазам внедрения магмы. Породы первой фазы характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Породы второй фазы представлены гранитами. Спитакский массив по составу соответствует гранитоидам второй фазы Алавердской группы.

Каждому интрузивному комплексу юрско-нижнемелового этапа присущи некоторые специфические минералогические и петрогеохимические признаки, о чем было сказано в соответствующем разделе.

Однако предверхнеюрские и нижнемеловые гранитоиды обнаруживают и многие общие особенности вещественного состава. Они отличаются от аналогичных пород других тектоно-магматических этапов повышенным содержанием плагиоклаза и кварца, отсутствием или незначительным количеством калиевого полевого шпата и низким содержанием цветных минералов. Для них характерно также наименьшее количество калия, повышенное содержание кремния, но пониженное—магния, железа, кальция по сравнению с гранитоидами последующих этапов.

Для гранитоидов юрско-нижнемелового этапа наиболее характерными аксессуориями являются циркон, апатит и сфен. К типичным микроэлементам относятся титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, часто бериллий, иттрий, иттербий, барий.

Юрско-нижнемеловой этап является одной из главных промышленных-продуктивных металлогенических эпох Малого Кавказа.

В период среднеюрского прогибания возникло серно- и медноколчеданное оруденение в тесной связи с субвулканическими аналогами кислых эффузивов, в течение предверхнеюрской складчатости—полиметаллическое, отчасти серно- и медно-серноколчеданное оруденение в связи с предверхнеюрским интрузивным комплексом, во время нижнемеловой инверсии—железородное, кобальтовое, отчасти серно- и медно-серноколчеданное, полиметаллическое и незначительное медно-молибденовое оруденение в связи с нижнемеловым интрузивным комплексом.

По данным И. Г. Магакьяна, интенсивное серно- и медно-серно-колчеданное, полиметаллическое, баритовое оруденение возникло в тесной локальной связи с близповерхностными малыми телами кварцевых альбитофиров.

Необходимо отметить, что в вопросе возраста и генезиса колчеданного оруденения рассматриваемого этапа среди геологов существуют резкие разногласия. Одни исследователи связывают оруденение с субвулканическими кварцевыми плагиопорфирами и кварцевыми альбитофирами юрско-нижнемелового этапа, а другие—с гранитоидами, приписывая последнее и самому оруденению третичный возраст.

Накопленный до сих пор богатый фактический материал противоречит третичному возрасту гранитоидов и колчеданного оруденения Сомхето-Карабахской зоны. Совокупность многих данных позволяет предполагать о генетическом единстве гранитоидов, кислых эффузивов, их субвулканических аналогов и оруденения. Однако наиболее интенсивное колчеданное оруденение, по-видимому, имело место в связи с внедрением субвулканических кислых пород. Об этом, в частности, свидетельствуют, помимо других данных, пространственное тяготение оруденения к субвулканическим образованиям и отсутствие в ряде случаев гранитоидов в районах крупных колчеданных месторождений.

IV. ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОЦЕНОВЫЙ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

В продолжение этого этапа Армения и весь Малый Кавказ вовлекаются в прогибание с образованием большого количества геосинклинальных зон. Те положительные тектонические единицы Сомхето-Карабахской зоны, в которые вторглись гранитоиды предыдущего этапа, слабо реагируют на общий процесс коробления региона. В дате и палеоцене в связи с мощными орогеническими движениями имеет место региональное поднятие Малого Кавказа.

В соответствии с общим ходом геотектонического развития в верхнемеловом-палеоценовом этапе сфера проявления эффузивного магматизма, по сравнению с предыдущим этапом, расширяется, охватывая почти все прогибающиеся геосинклинальные зоны Малого Кавказа.

Эффузивная деятельность намечается еще в сеномане, резко усиливается и достигает своего пароксизма в верхнем туроне и нижнем сеноне (коньяке-сантоне), ослабевает в верхнем сеноне и окончательно прекращается в дате-палеоцене.

Продукты верхнемелового вулканизма представлены главным образом производными основной магмы, перемежающимися с осадочными и туфогенными породами. В разных зонах они занимают несколько различные стратиграфические положения, но чаще всего относятся к коньяку. Разрезы верхнемеловых вулканогенных пород в разных зонах по составу также значительно отличаются друг от друга, о чем было сказано в соответствующем разделе. Состав комплекса заметно меняется и в разных пунктах одной и той же зоны.

Верхнемеловой вулканизм наиболее интенсивно и сложно проявился на северо-восточных склонах Малого Кавказа. Здесь среди верхнемеловых эффузивов доминируют представители основной магмы. В некоторых прогибах (Казахский, Таузский и др.) эффузивная деятельность начинается с излияния основной магмы и завершается извержением кислой. Исключение составляет Агджакендский прогиб, в котором верхнемеловой эффузивный магматизм проявляется в порядке возрастающей основности. В указанном прогибе, по дан-

ным Р. Н. Абдуллаева (1963), в основании разреза залегают кислые эффузивы, сменяющиеся кверху основными.

Исследования Г. С. Дзоценидзе, Заридзе и Татришвили показали, что продукты мелового вулканизма в различных геотектонических единицах Грузии также резко отличаются друг от друга. По данным Г. С. Дзоценидзе, меловые эффузивы представлены роговообманковыми и авгитовыми порфиритами и их туфами андезитового и андезито-базальтового составов в Аджаро-Триалетской зоне, кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами на Артвино-Сомхетской глыбе и серией оливиновые базальты-трахибазальты—фонолиты на Грузинской глыбе. С последними породами, по Г. С. Дзоценидзе, связаны также тешенито-мончикито-компонитовые силлы и дайки. Такие щелочные типы пород отсутствуют в пределах Армении и Азербайджана.

В течение верхнего мела типы извержения периодически меняются, но, судя по объемному соотношению пирокластолитов и лав, преобладали извержения центрального типа. По А. Х. Мнацакян (1964), для Присеванской и Еревано-Ордубадской зон характерны трещинные излияния, а в Прикуринской зоне трещинные извержения сменяются во времени центральными.

Однако в целом в составе продуктов верхнемелового вулканизма Армении и Азербайджана пирокластические образования резко преобладают над лавами, что свидетельствует о главенствующей роли взрывной деятельности.

Такое же соотношение между лавами и пирокластами, по данным Г. С. Дзоценидзе, наблюдается в меловой вулканической серии Аджаро-Триалетской зоны Грузии. В некоторых разрезах, как отмечает Г. С. Дзоценидзе, даже лавы полностью отсутствуют.

Сложный вулканогенно-осадочный комплекс верхнего мела в настоящее время обнажается в краевых частях Сомхето-Карабахского блока и в ядрах крупных антиклинорий Армянского блока (фиг. 68).

Среди верхнемеловых эффузивов доминируют различные порфириты, реже встречаются кварцевые и бескварцевые альбитофиры, кварцевые плагиопорфиры и их пирокластические разности. Эти породы обнаруживают большое сходство

с эффузивами юры, отличаясь от них несколько повышенной кислотностью и щелочностью. Все они имеют натриевый облик. Но этот петрохимический признак выражен у них не так резко, как у юрских вулканогенных пород.

Кислые эффузивы верхнего мела, в отличие от аналогичных пород юры, содержат больше калия. Этим объясняется, что в юрских альбитофирах биотит является редкостью, в то время как в подобных породах верхнего мела он встречается часто.

Верхнемеловые эффузивы, по сравнению с однотипными породами последующих этапов, характеризуются пониженным содержанием щелочей, калия, магния, но повышенным—кремния и часто алюминия.

В верхнемеловое время в период интенсивного погружения Присеванской зоны возникает одноименный глубинный разлом, по которому вторгается преобладающая часть интрузивов известного офиолитового пояса Малого Кавказа. Внедрение их, по-видимому, имело место неоднократно в связи с многократным возобновлением Присеванского глубинного разлома.

Офиолитовые породы возникли и в Приараксинской зоне, где представлены многочисленными небольшими выходами ультраосновных и основных пород, приуроченных к глубинному разлому.

Породы офиолитовой формации Армении от средних типов Дэли обычно отличаются пониженной кислотностью и щелочностью. Для них часто характерно пониженное содержание извести и окислов железа.

К рудным формациям верхнемелового-палеоценового этапа относятся хромитовая, образовавшаяся в связи с офиолитами, марганцевая, связанная с эффузивной деятельностью (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, 1958).

V. НИЖНЕОЦЕНОВЫЙ-ПРЕДОЛИГОЦЕНОВЫЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

В предыдущем этапе, особенно в конце его, в связи с региональным поднятием Малого Кавказа обособляются че-

тыре разных блока: Прикуринский, Сомхето-Карабахский, Армянский, Приараксинский, отличающиеся друг от друга геотектоническим развитием почти на протяжении всей последующей геологической истории. Прикуринский блок характеризуется нисходящими движениями и общим перманентным опусканием. Почти такие же условия устанавливаются на Приараксинском блоке, который с кратковременными перерывами также вовлекается в длительное прогибание. Сомхето-Карабахский блок, наоборот, характеризуется восходящими движениями и общим перманентным поднятием. На Армянском блоке характер и интенсивность тектонических движений неоднократно меняются, и потому он становится ареной последующих сложных геотектонических и магматических процессов.

Начало рассматриваемого этапа (нижний эоцен) знаменуется незначительным погружением Армянского блока, что сопровождается слабым проявлением эффузивного магматизма. Такие же тенденции развития сохраняются и в среднем эоцене на Прикуринском и Приараксинском блоках. Однако Армянский блок и смежные районы в среднем эоцене вовлекаются в интенсивное прогибание, в связи с чем вспыхивает интенсивная вулканическая деятельность, продукты которой представлены самыми разнообразными эффузивами и их пирокластическими разностями.

Наиболее сильное погружение и максимальное проявление эффузивного магматизма отмечается в Присеванской зоне, где происходит также внедрение части интрузивов офиолитовой формации. Последние повторяют петрохимические признаки аналогичных пород предыдущего этапа, отличаясь некоторой повышенной кислотностью и щелочностью.

После среднего эоцена эффузивная деятельность во многих местах прекращается в связи с происходящими орогеническими движениями, которые продолжаются вплоть до олигоцена, охватывая преобладающую часть Малого Кавказа. В верхнем эоцене наблюдается ослабление этих движений, а в некоторых участках смена их нисходящими с проявлением вулканизма. Максимальное проявление верхнеэоценового вулканизма обычно приурочивается к наиболее интенсивно прогибающимся участкам.

В период средне- и верхнеэоценового прогибания возникают субвулканические тела, которые локализуются в контурах разновозрастных с ними эффузивных образований. Они обнаруживают большое сходство вещественного состава с вмещающими вулканогенными породами эоцена.

В пределах отдельных структур геотектонические условия накопления вулканогенно-осадочных пород эоцена были различными. Поэтому разрезы эоцена в разных зонах и на отдельных участках одной и той же зоны отличаются друг от друга по составу, соотношениям лавовых, пирокластических и осадочных пород и другим деталям.

В эоцене происходит многократное чередование спокойных трещинных излияний с центральными извержениями. По данным некоторых исследователей, общее развитие типов извержений шло во времени от трещинного к центральному.

Магматические процессы наиболее сложно развиваются в Присеванской зоне. Здесь эффузивная деятельность местами намечается в нижнем эоцене, достигает своего пароксизма в среднем эоцене, прекращается перед верхним эоценом и сменяется интрузивным магматизмом. В верхнем эоцене в связи с прогибанием вновь проявляется вулканизм, затем в условиях положительно направленных тектонических движений в центральной части зоны образуются щелочные эффузивы. Перед олигоценом в тесной связи с последними внедряются щелочные интрузивы.

Таким образом, в истории развития рассматриваемого этапа Присеванской зоны выделяются два законченных магматических цикла: 1) нижнеэоценовый-предверхнеэоценовый и 2) верхнеэоценовый-предолигоценовый. Каждый из этих циклов начинается эффузивной деятельностью и завершается интрузивной. В продолжение первого цикла формируется известково-щелочная серия эффузивных и интрузивных пород, а во втором цикле—сначала известково-щелочная, а в конце щелочная.

Примерно такая же картина наблюдается в Аджаро-Триалетской зоне Грузии. По данным Г. С. Дзоценидзе (1948), в нижнем-среднем эоцене в указанной зоне происходят мощные вулканические извержения, давшие породы андезито-базальтового ряда. В связи с предверхнеэоценовой орофазой

внедряются гранитоиды. В верхнем эоцене вновь вспыхивает эффузивная деятельность, приведшая к образованию двух различных серий—известково-щелочной и щелочной. Последняя, по Г. С. Дзоценидзе, возникает в переходной зоне между геосинклиналью и Грузинской глыбой, и представлена кали-базальтами, тефритами и анальцимовыми трахитами. Здесь же во время преолигоценых орогенических движений вторгаются анальцимовые сиениты.

В пределах Армении продукты вулканизма нижнеэоценового-преолигоценого этапа обнажаются в северо-восточной и юго-западной частях Армянского блока. Они состоят главным образом из неоднократно чередующихся разнообразных порфиритов и их пирокластолитов. Некоторое развитие имеют дациты, андезито-дациты, липариты, кварцевые порфиры. В центральной части Присеванской зоны в тесной ассоциации со щелочными интрузивами известны трахиандезиты, трахиты, эпилейцитовые порфиры. Последние—щелочные типы, полностью отсутствуют в продуктах эффузивной деятельности предшествующих времен. Остальные—основные и кислые петрографические разновидности, обладают некоторыми общими петрохимическими признаками, чем и отличаются от аналогичных пород предыдущих этапов: 1) повышенным содержанием щелочей, часто кремния, но пониженным—магния, железа и 2) наибольшим количеством калия. В противоположность мезозойским эффузивам, содержание натрия в них довольно постоянно, а количество калия колеблется в сравнительно широких пределах.

Эоценовые эффузивы Армении (в частности, Присеванской зоны) обнаруживают большое сходство химического состава с аналогичными породами Аджаро-Триалетской зоны Грузии.

С орогеническими движениями рассматриваемого этапа связано проявление интрузивного магматизма—самого мощного на протяжении всей геологической истории Армении. В результате многократных вторжений кислой магмы в дугообразно расположенные складчатые структуры и разрывные нарушения Армянского блока образуется несколько групп интрузивов. На различных участках блока усматривается от одной до четырех фаз внедрения.

Продукты глубинного магматизма нижнеэоценового-предолигоценового этапа резко отличаются от интрузивных пород предыдущих этапов. Прежде всего они характеризуются исключительным разнообразием петрографического состава. Среди них существенную роль играют монцониты, граносиениты, порфириовидные граниты и породы щелочного ряда, отсутствующие в предыдущих интрузивных комплексах. К типичным цветным минералам гранитоидов относятся пироксены и биотит. Для них обычно характерно одновременное присутствие трех цветных минералов—пироксена, роговой обманки и биотита.

Гранитоиды обладают также следующими минералогическими и химическими признаками, по которым отличаются от подобных пород предыдущих этапов: 1) повышенной основностью плагиоклазов; 2) высоким содержанием калиевого полевого шпата (обычно относится к анортоклазу) и низким—кварца; 3) кали-натриевым характером; 4) повышенным содержанием щелочей (особенно калия), железа, магния, кальция, но пониженным—кремния; 5) принадлежностью кислых и средних пород к нормальному ряду.

Продукты интрузивного магматизма этого этапа характеризуются более богатой ассоциацией аксессуарных минералов и микроэлементов. От глубинных пород предыдущих этапов они отличаются присутствием ряда редких аксессуариев и микроэлементов: ураноторита, уранинита, ксенотима, эвксенита, оранжита, монацита, ортита, турмалина, лития, висмута, ниобия, тантала, германия, бора и др.

Рассматриваемый этап характеризуется наиболее интенсивным проявлением эндогенного рудообразования на протяжении геологической истории Малого Кавказа. В доскладчатые периоды этапа возникло хромитовое оруденение в генетической связи с офиолитами, серноколчеданное оруденение в связи с субвулканическими аналогами кислых эффузивов, а на территории Грузии—медноколчеданное, отчасти полиметаллическое и баритовое оруденение в локальной связи со штоками и дайками дацитов, андезитов.

В соскладчатые и постскладчатые периоды образовались самые разнообразные рудные формации в связи с различными по петрографическому составу интрузивными породами. К

ним относятся медно-молибденовая, медная, серно-медноколчеданная, отчасти полиметаллическая, железорудная, боросиликатная (в виде аксессуариев), медно-мышьяковая и др. (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, 1958).

VI. ОЛИГОЦЕНОВЫЙ-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Начиная с олигоцена как бы наступает этап угасания геосинклинальной жизни Малого Кавказа. После преолигоценовых орогенических движений он вовлекается в общее перманентное воздымание с сильным сокращением сферы осадконакопления. На фоне общего поднятия нисходящие колебательные движения локализуются в основном в пределах Приараксинского и Куринского блоков.

Эффузивный магматизм, в отличие от предыдущих этапов, развивается главным образом в континентальных условиях и носит наземный характер. В связи с дифференцированными восходящими движениями интенсивность эффузивной деятельности в разных регионах меняется. Максимальное проявление вулканизма приурочивается к тем участкам Армянского блока, которые испытывают наибольшее поднятие.

В истории развития магматизма олигоценового-четвертичного этапа выделяются три эффузивных цикла: 1) нижне-среднеолигоценовый; 2) верхнеолигоценовый-нижнеплиоценовый; 3) верхнеплиоценовый-четвертичный.

Согласно большинству геологов, в нижнем и среднем олигоцене на Армянском блоке происходит незначительный по масштабу вулканизм, который прекращается в верхнем олигоцене. Продукты его представлены породами известково-щелочной серии. По данным некоторых исследователей, в олигоцене в западном Айоцдзоре образуются также вулканогенные породы повышенной щелочности: трахиты, трахилипариты, щелочные базальтоиды. Для них характерно либо равное содержание натрия и калия, либо незначительное преобладание натрия над калием.

В интервале времени, от среднего олигоцена до нижнего

миоцена внедряются гранитоиды Айюцзорской группы. Не исключена возможность, что некоторые интрузивы последних фаз предыдущего этапа также образовались в рассматриваемом этапе.

Айюцзорские гранитоиды формируются в результате трех фаз внедрения магмы. Породы первой фазы пользуются наибольшим развитием и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Ко второй фазе относятся диорит-порфириды. В третью фазу внедряются более кислые породы.

Гранитоиды сохраняют основные петрографические особенности аналогичных пород предыдущего этапа, отличаясь повышенной щелочностью габброидов и отсутствием щелочных типов пород.

После олигоцена вулканизм на Армянском блоке вновь проявляется в верхнем миоцене, достигает пароксизма в нижнем плиоцене, после чего ослабевает и во многих местах затухает в среднем плиоцене.

В верхнем плиоцене на фоне общего перманентного воздымания Малого Кавказа на Армянском блоке происходят резко выраженные дифференцированные тектонические движения, что приводит к новой вспышке интенсивной эффузивной деятельности, продукты которой образуют крупные вулканы Армянского нагорья.

В промежутке времени от верхнего миоцена до верхнего плиоцена включительно имеет место неоднократное внедрение экструзивов в связи с многократным проявлением эффузивной деятельности. Массовое вторжение экструзивов особенно происходит в период бурного развития верхнеплиоценового эффузивного магматизма.

Все они обнаруживают большое сходство петрохимических признаков с вмещающими вулканогенными породами соответственного возраста, отличаясь от них несколько повышенной щелочностью.

Продукты миоплиоценового вулканизма слагают центральные части Армянского блока. Они пользуются огромным развитием в области Арагаца, где локализована также главная масса кислых типов.

Миоплиоценовые эффузивы и их субвулканические анало-

Схема развития магматизма Армении

Этапы	Область развития	Возраст	Стадия геосинклинального развития	Типы пород	Рудная формация
эопалеозойский	Малый Кавказ	Эопалеозой	Доскладчатая	Основные эффузивы в большинстве ныне метаморфизованные Гипербазиты и базиты	— хромитовая
			Соскладчатая	Гранитогайсы, кв. диориты, плагиограниты	медно-гематитовая, медно-пирротиновая, полиметаллическая, баритовая
Средне-верхне-палеозойский	Юго-западный блок Малого Кавказа	Средний палеозой-триас	Доскладчатая	Незначительные основные эффузивы и дайки (?)	—
Юрско-нижнемеловой	Северо-восточный блок Малого Кавказа	средняя юра	Доскладчатая	Основные эффузивы и их субвулканические аналоги кислые эффузивы и их субвулканические аналоги	— серно и медноколчеданная, полиметаллическая, баритовая
			Соскладчатая	Плагиограниты, порфиоровидные плагиограниты, Na—K аляскиты	Полиметаллическая, отчасти серно- и медносерноколчеданная
		Верхняя юра	Доскладчатая	Основные эффузивы и их субвул. аналоги	—
			Соскладчатая	кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, Na—K граниты, реже более основные породы	железородная, кобальтовая, отчасти серно- и медно-серноколчеданная, полиметаллическая, незначительно медно-молибденовая
Посткладчатая	малые тела кв. альбитофинов	серно- и медно-серноколчеданная, полиметаллическая, баритовая			
Верхнемеловой-палеоценовый	Малый Кавказ	Верхний мел	доскладчатая	Основные эффузивы и их субвулканические аналоги гипербазиты и базиты андезиты, корни дацитов кислые эффузивы и их субвулканические аналоги	— хромитовая марганцевая, баритовая
			соскладчатая	гранодиориты, граниты у Кировабада (?)	—
Нижнеоценовый-предолигоценовый	Армянский блок и смежные районы	Нижний и средний эоцен	доскладчатая	Основные эффузивы и их субвулканические аналоги Гипербазиты и базиты Кислые эффузивы и их субвулканические аналоги	— хромитовая серноколчеданная
			соскладчатая	Габброиды, кв. диориты, монзониты и др.	медная, железородная, серно-медноколчеданная и др.
		Верхнеоценовый пред-олигоценовый	доскладчатая	Основные эффузивы и их субвулканические аналоги, возможно часть офиолитов	—
			соскладчатая	Кислые и щелочные эффузивы Порфиоровидные граниты, возможно значительная часть других гранитоидов	— медно-молибденовая, отчасти полиметаллическая, медно-мышьяковая, боро-силикатная и др.
			посткладчатая	щелочные интрузивные породы	—
Олигоценый-четвертичный	Центральная часть Малого Кавказа	олигоцен-нижний миоцен	доскладчатая (общее поднятие, местами опускание)	Андезиты, дациты, липариты, трахиты, щелочные базальтоиды	—
			соскладчатая	Гранитоиды Айоцзора, возможно гранитоиды поздних фаз южной Армении	полиметаллическая, возможно медно-молибденовая и др.
		Верхний миоцен-нижний плиоцен	Общее поднятие (местами опускание)	андезиты, андезитодациты, дациты, трахиандезиты и их экструзивы	золоторудная, мышьяково-сурьмяно-ртутная.
верхний плиоцен-четвертичный	Общее поднятие (местами опускание)	Основные, средние, кислые эффузивы, их экструзивы, туфы и туфолавы	—		

ги отличаются высоким содержанием щелочей, причем основные и средние представители характеризуются натри-калиевым обликом, а кислые типы—примерно равным содержанием натрия и калия. Для наиболее кислых разностей усматривается незначительный перевес калия над натрием. Все они относятся к породам нормального ряда. Исключение составляют кислые эффузивы (липариты и некоторые дациты), принадлежащие к ряду, пересыщенному глиноземом.

В четвертичное время продолжается общее воздымание Малого Кавказа. Эпейрогенические движения по-прежнему носят резко дифференцированный характер. В связи с неоднократными поднятиями имеет место многократное проявление вулканизма, отличающегося отчетливым ореальным характером. В четвертичное время образуются многочисленные, в большинстве моногенные вулканические аппараты, из которых изливается магма, давшая огромные лавовые покровы. В области г. Арагац происходит также неоднократное извержение большого количества туфового материала.

Четвертичные лавы обнаруживают большое сходство с эффузивами плиоцена (в частности, верхнего плиоцена). Для них также характерна сравнительно повышенная щелочность. Они по средним химическим составам чаще всего отвечают андезито-базальтам. Но встречаются и более кислые разности. В четвертичных лавах содержание натрия и калия варьирует в небольших пределах. Все типы лав относятся к нормальному ряду.

Туфы и туфолавы, имеющие более ограниченное развитие, по средним химическим составам соответствуют андезито-дацитам, реже дацитам. По сравнению с лавами они более кислые и щелочные. В большинстве для них характерно близкое содержание натрия и калия. Количество последних подвергается небольшим колебаниям. Среди них встречаются породы как нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом.

Хотя туфы и туфолавы отличаются от лав некоторой повышенной щелочностью и кислотностью, но все они обладают общими петрохимическими особенностями, указывающими на их генетическое единство.

Эффузивы олигоценового-четвертичного тектоно-магма-

тического этапа отличаются от аналогичных пород предыдущих этапов наибольшим содержанием щелочей и наименьшим—железа, кальция, магния.

К рудным формациям этого этапа относится полиметаллическая, связанная с Айюцзорскими гранитоидами. По данным И. Г. Магакьяна, в связи с миоплиоценовыми экструзивами дацитов, андезитов, андезито-дацитов образовались золоторудная и мышьяково-сурьмяно-ртутная формации.

В табл. 87 приведена схема развития магматизма Армении, составленная на основании вышеизложенного.

VII. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Выявление закономерностей развития магматических процессов во времени и пространстве имеет важное значение для разрешения многих вопросов петрогенезиса и металлогении, а также для правильного разграничения отдельных стадий геосинклинального цикла. Это объясняется взаимосвязью магматизма, тектоники и эндогенного рудообразования.

Глубокое познание магматизма приобретает особое значение для понимания истории геотектонического развития такого сложно построенного горного сооружения, как Малый Кавказ, где интенсивная магматическая деятельность происходила почти во всех геологических периодах.

Бурное проявление магматизма в эффузивной и интрузивной форме на протяжении почти всей истории геологического развития Армении и Малого Кавказа объясняется неоднократным возникновением разломов глубокого заложения. В разные отрезки геологического времени глубинные разломы расчленили область на отдельные блоки, предопределив их общий ход геологических и магматических процессов.

Как вытекает из вышеизложенного, геологическая история Армении распадается на ряд тектоно-магматических этапов, каждый из которых характеризуется определенными магматическими комплексами со своеобразными минералогическими и петрогеохимическими особенностями.

В пределах отдельных этапов устанавливается периодическая повторяемость магматических явлений, причем магма-

тизм в соответствии с особенностями развития геосинклинальной зоны проявляется обычно сначала в виде эффузивной, а затем интрузивной формы.

В истории развития каждого геосинклинального цикла определенно выделяются две стадии: доскладчатая и соскладчатая. Первая стадия, обнимающая почти весь период собственно геосинклинальной жизни, характеризуется прогибанием с образованием сложного комплекса вулканогенно-осадочных отложений и иногда интрузивов основного и ультраосновного состава. Среди эффузивов резко доминируют породы основной магмы. Позже вторгаются малые субвулканические тела разнообразного состава, которые строго тяготеют к соответствующим эффузивам. Во второй стадии в период складчатости и общей инверсии внедряются гранитоиды. Иногда выделяется и третья послескладчатая стадия, в течение которой образуются малые тела кислого состава, щелочные интрузивы и др.

Вторжение основной и кислой магмы в течение одного геосинклинального цикла нередко имеет место неоднократно, хотя максимальное проявление каждой из них связано с различными тектоно-магматическими фазами.

Интенсивность магматических процессов и связанного с ними эндогенного оруденения главных стадий геосинклинального развития для разных тектоно-магматических этапов различна. Более того, офиолитовые интрузивы первой стадии и некоторые породы поздних стадий геосинклинального цикла нередко отсутствуют.

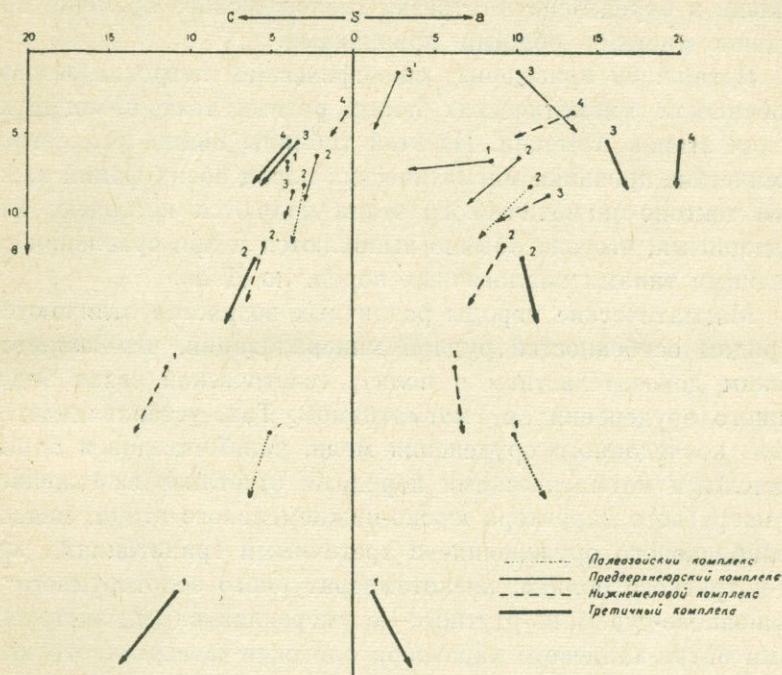
Эволюция магматизма в пределах отдельных геосинклинальных циклов характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении кислотности и щелочности пород от ранних к более поздним стадиям. Это объясняется тем, что максимальное проявление кислой магмы связано с последними стадиями. Такая направленность более отчетливо выражается во второй стадии в период проявления интрузивной деятельности.

Как видно из диаграммы фиг. 69, построенной на основании табл. 88, при переходе от ранних к более поздним членам (фазам внедрения) каждого интрузивного комплекса наблюдается возрастание кислотности и щелочности, но убы-

Числовые характеристики средних составов последовательных членов разновозрастных интрузивных комплексов Армении

Комплекс	Фаза внедрения	Типы пород	a	c	\bar{c}	b	s	f'	m'	c'	a'	n	n'
Палеозойский	I	Габброиды	10,10	5,10	—	23,20	61,60	36,00	40,70	23,30	—	79,00	—
	II	Гранитоиды	11,14	3,05	—	8,42	77,41	35,43	31,50	—	33,07	83,30	—
Предверхнеюрский	I	Плагиограниты	7,75	4,15	—	6,66	81,44	47,96	3,06	—	48,98	87,70	—
	II	Порфириовидные плагиограниты	9,90	2,39	—	6,52	81,12	41,84	27,55	—	30,61	76,00	—
	III	Аляскиты	9,97	—	2,71	0,90	86,46	—	35,71	35,71	—	58,44	28,58
Нижнемеловой	I	Габброиды	6,19	11,57	—	19,16	63,08	53,46	41,15	5,39	—	83,30	—
	II	Кв. диориты	9,01	6,66	—	11,86	72,47	43,86	36,26	—	19,88	80,00	—
	III	Плагиогранодиориты	11,90	3,80	—	8,80	75,50	54,00	16,50	—	29,50	74,00	—
	IV	Граниты	13,20	0,50	—	3,70	82,60	54,50	14,00	—	31,50	61,50	—
Третичный	I	Габброиды	1,30	10,70	—	33,00	55,00	32,50	44,80	2,27	—	60,00	—
	II	Гранитоиды	10,40	5,76	—	12,70	71,20	50,00	41,30	8,70	—	64,00	—
	III	Порфириовидные граниты	15,60	3,20	—	5,60	75,60	42,00	46,00	12,00	—	52,00	—
	IV	Щелочные породы	20,20	3,80	—	5,60	70,40	72,00	25,50	—	2,50	53,00	—

вание основности пород (соответственные фигуративные точки отдельных интрузивных комплексов смещаются снизу вверх и вправо на обеих проекциях диаграммы).



Фиг. 69.

Диаграмма средних химических составов последовательных членов разновозрастных интрузивных комплексов Армении. Нумерация векторов соответствует фазам внедрения пород комплексов в табл. 88.

Хотя в первой стадии нередко происходит чередование во времени основной и кислой магм, но все же состав продуктов эффузивного магматизма также изменяется в сторону возрастания кислотности и щелочности, поскольку образование главной массы кислых эффузивов падает на конечный период первой стадии. В конце первой стадии возникают также щелочные эффузивы в условиях положительно направленных тектонических движений.

Специфика вещественного состава магматических пород разных фаций, как было показано в предыдущих разделах, закономерно изменяется во времени. Поэтому наблюдаются

значительные различия в минералогических и петрогеохимических особенностях разновозрастных магматических пород. Наоборот, как интрузивные, так и эффузивные породы, возникшие в определенные отрезки геологического времени, обладают многими общими признаками.

В табл. 89 приведены специфические петрохимические особенности магматических пород разных тектоно-магматических этапов Армении. Из этой таблицы видно, что петрохимические признаки магматических пород обеих фаций каждого тектоно-магматического этапа являются настолько характерными, что они обычно выявляются и при сравнении со средними типами аналогичных пород, по Дэли.

Магматические породы различных возрастов отличаются и рядом особенностей рудной минерализации, что является веским доказательством в пользу генетической связи эндогенного оруденения с магматизмом. Так, устанавливается связь колчеданного оруденения меди, полиметаллов и бария с кислыми магматическими породами отчетливо выраженного натриевого характера юрско-нижнемелового этапа, медно-молибденового оруденения—с третичными гранитоидами кали-натриевого облика, низкотемпературного золоторудного и мышьяково-сурьяно-ртутного—с умереннокислыми экструзивами натри-калиевого характера олигоцен-четвертичного этапа. Рудные формации интрузивов последних двух тектоно-магматических этапов отличаются от таковых предшествующих этапов по высокой концентрации молибдена, присутствию микроэлементов вольфрама, рения, и других металлов. Специфической минерализацией отличаются породы офиолитового пояса Малого Кавказа (хром, платина, никель).

На протяжении геологической истории Армении эволюция магматизма характеризуется общей направленностью, состоящей в увеличении щелочности пород (особенно калия). Появление богатой щелочами магмы приурочивается во времени к общим поднятиям страны, когда она, в основном, пережила геосинклинальный режим и вступила в стадию перманентного воздымания.

Направленность эффузивной и интрузивной деятельности иллюстрируется соответственно вариационными диаграмма-

Специфические петрохимические особенности магматических пород разных тектоно-
магматических этапов Армении

Этапы	Место развития	Фация	Типы пород	Общие петрохимические признаки		Отклонения от средних типов аналогичных пород, по Дэли	
				по окислам	по числам Заварицкого	по окислам	по числам Заварицкого
Эоценозойский	Армянская, частью Сомхетско-Карабахская и Приараксинская зоны	эффузивная	Диабазовые порфири- ты, порфириты	1. Пониж. сод. SiO_2 , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 2. Повыш. сод. MgO , FeO , Al_2O_3 , CaO	1. Пониж. вел. s, a 2. Повыш. вел. b, п, c	1. Пониж. содер. SiO_2 , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 2. Повыш. содер. Al_2O_3 , MgO , CaO ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Пониж. вел. a, s 2. Повыш. вел. c, b
		интрузивная	кв. диориты, плагио- граниты, плагиограно- диориты, гранитогнейсы, реже габбро, диориты, гранодиориты	1. Отчетливый натриевый характер 2. Наиб. содер. SiO_2 , Na_2O 3. Наим. содер. Al_2O_3 , CaO , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) 3. Пониж. содер. K_2O сред содер. ($\text{Na}_2\text{O}+$ $+\text{K}_2\text{O}$)	1. Наиб. вел. s, п, 2. Наим. вел. c, f', m' 3. Пониж. вел. b	1. Повыш. содер. SiO_2 , часто Na_2O 2. Часто пониж. содер. K_2O , Al_2O_3 , CaO , ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Повыш. вел. s, п 2. Пониж. вел. a
Юрско-Нижнемеловой	Сомхетско-Карабахская, частью Армянская зоны	эффузивная	Диабазы, диабазовые порфириты, порфириты, кв. порфириты, кв. пла- гиопорфиры, кв. альби- тофиры	1. Отчетливый натриевый характер 2. Наим. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 3. Наим. содер. MgO , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Наим. вел. a 2. Наиб. вел. b, п	1. Пониж. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 2. Повыш. содер. ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$), часто CaO	1. Пониж. вел. a 2. Повыш. вел. b, п, часто c
		интрузивная	кв. диориты, плагиограно- диориты, плагиограниты, порфировидные плагио- граниты, граниты, ре- же гранодиориты, диориты, габбро	1. Натриевый характер 2. Повыш. содер. SiO_2 3. Наим. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 4. Пониж. содер. MgO , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$), CaO	1. Повыш. вел. s, п 2. Пониж. вел. b, часто f', m' 3. Наим. вел. a	1. Повыш. содер. SiO_2 2. Пониж. содер. K_2O , CaO , часто MgO , FeO , Fe_2O_3 , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)	1. Повыш. вел. s, п 2. Пониж. вел. a, часто b, f', m'
Верхнемеловой палео- ценовый	Сомхетско-Карабахская и Армянская зоны	эффузивная	Диабазовые порфири- ты, порфириты, кв. аль- битофиры, трассы, кв. плагиопорфиры	1. Натриевый характер 2. Повыш. содер. SiO_2 часто Al_2O_3 3. Пониж. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), MgO	1. Пониж. вел. a 2. Повыш. вел. c, s, п	1. Пониж. содер. ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$), часто MgO 2. Часто повыш. содер. Mg_2O	1. Пониж. вел. b 2. Часто повыш. вел. п
		интрузивная	Дуниты, перидотиты, габбро, реже пироксе- ниты	От аналогичных пород других регионов отли- чаются пониж. содер. SiO_2 , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), часто FeO ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	Пониж. вел. s, a, ча- сто c, f'	1. Пониж. содер. SiO_2 , TiO_2 часто CaO , ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$) 2. Резко пониж. содер. ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)	1. Пониж. вел. s, a, часто c, f'
Нижнеценовый предолгоценовый	Армянская зона	эффузивная	Базальты, андезито-ба- зальты, порфириты, да- циты, андезито-дациты, кв. порфиры, трахианде- зиты, трахиты, эпилей- цитовые порфиры.	1. Кали-натриевый ха- рактер. 2. Наиб. содер. K_2O 3. Повыш. содер. ($\text{Na}_2\text{O}+$ $+\text{K}_2\text{O}$), часто SiO_2 4. Пониж. содер. MgO , FeO	1. Повыш. вел. a, s 2. Наим. вел. п, m', ча- сто c	1. Повыш. содер. K_2O , Al_2O_3 2. Часто пониж. содер. ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Резко пониж. вел. п
		интрузивная	Часть офиолитов, габ- бро-диориты	Повторяют петрохимические признаки анало- гичных пород предыдущего этапа, отличаясь некоторой повышенной кислотностью и щелоч- ностью	—	—	—
Олигоценый-четвер- тичный	Армянская, Прикуринская и Приараксинская зоны	эффузивная	кв. диориты, монцони- ты, гранодиориты, граниты, граносиениты, пор- фировид. граниты, сиениты, щелоч. и нефел- сиениты, реже габбро, диориты, габбропироксе- ниты и др.	1. Кали-натриевый ха- рактер. 2. Наим. содер. SiO_2 3. Наиб. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), Al_2O_3 , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$), CaO , MgO	1. Наим. вел. s, п 2. Наиб. вел. a, c, b 3. Часто повыш. вел. f', m'	1. Пониж. содер. SiO_2 2. Часто повыш. содер. Al_2O_3 , CaO , ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Часто пониж. вел. s, п 2. Повыш. вел. c, часто b, f', m'
		интрузивная	Базальты, андезито-ба- зальты, андезиты, анде- зито-дациты, дациты, ли- париты, туфы, туфолавы	1. Натри-калиевый ха- рактер. 2. Наиб. содер. ($\text{Na}_2\text{O}+$ $+\text{K}_2\text{O}$) 3. Наим. содер. CaO , MgO , ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)	1. Наиб. вел. a 2. Наим. вел. c, b, по- ниж.—п	1. Повыш. содер. K_2O , ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 2. Пониж. содер. ($\text{FeO}+$ $+\text{Fe}_2\text{O}_3$), часто MgO , CaO	1. Повыш. вел. a 2. Пониж. вел. п, часто c, b
		интрузивная	кв. диориты, монцони- ты, гранодиориты, граниты, граносиениты, пор- фировид. граниты, сиениты, реже габбро, диориты, сиенито-диориты	Повторяют петрохимические особенности ана- логичных пород предыдущего этапа, отличаясь повышенной щелочностью габброидов и отсут- ствием щелочных типов пород	—	—	—

Сокращения в таблице: пониж.—пониженный, повыш.—повышенный, наиб.—наибольший, наим.—наименьший,
содер.—содержание, вел.—величина, сред.—средний.

ми (фиг. 70—78 и фиг. 79—88), составленными по приведенным в предыдущих разделах материалам. Цифровые обозначения на диаграммах фиг. 70—76: I—эопалеозой, II—юра, III—верхний мел, IV—палеоген, V—неоген, VI—четвертичный, а на диаграммах фиг. 79—86: I—эопалеозой, II—юранижний мел, III—верхний мел-эоцен (офиолитовая формация), IV—третичный.

Рассмотрение приведенных диаграмм показывает, что в интрузивах и эффузивах ранних этапов натрий преобладает над калием, но в кайнозойских породах обеих фаций наблюдается тенденция к выравниванию их содержания, что приводит к возрастанию общей щелочности пород.

Судя по диаграммам фиг. 70—74, в продуктах эффузивного магматизма, несмотря на периодические колебания петрогенных элементов, в общем намечается увеличение содержания кремния, щелочей, но уменьшение—алюминия, двухвалентного железа, магния, кальция от ранних к поздним этапам.

В том же направлении усматривается возрастание значения чисел **a**, **s** и убывание чисел **b**, **c**, **n** (фиг. 75, 76).

Закономерность направленного развития вулканизма отчетливо наблюдается на диаграмме фиг. 77.

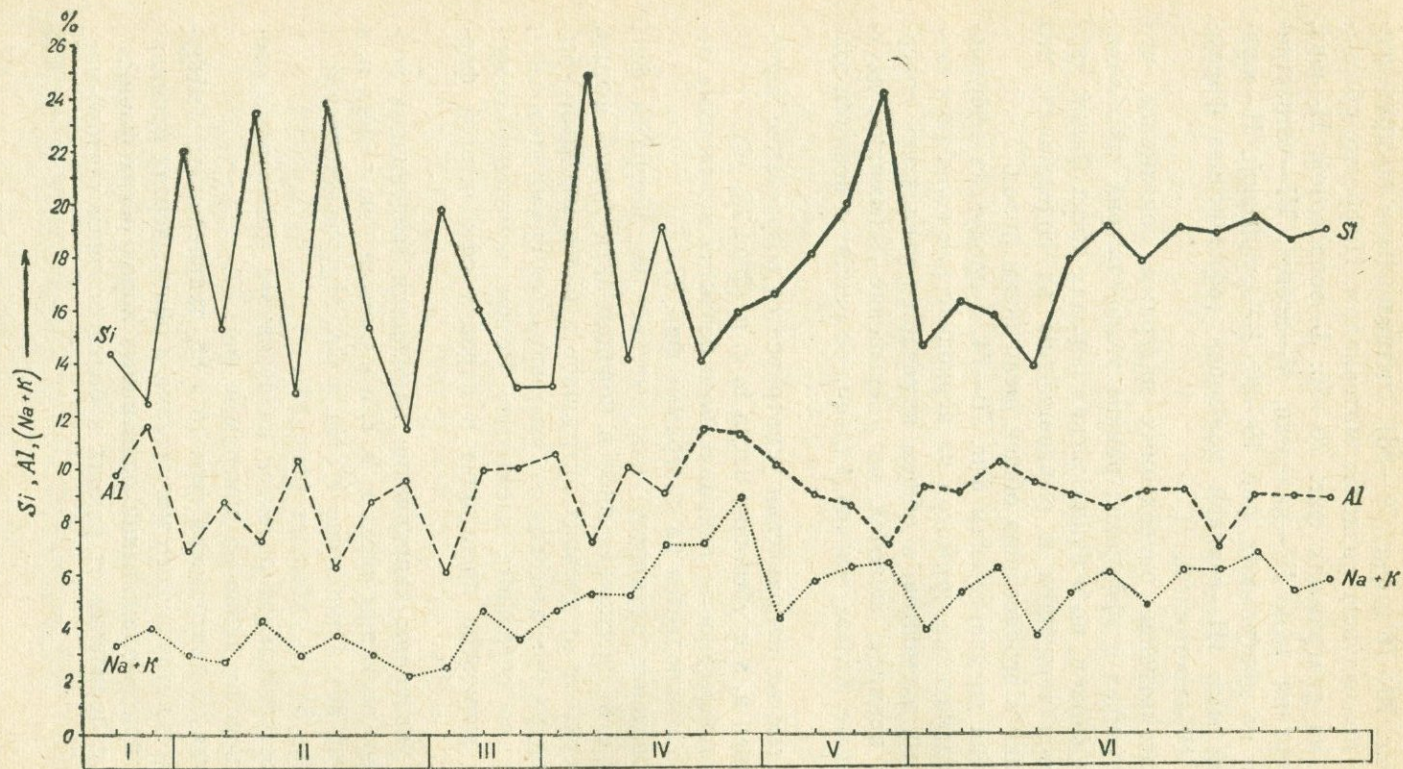
Поведение элементов, как вытекает из диаграмм фиг. 79—84 и 87, несколько иное в породах интрузивной фации. При переходе от древних интрузивов к более молодым убывает содержание кремния, но увеличивается сумма щелочей и количество остальных элементов. Резкое изменение содержания элементов происходит в породах офиолитовой формации.

В указанном направлении намечается тенденция к возрастанию величины чисел **a**, **b**, **c**, и к уменьшению—чисел **n**, **s** (фиг. 85, 86). Отношение $K : Na$ и $Ca : Mg$ увеличивается, а величина $Si : Al$ —убывает (фиг. 83).

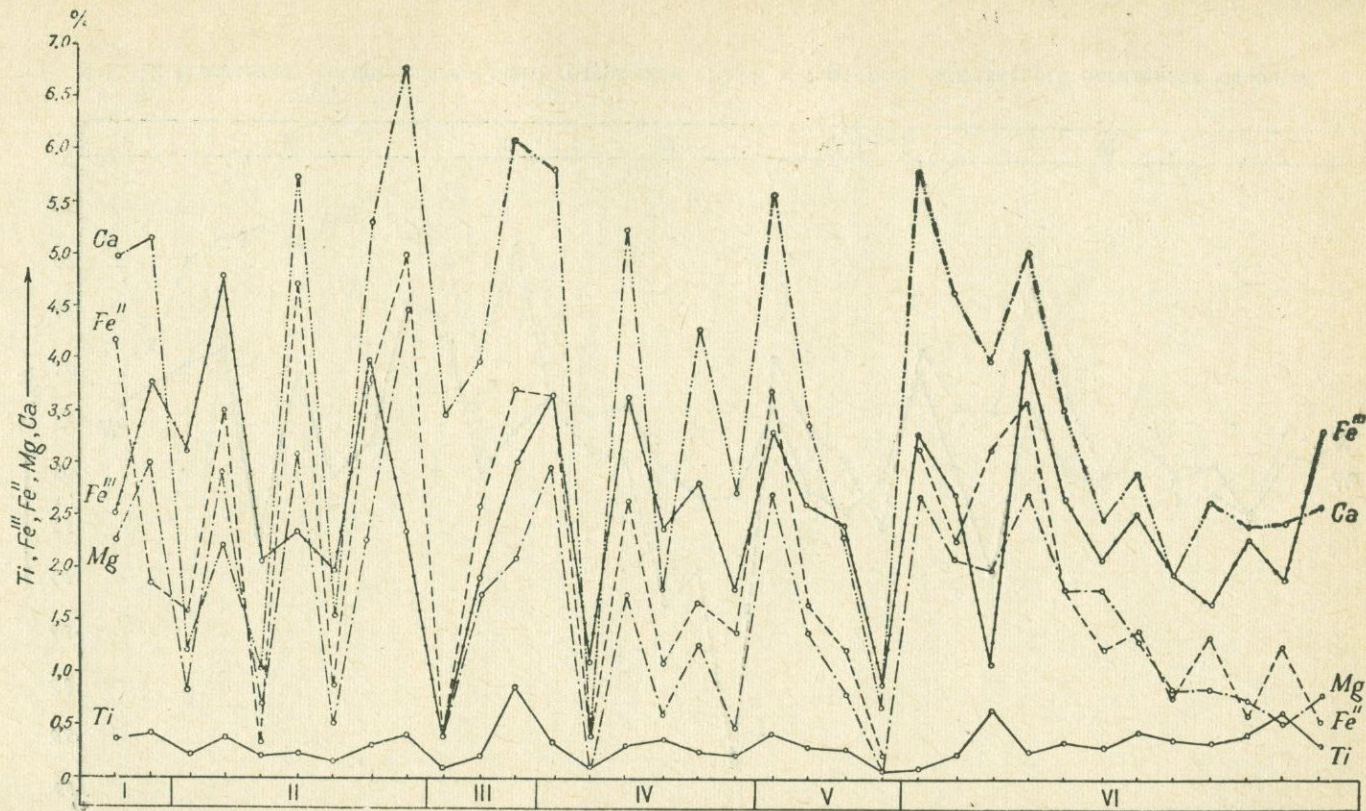
Поступательное развитие интрузивного магматизма особенно хорошо видно на диаграмме фиг. 87.

Судя по диаграммам фиг. 78 и 88, направленность эффузивного и интрузивного магматизма в общих чертах проявляется и при омолаживании однотипных пород обеих фаций.

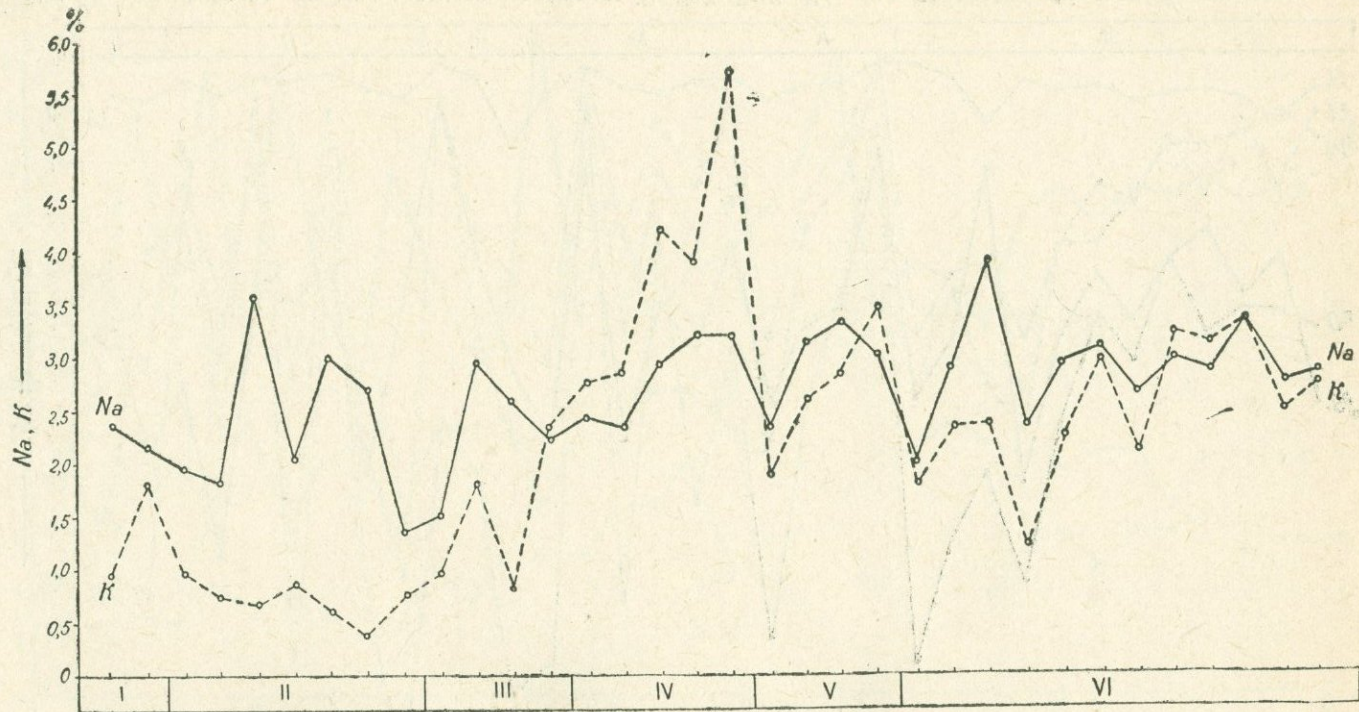
В направлении от ранних к более поздним тектоно-маг-



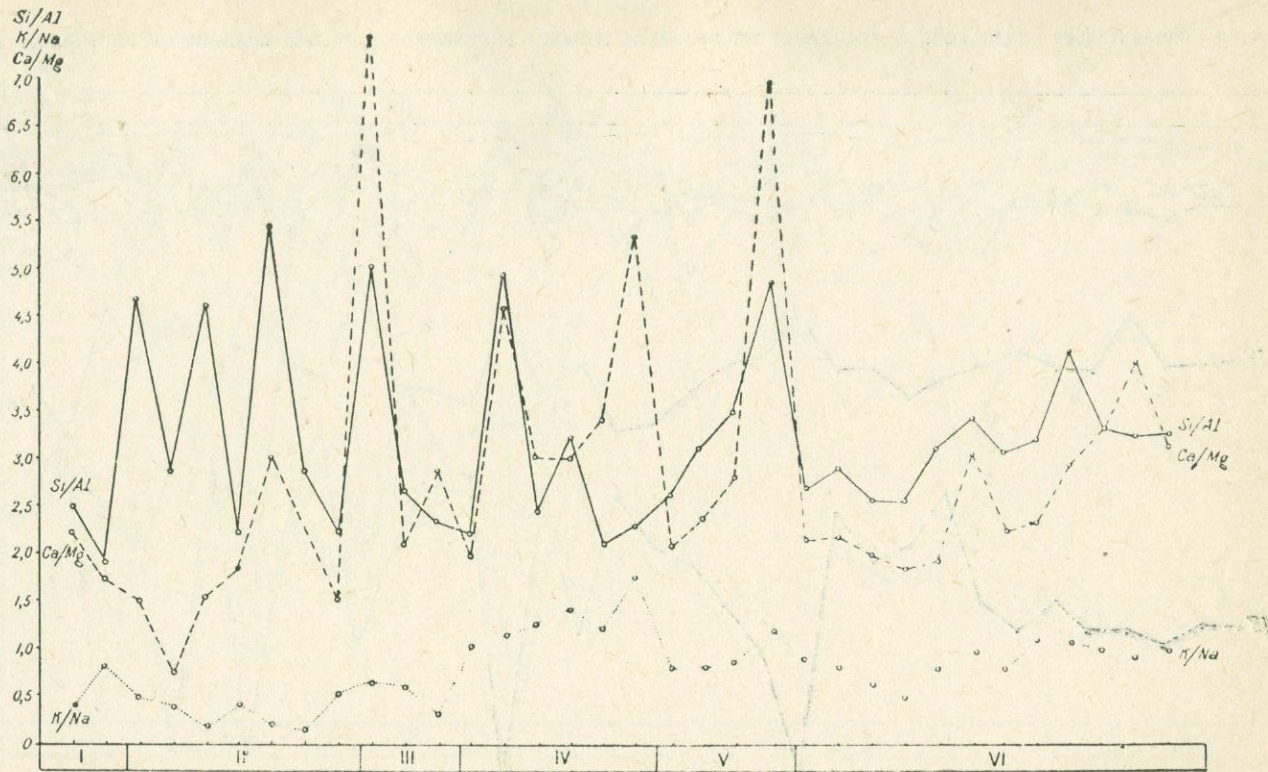
Фиг. 70. Изменение во времени среднего содержания Si, Al, (Na+K) в продуктах эффузивного магматизма Армении. Для Si начало координат 10 %.



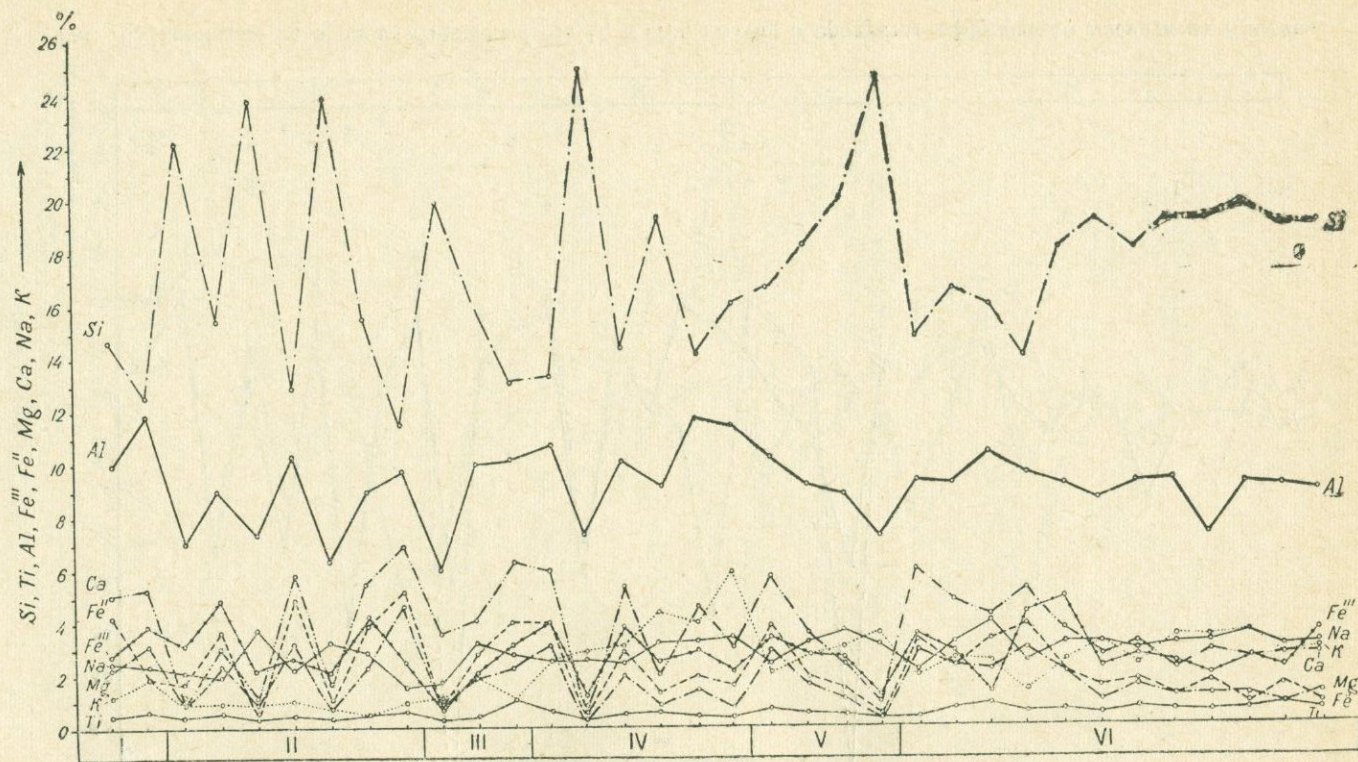
Фиг. 71. Изменение во времени среднего содержания Ti, Fe^{II}, Fe^{III}, Mg, Ca в продуктах эффузивного магматизма Армении.



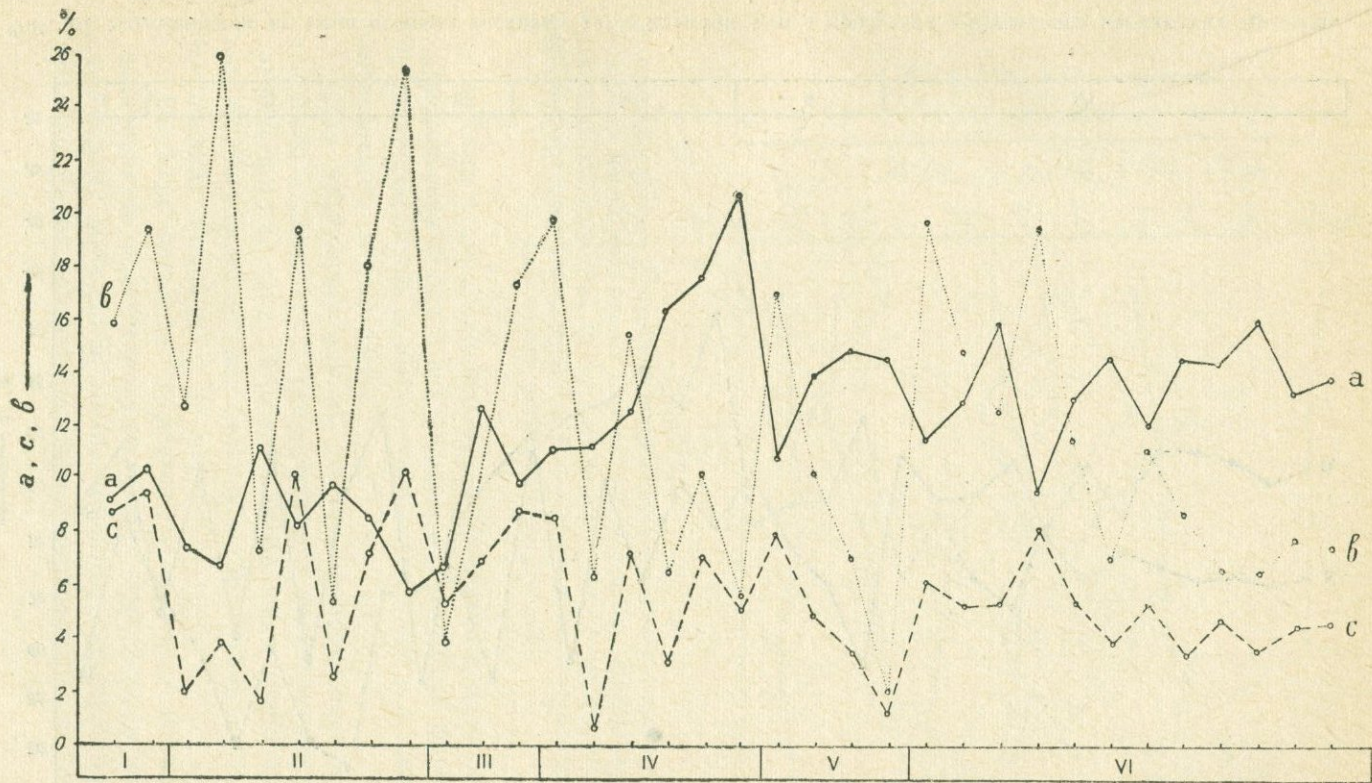
Фиг. 72. Изменение во времени среднего содержания Na, K в продуктах эффузивного магматизма Армении.



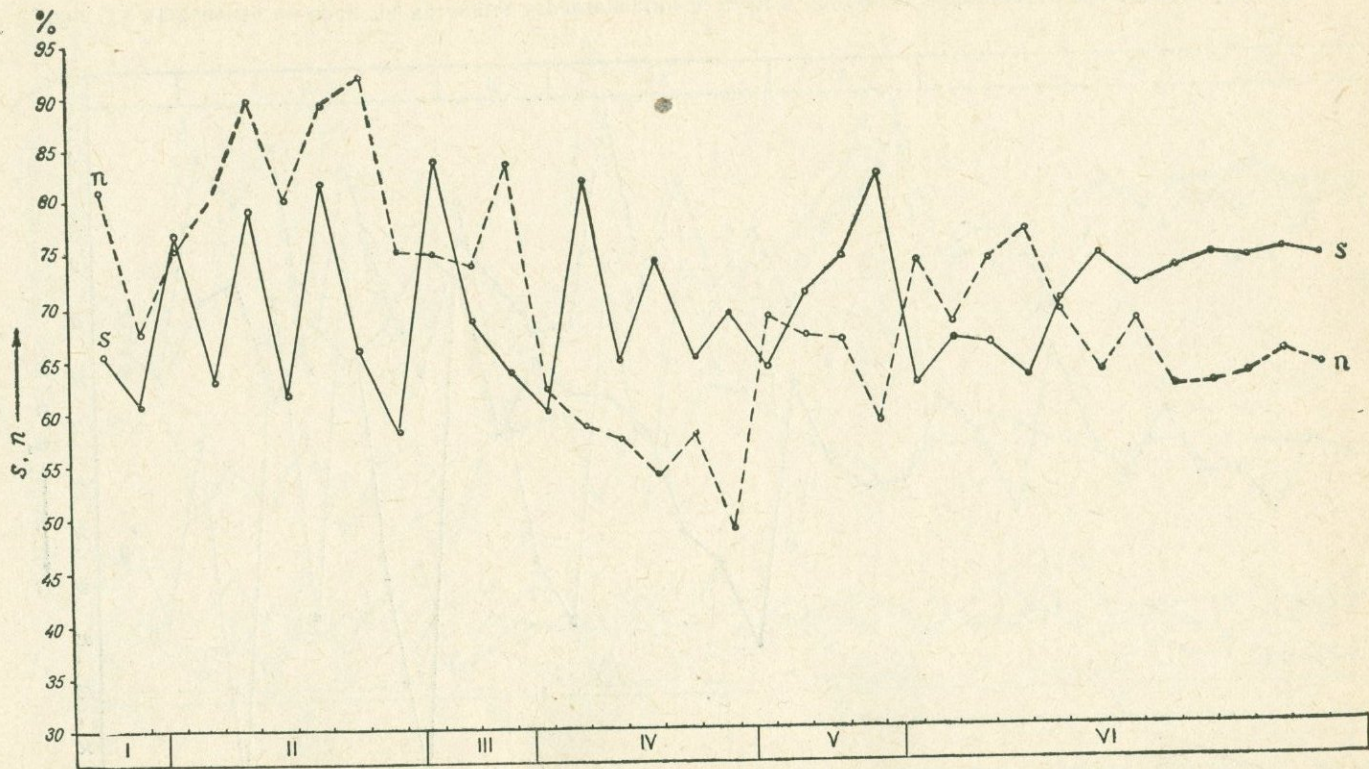
Фиг. 73. Изменение во времени отношения Si : Al, K : Na, Ca : Mg в продуктах эффузивного магматизма Армении.



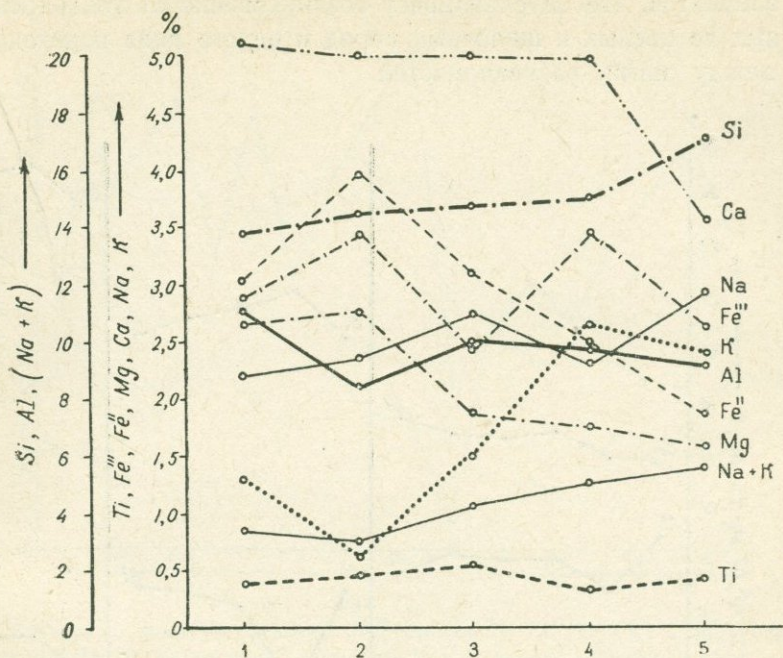
Фиг. 74. Изменение во времени среднего содержания главных петрогенных элементов в продуктах эффузивного магматизма Армении.



Фиг. 75. Изменение во времени числовых характеристик а, с, в, в продуктах эффузивного магматизма Армении.



Фиг. 76. Изменение во времени величин числовых характеристик s , n в продуктах эффузивного магматизма Армении.



Фиг. 77.

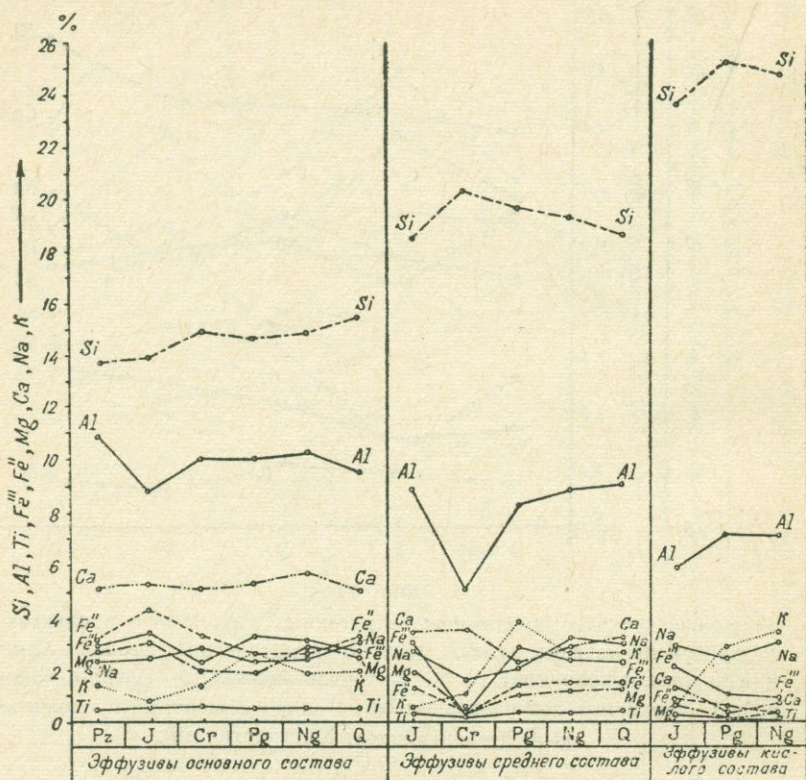
Изменение среднего содержания петрогенных элементов в продуктах эффузивного магматизма разных тектоно-магматических этапов Армении. Для Si начало координат 10 %. 1—эопалеозойский; 2—юрско-нижнемеловой; 3—верхнемеловой-палеоценовый; 4—нижнеоценовый-предолигоценый; 5—олигоценый-четвертичный.

магматическим этапам наблюдается возрастающее разнообразие магматических пород и связанных с ними рудных формаций. Эта закономерность особенно хорошо проявляется в эволюции интрузивного магматизма.

Для интрузивов ранних тектоно-магматических этапов, как было видно, характерно небольшое разнообразие петрографического состава. Поразительно большим разнообразием петрографического состава отличаются интрузивные комплексы поздних этапов.

По мере перехода от древних к молодым комплексам увеличивается количество главнейших порообразующих и аксессуарных минералов, микроэлементов, расширяются пределы колебания порообразующих минералов и петрогенных

элементов, что обуславливает возникновение от ультраосновных до кислых и щелочных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей.



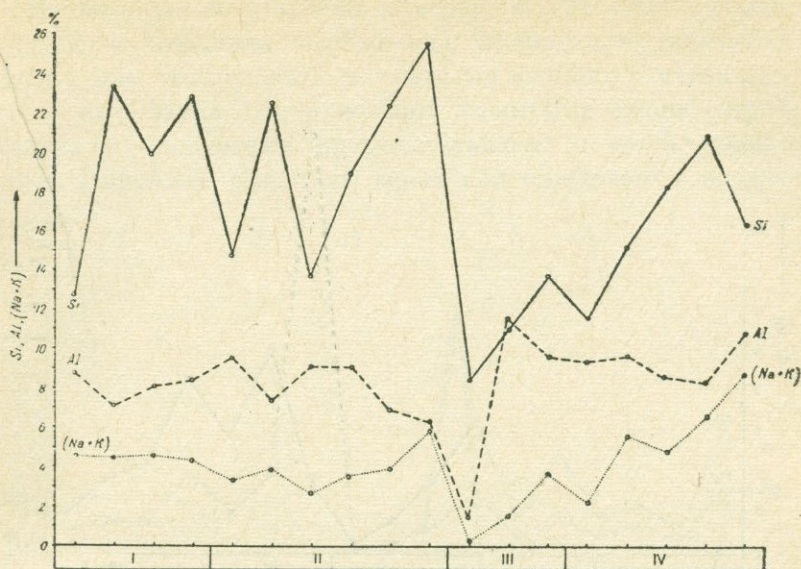
Фиг. 78.

Изменение среднего содержания петрогенных элементов в однотипных эффузивных породах различных геологических времен Армении. Для Si начало координат 10 %.

В сложной цепи магматических явлений Армении наиболее интенсивное и разнообразное рудообразование имело место в период формирования третичных интрузивов.

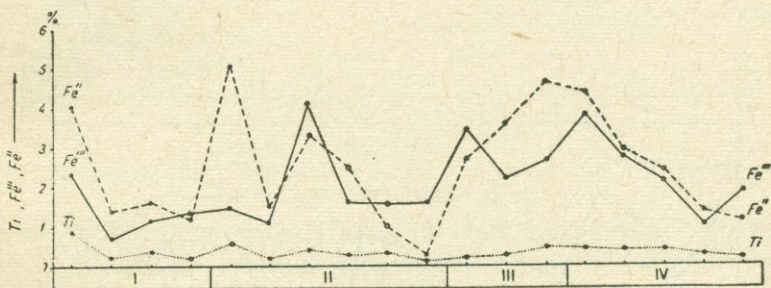
Все это свидетельствует о поступательном развитии магматических процессов и эндогенного рудообразования, что, по-видимому, является общей закономерностью, проявляющейся во всех складчатых областях.

Закономерность периодически поступательного развития



Фиг. 79.

Изменение во времени среднего содержания Si, Al, (Na+K) в продуктах интрузивного магматизма Армении. Для Si начало координат 10 %.

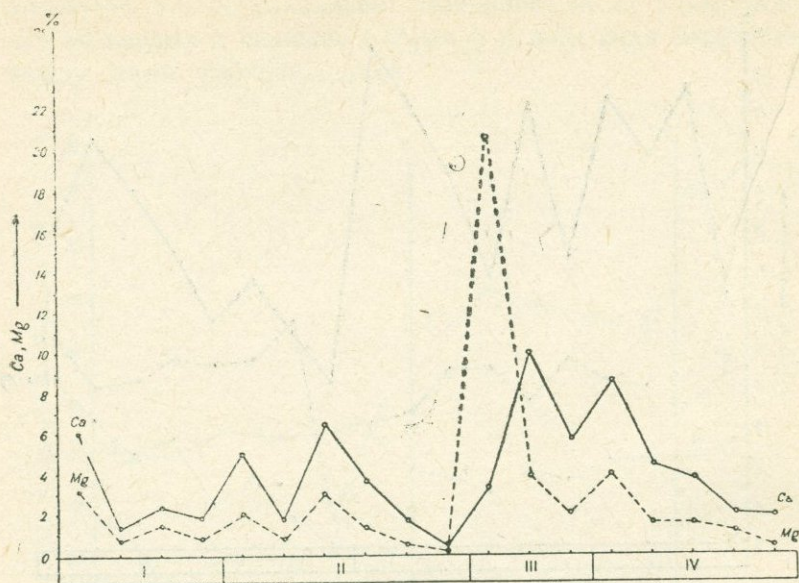


Фиг. 80.

Изменение во времени среднего содержания Ti, Fe'', Fe''' в продуктах интрузивного магматизма Армении.

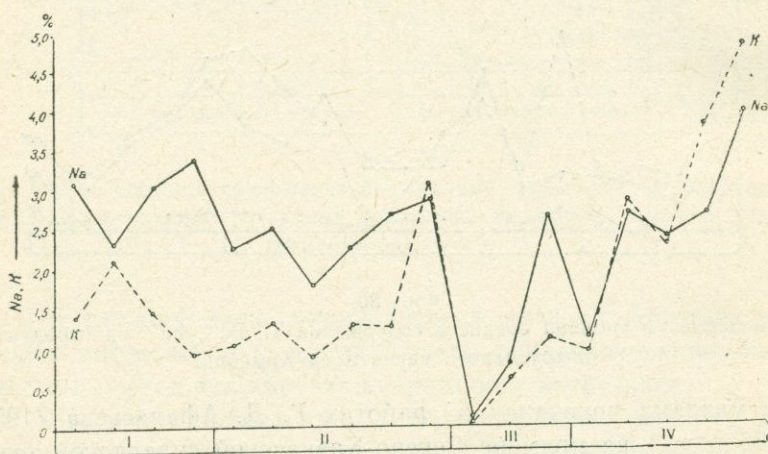
магматизма показана в работах Г. Д. Афанасьева (1952, 1955 и др.) на примере Северо-Кавказской складчатой зоны.

В работах И. Г. Магакьяна (1953, 1957, 1959 и др.) доказана изменяемость во времени специфики оруденения в связи с отдельными типами тектоно-магматических комплексов.



Фиг. 81.

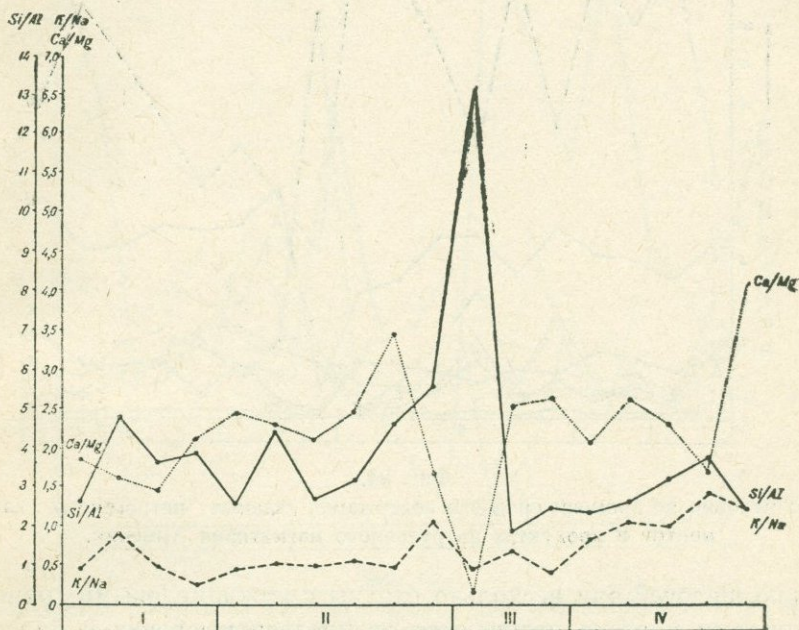
Изменение во времени среднего содержания Mg, Ca в продуктах интрузивного магматизма Армении.



Фиг. 82.

Изменение во времени среднего содержания Na, K в продуктах интрузивного магматизма Армении.

В эволюции магматизма намечается еще одна, правда, не особенно отчетливо выраженная особенность, заключающаяся в том, что продукты магматизма каждого тектоно-магматического этапа обнаруживают некоторые общие черты химизма с продуктами предшествующего и последующего этапов. Например, эффузивы юрско-нижнемелового и верхне-



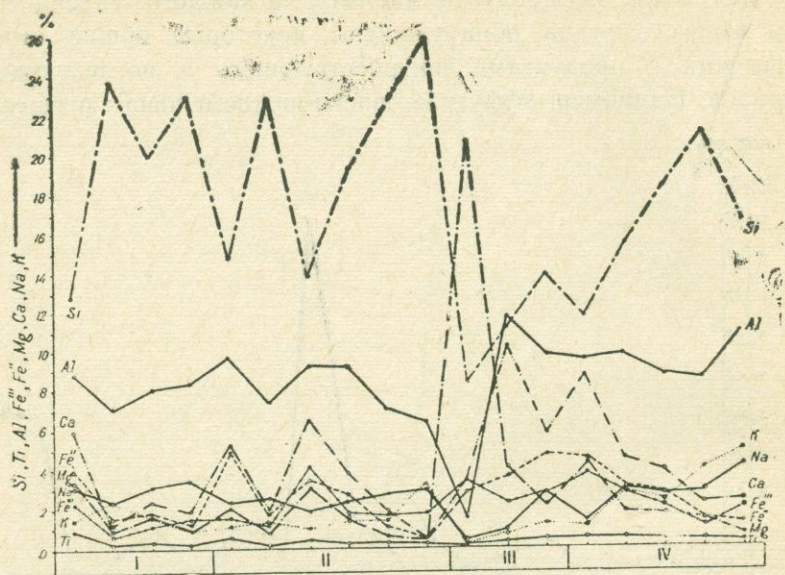
Фиг. 83.

Изменение во времени отношения Si:Al, K:Na, Ca:Mg в продуктах интрузивного магматизма Армении.

мелового-палеоценового этапов сходны натриевым характером и низким содержанием щелочей. С другой стороны, эффузивы основного состава верхнемелового-палеоценового этапа близки подобным породам нижнеэоценового-предолигоценового этапа по содержанию кремния и магния. Однотипные вулканогенные породы нижнеэоценового-предолигоценового и олигоценового-четвертичного этапов характеризуются повышенным содержанием щелочей и пониженным—магния, железа.

Предверхнеюрские гранитоиды сходны с палеозойскими отчетливым натриевым характером. Нижнемеловые и предверхнеюрские гранитоиды обладают общей пониженной ще-

лочностью. Эоценовым интрузивам, наоборот, присуща общая повышенная щелочность. Но тем не менее, по содержа-



Фиг. 84.

Изменение во времени среднего содержания главных петрогенных элементов в продуктах интрузивного магматизма Армении.

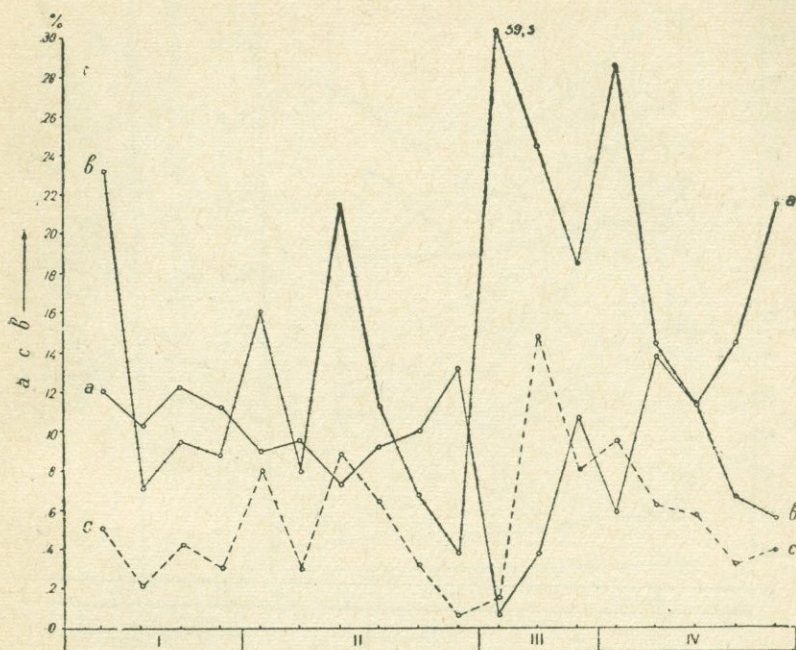
нию щелочей они несколько сходны с нижнемеловыми гранитоидами и резко отличаются от предверхнеюрских и палеозойских. Гранитоиды олигоценового-четвертичного этапа повторяют основные петрохимические признаки аналогичных пород предыдущего этапа.

Из всего этого вытекает, что для магматических явлений характерна и закономерность наследованного развития, имеющая, вероятно, общее значение.

Это видно и из диаграммы фиг. 77, на которой кружочки данного тектоно-магматического этапа, соответствующие среднему содержанию петрогенных элементов, по оси ординат нередко близко стоят к соответственным кружочкам предшествующего этапа. Таковы, в частности, кружочки, расположенные на кривых кремния и общей суммы щелочей.

Следовательно, по среднему содержанию ряда элементов эффузивы каждого этапа сходны с породами предшествую-

щего и последующего этапов. Наоборот, по количеству большинства элементов эффузивы кайнозойских этапов резко отличаются от подобных пород древних этапов.



Фиг. 85.

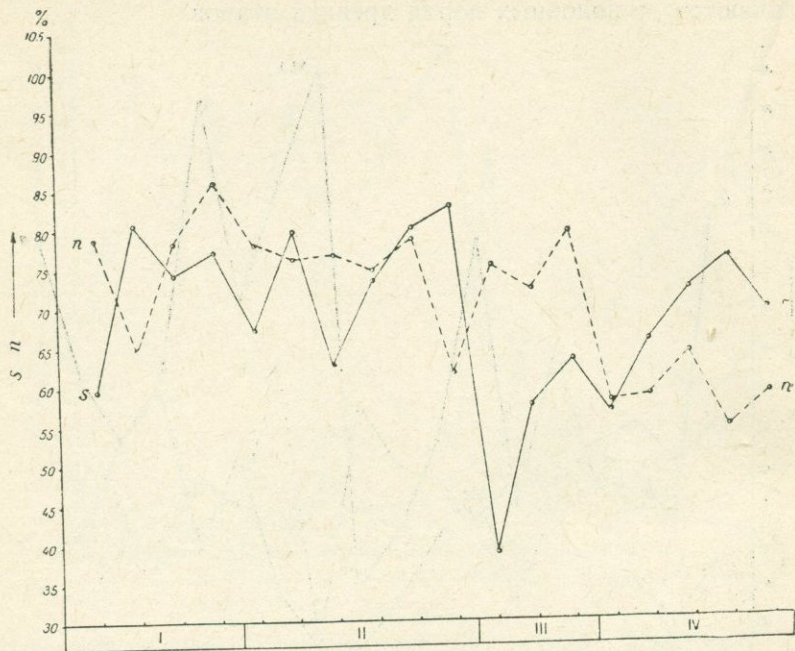
Изменение во времени величин числовых характеристик *a*, *c*, *b* в продуктах интрузивного магматизма Армении.

Как показывает диаграмма фиг. 87, по среднему содержанию петрогенных элементов палеозойские интрузивы близко подходят к мезозойским и резко отличаются от кайнозойских.

Наследованное развитие наблюдается также в эндогенном рудообразовании. Так, имеются сквозные металлы, которые образовывались неоднократно в связи с разновозрастными магматическими породами, хотя и в различных количествах. К ним относятся медь, свинец, цинк, золото, серебро, селен, теллур и др.

Наблюдается повторяемость более или менее крупных месторождений меди, цинка и свинца от ранних к поздним эпохам. Медно- и серноколчеданные формации встречаются со многими разновозрастными магматическими породами.

По данным И. Г. Магакьяна, колчеданные месторождения третичного возраста по типу оруденения напоминают

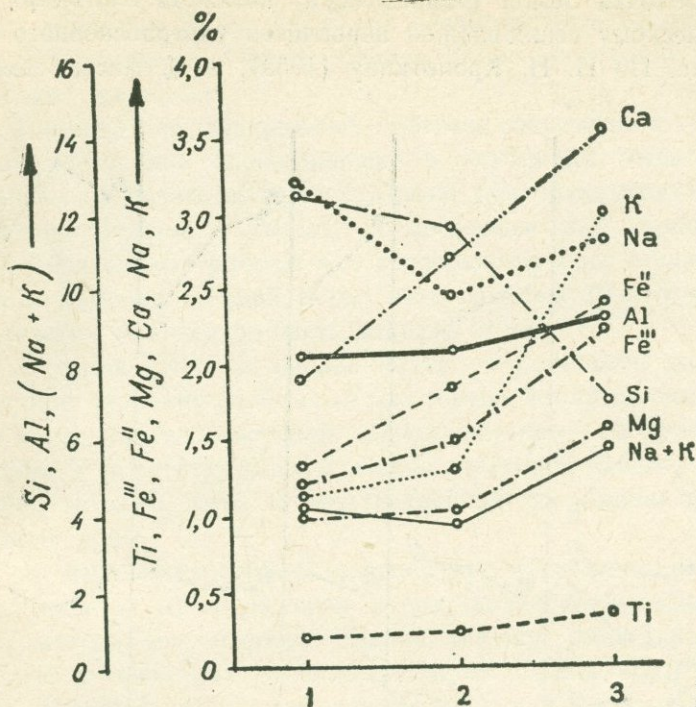


Фиг. 86.

Изменение во времени величин числовых характеристик s , n в продуктах интрузивного магматизма Армении.

мезозойские месторождения колчеданных руд. Как отмечает В. И. Смирнов (1959), закономерность наследованного развития месторождения типоморфных металлов имеет общее значение.

Резюмируя изложенное выше, можно прийти к заключению, что магматические породы и связанные с ними рудные формации, образовавшиеся в разные тектоно-магматические этапы, хотя и сходны, но качественно различны и в них отражается закономерность направленного и наследованного развития магматических явлений и эндогенного рудообразования.



Фиг. 87.

Изменение среднего содержания петрогенных элементов в продуктах интрузивного магматизма разных эр Армении. Для Si начало координат 20 %. 1—палеозой; 2—мезозой; 3—кайнозой.

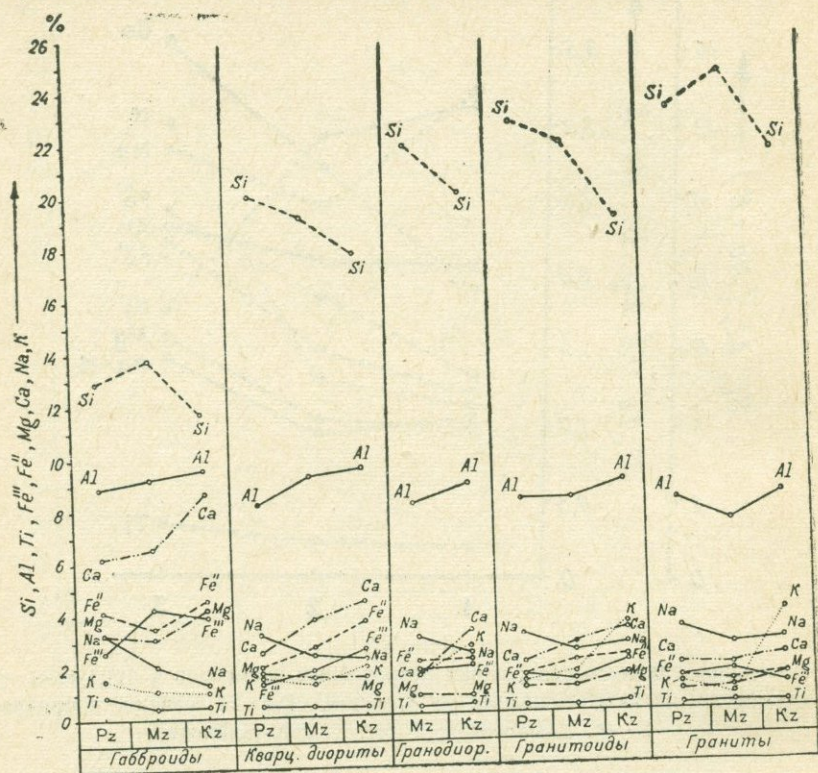
СООБРАЖЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Сложная проблема происхождения магматических пород связана с внутренним строением Земли и космогонией.

Согласно существующим представлениям, планеты и Земля слагаются из вещества ультраосновного состава (плотность планет соответствует плотности материала ультраосновного состава). Незначительная по объему внешняя кис-

лая оболочка Земли (земная кора) возникла благодаря периодическому выплавлению первичного ультраосновного материала. По П. Н. Кропоткину (1955), 99 % массы земной



Фиг. 88.

Изменение среднего содержания петрогенных элементов в однотипных интрузивных породах различных геологических времен Армении. Для Si начало координат 10 %.

оболочки составляет металлический и ультраосновной материал, который дает небольшое количество кислых дифференциатов. По новой гипотезе А. П. Виноградова (1959), земная кора образовалась путем зонной плавки вещества мантии Земли.

Современная наука располагает достаточными знаниями о строении самой верхней части земной коры. Что касается строения, состава и свойства глубинных горизонтов земной

коры и мантии Земли, то о них имеются лишь предположения, основанные главным образом на интерпретации геофизических данных.

Несмотря на грандиозный прогресс современной техники, непосредственное проникновение в глубинные зоны нашей планеты и познание происходящих там процессов—задача далекого будущего. Только за последние годы проводятся подготовительные работы для непосредственного проникновения и изучения земной коры до глубины 10—15 км, что составляет ничтожную часть радиуса Земли.

Очевидно, что на уровне науки сегодняшнего дня пока познание строения глубинных горизонтов Земли должно основываться на геологической интерпретации геофизических данных и на всестороннем изучении доступной нашему наблюдению верхней, хотя и незначительной по мощности, зоны земной коры.

В этих целях особое значение приобретают тщательные исследования магматических пород, являющихся единственным материалом, непосредственно дающим представление о составе и свойствах глубинных частей земной коры и мантии Земли.

Увеличение скорости сейсмических волн с глубиной, несомненно, указывает на возрастание плотности пород от поверхности Земли до её ядра. Однако не вполне выяснен вопрос о том, что нарастание плотности пород с глубиной связано с уплотнением материала под давлением или же вызвано изменением его химического состава.

Согласно большинству исследователей, под осадочным чехлом расположены последовательно «гранитовый» и «базальтовый» слои, после которых следует подкоровой субстрат ультраосновного состава.

Некоторые исследователи возрастание скорости сейсмических волн при переходе от земной коры к мантии связывают со структурой одного и того же материала.

Против такого представления говорит тот факт, что в океанических областях мощность земной коры резко уменьшается до 3—7 км. Вряд ли можно думать, что под давлением такой незначительной мощности слоя земной коры (в том числе и воды) можно ожидать столь сильное уплотне-

ние вещества, соответствующего по плотности ультраосновным породам. С указанной точки зрения в той же мере становится необъяснимым резкая смена структуры одного и того же вещества на узкой границе Мохоровичича.

В связи с возрастанием глубины давления, безусловно, происходит изменение физического состояния вещества. Но наиболее вероятным следует считать представление о наличии под земной корой перидотитовой оболочки. О существовании в глубинных частях Земли ультраосновного материала свидетельствует приуроченность пород офиолитовой формации к крупным разломам глубокого заложения.

Существовало предположение об одинаковом строении верхней части мантии под материками и океанами. Однако исследованиями учеников и сотрудников Юинга (США) установлено наличие «размягченного» слоя пониженных скоростей распространения сейсмических волн, который под материками имеет меньшую мощность (100 км), чем под океанами (350 км).

Наличие «размягченного» слоя В. В. Белоусов (1961) связывает с температурными условиями, подтверждением чего служит значительно больший размер теплового потока в океанических областях по сравнению с материковыми.

Не могут быть однородными и верхние горизонты мантии как под материками, так и под океанами. Периодическое переплавление легкоплавких эвтектоидных частей мантии и выжимание их в верхние зоны Земли ведет к изменению соотношения легких и тяжелых элементов. В силу миграции кремния, натрия, калия и других легких элементов в сферу земной коры увеличивается основность тех участков мантии, где происходят переплавление и выжимание. При периодическом проявлении этих процессов верхняя мантия, вероятно, приобретает местами более основной состав по сравнению с её глубокими горизонтами.

Однако не должна быть исключена возможность возникновения материала, соответствующего составу земной мантии. Это может иметь место путем сплошного плавления вещества мантии под влиянием колоссальной тепловой энергии, наличие которой в глубоких частях Земли вряд ли приходится опровергать.

Отсутствие гранитоидов и вообще кислых пород в океанических областях, по-видимому, объясняется именно большим запасом тепловой энергии, исключающей эвтектические выплавки.

Из этих рассуждений очевидно, что верхняя мантия под континентальной корой более неоднородная, чем под океанической.

Изучение вещественного состава магматических пород Армении позволяет сделать предположение об изменении химизма вещества верхней мантии как в горизонтальном, так и, в частности, в вертикальном направлении. Можно предполагать, что под континентами она имеет неоднородное строение даже в узких пространственных интервалах.

Главной причиной такой неоднородности является периодическое выплавление и последующее выжимание легкоплавких компонентов мантии в область земной коры. Последняя также отличается сложным строением, вызванным в основном тем же процессом.

Из вышеизложенного вытекает, что магматические расплавы возникают путем выплавления твердого вещества Земли. Состав их определяется глубиной расположения магматических очагов, запасом тепловой энергии и другими факторами. Переход твердых пород в магму, вероятно, совершается при присутствии летучих, значительно понижающих температуру плавления (В. А. Николаев, Н. И. Хитаров и др.).

II. К ПРОБЛЕМЕ СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА И ПЛУТОНИЗМА

В истории развития петрографии проблема отношения вулканизма и плутонизма занимала особое положение, так как она затрагивает важные вопросы петрогенезиса и рудогенезиса.

Эта проблема привлекла к себе внимание исследователей, особенно за последние годы, в связи с разработкой классификации магматических пород и изучением связи тектоники, магматизма и эндогенного рудообразования.

Воззрения исследователей на эту проблему неоднократно изменялись. Долгое время наиболее популярным было положение о неразрывной связи вулканизма и плутонизма.

В двадцатые и, особенно, в тридцатые годы эта идея сменяется новой концепцией, утверждающей независимость вулканических и плутонических процессов. Она пользуется большим распространением, в частности, за рубежом, где ярыми сторонниками её являются трансформисты. Однако вскоре концепция эта была отвергнута большинством представителей магматического направления.

В последнее время в петрографии развивается новое направление, которое близко подходит к реальным соотношениям между вулканизмом и плутонизмом. Идея нового направления наиболее полно сформулирована в работах Е. К. Устиева (1963¹, 1963² и др.), в которых намечены аспекты общей проблемы вулканизма-плутонизма.

На примере многочисленных складчатых зон вполне установлена генетическая связь между вулканизмом и плутонизмом. В некоторых регионах вулканические серии даже обнаруживают непосредственную связь с плутоническими. Однако вулканические и плутонические процессы нередко проявляются и автономно. Поэтому можно считать правильным выделение в последнее время трех самостоятельных магматических формаций: вулканической, плутонической и вулканоплутонической.

Имеющийся фактический материал по Армении показывает, что каждая из них возникает в определенных геотектонических условиях. В истории развития отдельных геосинклинальных циклов Армении, как было указано в предыдущем разделе, определенно выделяются две стадии: доскладчатая и соскладчатая.

В первой стадии в связи с прогибанием образуются вулканические серии основного состава с сопутствующими им субвулканическими образованиями, которые составляют генетически самостоятельную вулканическую формацию базальтоидного происхождения. В составе этой формации с основными эффузивами нередко сочетаются кислые эффузивы небольшого масштаба.

В первой стадии иногда внедряются офиолитовые интрузивы, принадлежащие к автономной плутонической формации, что подтверждается их связью с глубинным разломом и отсутствием эффузивных аналогов.

В конце первой стадии в связи с восходящими колебательными движениями образуются кислые эффузивы. Во второй стадии одновременно со складчатостью внедряются гранитоиды. После складчатости часто развиваются близповерхностные интрузивы кислого состава, щелочные массивы и др.

Кислые эффузивы и гранитоиды вместе с их субвулканическими и близповерхностными аналогами образуют генетически независимую вулcano-плутоническую формацию, связанную с кислой магмой.

Следовательно, вулcano-плутоническая формация возникает в поздних стадиях геосинклинального цикла. Начало ее формирования знаменует собой переход нисходящих колебательных движений в восходящие, сменяющиеся далее складчатостями.

По ряду общих петрографических и петрохимических признаков в вулcano-плутоническую формацию кислой магмы следует условно включить и кислые эффузивы, образовавшиеся в первой стадии геосинклинального цикла, хотя они ассоциируют с эффузивами основной магмы и связаны с ними более близким возрастом.

В течение некоторых тектоно-магматических этапов Армении (верхнемеловой-палеоценовый, олигоценый-четвертичный) возникли вулканические формации базальтоидного происхождения, в составе которых встречаются кислые эффузивы, четко разделенные от вулканической серии основного состава. Они не сопровождаются интрузивами и, возможно, относятся к автономной вулканической формации кислой магмы.

В ряде случаев гранитоиды не сопровождаются их эффузивными аналогами и, по-видимому, принадлежат к самостоятельной плутонической формации.

Таким образом, вулканизм и плутонизм в одних случаях развиваются автономно, а в других—являются генетически взаимосвязанными. Это приводит к образованию трех главных типов магматических формаций, генетически связанных с различными магматическими источниками.

Нам наиболее вероятным представляется предположение о существовании трех самостоятельных магм—ультраоснов-

ной, основной, кислой, из которых соответственно происходят автономные—плутоническая, вулканическая и вулканоплутоническая формации.

Но вулканизм кислой магмы не всегда сопровождается плутонизмом и наоборот. Для одновременного проявления обеих форм кислого магматизма, по-видимому, необходимы какие-то, нами еще не разгаданные благоприятные условия.

Из всего этого вытекает целосообразность выделения следующих типов магматических формаций: 1) плутоническая формация ультраосновной магмы; 2) плутоническая формация кислой магмы; 3) вулканическая формация основной магмы; 4) вулканическая формация кислой магмы; 5) вулканоплутоническая формация кислой магмы.

На данной стадии изученности, как нам кажется, можно говорить только о наличии автономной вулканоплутонической формации гранитоидного происхождения. Таковой для ультраосновной магмы, вероятно, не существует. Если субвулканические образования, связанные с основными эффузивами, не считать плутоническими, то вряд ли можно выделить вулканоплутоническую формацию и основной магмы.

Совокупность многих данных позволяет обосновать происхождение гранитоидов, кислых эффузивов и их субвулканических аналогов из единых магматических источников. Все эти тесно ассоциирующиеся между собой породы представляют различные фациальные проявления одной и той же кислой магмы. О генетическом единстве этих образований, в частности, говорят пространственная и геолого-структурная сопряженность и общая петрохимическая специфика их, которая была показана в предыдущих разделах.

Наиболее типичным примером вулканоплутонической формации гранитоидного происхождения может служить средне-предверхнеюрский кислый магматизм Северной Армении. Здесь между породами эффузивной и интрузивной фации выявляется большое сходство вещественного состава, достигающее иногда почти до тождества. Они происходили из одной и той же плагиогранитовой магмы, продукты которой отличаются по степени кристаллизации.

Большой интерес представляет весьма сложная вулканоплутоническая формация третичного возраста, в строении

которой участвуют кислые эффузивы и гранитоиды, сочетающиеся с щелочными сериями эффузивной и интрузивной фаций. В соответствующем разделе было отмечено большое сходство состава кислых и щелочных пород обеих фаций, являющееся доказательством их родства. Щелочные серии эффузивных и интрузивных пород возникли в полуплатформенных условиях в связи с образованием тектонических нарушений.

При корреляции петрохимических признаков установлены некоторые различия в составе кислых магматических пород различного фациального положения. Это естественно, поскольку условия кристаллизации магмы для разных фаций существенно отличаются друг от друга.

В течение одного геосинклинального цикла обычно образуются тесно ассоциирующиеся между собой магматические формации различного генезиса. В разрезах вулканогенной формации базальтоидного происхождения с основными эффузивами иногда сочетаются кислые вулканогенные породы. Последние связаны с гранитоидами единым очагом, о чем свидетельствует множество общих для них петрографических и петрохимических признаков.

Итак, отдельные члены данной формации в ряде случаев оказываются значительно разорванными во времени. Даже тесно связанные между собой вулканизм и плутонизм кислой магмы почти всегда разделены некоторым промежутком времени, ибо они проявляются в различные стадии геосинклинального развития и принадлежат к различным типам тектогенеза.

Из сказанного вытекает, что близость времени не всегда может служить критерием генетического родства пород. С другой стороны, это наводит на мысль, что магматические очаги разного состава зарождаются примерно одновременно и существуют длительно. Это, в первую очередь, касается магматических источников кислого состава.

В продолжение единого геосинклинального цикла образовавшиеся породы разных магматических формаций, хотя происходят из различных очагов, обладают рядом общих петрохимических признаков, что, конечно, не может служить доказательством их генетического единства.

В конечном счете каждый геосинклинальный цикл характеризуется своими определенными особенностями, создающими специфическую тектоническую обстановку, которая накладывает свой отпечаток на продукты магматизма в целом.

Правильность такого соображения подтверждается установленными значительными различиями в петрографических, минералогических, петрохимических и металлогенических особенностях однотипных магматических формаций разных тектоно-магматических этапов.

Наблюдаемое некоторое петрохимическое сходство независимых магматических формаций данного геосинклинального цикла объясняется также процессами ассимиляции, о чем будет сказано ниже.

Пока сделаны первые шаги на пути решения проблемы вулканизма-плутонизма. Поэтому имеется много неясных вопросов, особенно в генезисе вулкано-плутонических формаций.

Прежде всего необходимо уточнение понятия «интрузивы». Под этим термином нередко описываются субвулканические образования или всякие секущие тела, которые совместно с эффузивами занимают определенное место в общей схеме геосинклинального развития и являются продуктами вулканизма.

Дискуссионными следует считать представления о генетической общности основных эффузивов и гранитоидов, офиолитовых интрузивов и базальтоидных вулканических пород, основных и кислых эффузивов и т. д.

Разрешение этих вопросов требует дальнейшего изучения роли дифференциации и ассимиляции в петрогенезисе. Для выделения конкретных вулкано-плутонических формаций необходимо разработать обоснованные критерии комагматичности пород различного фациального положения.

III. МАГМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Известно, что одной из важнейших проблем современной петрологии является проблема происхождения гранитов. Относительно генезиса их существуют две господствующие точки зрения. По представлениям одних петрологов (магмати-

стов), граниты и другие гранитоиды образуются преимущественно магматическим путем. По мнению других исследователей (трансформистов), они возникают главным образом путем метасоматического преобразования твердых пород, без прохождения стадии расплавления, т. е. являются продуктами гранитизации. Несмотря на продолжающуюся борьбу между магматистами и трансформистами, монопольное положение магматического направления в петрологии сохраняется и по сей день.

Магматическое происхождение гранитоидов аргументировано в работах многих исследователей. Новые доводы в пользу магматического генезиса гранитов приведены в недавно опубликованной статье В. П. Петрова (1964).

Фактический материал по магматизму Армении с полной убедительностью доказывает магматический способ образования гранитоидов. На примере мезозойских и третичных гранитоидов можно опровергнуть предположение крайних трансформистов о метаморфическом (метасоматическом) происхождении гранитов. Здесь изучение взаимоотношений интрузивов с вмещающими породами приводит к бесспорному выводу о приходе магмы из глубины Земли. Об этом, в частности, говорят резкие и режущие контакты гранитоидов с боковыми отложениями, факт наличия движения магмы в экзоконтактовую зону с образованием жил, апофиз и других инъекций и т. д. Так, крупный Базумский гранитоидный интрузив Памбако-Базумской группы в южном контакте дает апофизы в боковые эффузивы эоцена и габброиды. В юго-западной контактовой части хорошо видно, что кислая магма инъецировала по многочисленным неправильным трещинам вулканогенных пород, образуя жилы. Вблизи контакта отмечаются остроугольные ороговикованные обломки вулканогенных пород, рассеянных в инъецированной интрузивной массе. В сторону массива наблюдается сгущение жил, увеличение количества инъецированной массы и округление обломков эффузивов. На периферии интрузива Баргушатской группы, по Т. Ш. Татевосяну, граносиениты местами внедрены по извилистым трещинам порфиринов эоцена с образованием эруптивных брекчий. Банушский гранитоидный интрузив Алавердской группы в своей южной периферической

части клинообразно врезается в вулканогенно-осадочные отложения верхней юры. У южного контакта Кохбского массива той же группы боковые эффузивы превращены в рассланцованные породы, инъецированные маломощными жилами интрузивных пород. Количество таких примеров можно было бы увеличить.

Изучение взаимоотношений различных по составу пород в крупных полифазных массивах также показывает, что они образовались благодаря неоднократному вторжению магмы из глубины Земли. В полифазных интрузивах наблюдается непосредственное пересечение пород разных фаз, причем гранитоиды поздних фаз нередко включают крупные обломки ранних фаз. Например, дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров предверхнеюрского комплекса в ущелье р. Тауз во многих местах в виде даек и апофиз рвут плагиограниты первой фазы и содержат в себе ксенолиты последних величинной до 80 см. Граниты последней фазы нижнемелового комплекса в Алавердском районе прорывают и изменяют предшествующие им породы, а местами в виде жил вдаются в гранитоиды ранних фаз. Граниты второй фазы Цавского массива повсеместно в виде узких жилообразных и дайкообразных тел рвут породы первой фазы, включая в себя их неправильные ксенолиты. В центральной части массива эти тела приурочены к поперечным трещинам, возникшим в пределах пород первой фазы и после их формирования и т. д.

Одним из веских доказательств в пользу магматического происхождения гранитоидов является генетическое единство гранитоидов и кислых эффузивов, ибо магматический способ образования последних не вызывает сомнения.

Магматическое происхождение гранитоидов доказывается также частой приуроченностью их к антиклинориям, причем вытянутость интрузивов соответствует простиранию тектонических структур. Например, на северо-востоке Сомхето-Карабахской зоны интрузивы преимущественно вытянуты в северо-восточном направлении, примерно в ее центральной части они становятся близширотными, а на юго-востоке приобретают северо-западное простирание. Это объясняется тем, что их внедрение контролируется тектоническими структурами, обнаруживающими ту же закономерность в пространст-

венном расположении внутри зоны. В Армянской тектонической зоне третичный интрузивный комплекс образует прерывистую дугообразную полосу общекавказского направления. Отдельные группы и составляющие их интрузивные тела внутри полосы имеют такое же общекавказское простирание, причем с юго-востока на северо-запад они меняют направление от северо-западного почти к широтному. Контролирующим фактором пространственного размещения групп и их составных частей в упомянутой зоне также является геологическая структура местности. Здесь интрузивы приурочены к дугообразно расположенным вытянутым складчатым структурам и разрывным нарушениям, имеющим обычно северо-западное направление. Такая строгая приуроченность гранитоидных интрузивов к тектоническим структурам трудно объяснима с позиций трансформистов.

В пользу магматического способа образования гранитоидов говорят и другие данные: 1) наличие во всех разновозрастных интрузивных комплексах Армении огромного количества ксенолитов боковых пород, имеющих резкие контакты с вмещающими гранитоидами и беспорядочное расположение; 2) появление в эндоконтактах массивов основных типов пород путем ассимиляции магмой вмещающих отложений основного состава; 3) направленность интрузивной деятельности от основных к более кислым и т. д.

IV. ЯВЛЕНИЯ ГРАНИТИЗАЦИИ

Судя по обширной геологической литературе, гранитизация широко проявлена в древних (докембрийских и палеозойских) гранитоидах и, возможно, значительная часть их по своему происхождению обязана метаморфическим процессам. Резкие разногласия между магматистами и трансформистами отчасти объясняются тем, что, как и отметили некоторые исследователи, первые работали преимущественно в молодых складчатых областях, а трансформисты—в районах распространения докембрийских гранитов, где сильно развиты метасоматические процессы.

В связи с древними интрузивами Армении также имело место широкое проявление гранитизации, что отметили В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян и другие. Однако необходимо подчеркнуть, что интенсивные метасоматические процессы, приведшие к возникновению интрузивных пород гранитного облика, все же связаны с внедрением расплава магматической природы. Об этом свидетельствует наличие секущих тел, равномерное зернистое строение центральных частей ряда интрузивов, отсутствие в большинстве случаев протокластических структур, присутствие большого количества ксенолитов вмещающих пород и др.

Благодаря усиленным метасоматическим процессам возникли гранитогнейсы и гнейсовидные плагиограниты, четко не отграничивающиеся от вмещающих метаморфических пород. Исключение составляют кварцевые диориты, характеризующиеся резкими и режущими контактами.

В ареалах воздействия гранитогнейсов и плагиогранитов метаморфические сланцы интенсивно изменены и преобразованы в гранитоподобные породы, гнейсы и кварциты, сохраняющие первоначальные текстурные особенности исходных пород.

Имеющийся фактический материал позволяет прийти к выводу, что кислая магма инъецировала по плоскостям сланцеватости метаморфического комплекса, гранитизировала его и в конечном итоге возникла интрузивная масса, сохраняющая в себе реликты сланцев в виде мелких пачек.

Гранитоподобные породы образовались и за счет мраморов. В начале гранитизации этих пород карбонатная масса местами замещается кварц-биотитовым агрегатом, затем количество кварца увеличивается и часть биотита замещается мусковитом. Дальнейшее усиление этого процесса приводит к резкому понижению содержания биотита, появлению плагиоклазов и отчасти калиевого полевого шпата. При далеко зашедшем процессе гранитизации мраморы приобретают облик гранитоподобных пород, содержащих реликты кальцита.

Гранитогнейсы изобилуют ксенолитами метаморфических сланцев, подвергнутых гранитизации. В слабо измененных ксенолитах появляются единичные зерна микроклина, в значительном количестве образуется кварц, роговая обманка за-

мещается коричнево-зеленоватым биотитом. При дальнейшем усилении гранитизации возрастает содержание кварца и микроклина, а биотит частью разлагается и выносится, а частью замещается мусковитом.

Интенсивно измененные ксенолиты метаморфических сланцев, захваченных кислым расплавом, местами превращены в породы, мало отличающиеся от гранитогнейсов.

Более или менее крупные тела плагиогранитов также содержат ксенолиты, подвергнутые гранитизации. Целые участки ксенолитов метаморфических сланцев нередко замещены кварцевой массой с некоторой примесью не вполне сформировавшихся кристаллов полевых шпатов.

В период формирования мезозойских и третичных интрузивов также происходили интенсивные метасоматические процессы. Особенно необходимо отметить широкое проявление натриевого метасоматоза в связи с мезозойскими гранитоидами и калиевого метасоматоза с третичными интрузивами.

Однако гранитизация в них выражена гораздо слабее и можно привести только единичные примеры образования полнокристаллических гранитоподобных пород путем гранитизации вмещающих вулканогенных толщ.

Подобные породы встречены нами в ареалах воздействия предверхнеюрских (Таузский интрузив), нижнемеловых (Банушский массив) и третичных (Базумский интрузив) гранитоидов.

В молодых интрузивах более частой является гранитизация ксенолитов вулканогенных пород основного состава. Некоторые исследователи образование порфиоровидных гранитов третичного возраста также связывают с метасоматическими процессами.

V. ЯВЛЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Прежде большинство исследователей под влиянием господствующей тогда теории Боуэна все разнообразие изверженных пород объясняли кристаллизационной дифференциацией «родоначальной» основной магмы.

Впоследствии число петрологов, отказавшихся от уни-

версальности кристаллизационной дифференциации, постепенно увеличивалось. Однако некоторые из сторонников магматического направления и сейчас пытаются все разнообразие изверженных пород объяснить главным образом дифференциацией.

Для выяснения роли кристаллизационной дифференциации исключительный интерес представляют гранитоидные интрузивы Армении, обнажающиеся на резко различных уровнях современного среза.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования интрузивов позволяют прийти к выводу, что явления кристаллизационной дифференциации в горизонтах становления гранитоидов имели ограниченное значение.

В обнажающихся интрузивах отсутствует гравитационное расслоение и оседание закристаллизовавшихся тяжелых железомagneзиальных минералов в нижних горизонтах камер интрузивов. Здесь ранее выделившиеся минералы нередко равномерно распределены в общей массе породы. Оседанию и накоплению в нижних частях магматической камеры ранее закристаллизовавшихся минералов препятствует, как отметили многие исследователи, вязкость охлаждающейся магмы.

Часто наблюдается смена кислых пород основными в направлении снизу-вверх массивов ранних фаз (Кохбский массив, Мегринский плутон и др.), и, наоборот, однородное в вертикальном сечении строение многочисленных интрузивов поздних фаз внедрения (нижнемеловые граниты, предверхнеюрские аляскиты, третичные граниты Базумского хребта и др.), что в корне противоречит теории кристаллизационной дифференциации.

С позиций этой теории трудно объяснить также равномерное распределение в основной массе пород ранее выделившихся вкрапленников различных минералов, принадлежность одноименных минералов к нескольким генерациям, кристаллизацию цветных минералов совместно со светлыми, выделение магнетита и других тяжелых аксессуариев на последней стадии кристаллизации и др.

На основании реакционных взаимоотношений с учетом других структурных особенностей минералов еще в 1957 г.,

мы пришли к выводу, что порядок кристаллизации минералов из магмы изменяется в зависимости от конкретных внешних геологических условий, химической природы самой магмы и не укладывается в общую схему, предложенную Боуэном и Бартом.

В третичных гранитоидах биотит проявляет тенденцию к выделению на разных стадиях кристаллизации магмы. Иногда же отмечается частичная кристаллизация биотита до амфибола и даже до клинопироксена. В щелочных сиенитах Базумского хребта биотит является более ранним, чем амфибол.

В мезозойских гранитоидах в большинстве плагиоклаз кристаллизовался раньше цветных минералов. В гранитах биотит выделился после полевых шпатов и в ряде случаев после кварца. Такую же тенденцию иногда проявляет роговая обманка.

Выделение тяжелых аксессуарных минералов начинается в первые стадии кристаллизации гранитоидов, но накопление главной массы их происходит в конечных стадиях после главных пороодообразующих силикатов.

Для эффузивных пород Армении приложение теории кристаллизационной дифференциации также встречает ряд серьезных затруднений. Против нее говорят следующие данные:

1. Вулканогенные толщи обычно характеризуются весьма сложным строением—частым чередованием различных по петрографическому составу пород.

2. В ряде случаев в стратиграфических разрезах свит снизу вверх усматривается возрастание основности пород базальтоидного происхождения. Так, в пределах Базумского хребта на участке с. Фиолетово—г. Бундук в восходящем разрезе состав эффузивов среднего эоцена изменяется в сторону возрастания основности. В Айоцдзоре, по К. И. Карапетяну, в основании отдельных комплексов лав, формирование которых связывается с тремя эруптивными этапами четвертичного вулканического цикла, залегают роговообманковые андезито-базальты и андезиты, сменяющиеся кверху пироксеновыми и оливиновыми андезито-базальтами и т. д.

3. В основании вулканогенных комплексов базальтоидного происхождения нередко располагаются кислые эффузивы.

Например, в центральной части Памбакского хребта разрез вулканогенной толщи среднего эоцена начинается кварцевыми порфирами, перекрывающимися основными эффузивами. В северо-восточной части Арагаца, в районе Цахкуняцкого хребта, по К. Н. Паффенгольцу, свита липаритов и обсидианов залегает в основании базальтоидного вулканогенного комплекса г. Арагац. Согласно большинству исследователей, в основании вулканогенной толщи юры Алавердского района располагаются кварцевые плагиопорфиры. В Агджакендском прогибе Азербайджана, по Р. Н. Абдуллаеву, верхнемеловая эффузивная деятельность началась излиянием кислой магмы и завершилась извержением основной магмы и т. д.

4. В составе продуктов основной магмы встречаются прослой кислых эффузивов. Более редким является обратное соотношение. Так, в Северной Армении между рр. Дебед и Агстев, согласно А. Т. Асланяну, свита кварцевых и бескварцевых альбитофиров переслаивается пирокластолитами порфиритов.

Возможность кристаллизационной дифференциации менее вероятна в пунктах магмообразования, где существует колоссальное давление, увеличивающее вязкость магмы.

Однако было бы ошибочным отрицание дифференциации вещества вообще. Здесь речь идет о незначительной роли кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе.

Дифференциация вещества в магматических очагах и особенно в подводящих каналах, несомненно, имеет место благодаря газовому переносу, тем более в периоды внедрения магмы, когда в силу уменьшения внешнего давления создаются благоприятные условия для выделения огромного количества летучих.

Переход основных типов пород в средние в восходящих разрезах базальтоидных комплексов часто является результатом эманационной дифференциации. В начале вулканизма обычно изливаются недифференцированные порции основной магмы. В ходе развития его происходит прогрессирующее накопление летучих, что приводит к отщеплению на поздних стадиях вулканической деятельности новых порций магмы среднего состава.

В ряде случаев эманационной дифференциацией обус-

ловлено совершенно обратное соотношение основных и средних эффузивов, т. е. возрастание основности пород в восходящих разрезах вулканогенных образований базальтоидного происхождения. В этом случае выделение летучих компонентов происходит в начале вулканической деятельности. Ярким примером этого может служить четвертичный вулканизм г. Арагац, где извержение туфового материала в пределах отдельных этапов вулканической деятельности, по А. Т. Асланяну и др., предшествовало излиянию лав. Многие общие петрохимические признаки лав и туфов свидетельствуют о принадлежности их к единым источникам. Туфы кислее по сравнению с лавами и возникли при интенсивных эксплозивных процессах.

Эксплозивная деятельность часто приурочивается к началу и к концу каждой вспышки вулканизма. Но нередким является чередование во времени спокойных излияний и взрывных извержений.

Каждый вулканический цикл имеет свои специфические особенности и эманационная дифференциация, возможно, проявляется на разных его стадиях в зависимости от тектонической обстановки и других факторов, что приводит к возникновению сложных соотношений пород вулканических формаций базальтоидного происхождения. Эти сложные соотношения лучше объясняются именно эманационной дифференциацией, хотя тут значительную роль играет глубинная ассимиляция и другие процессы.

VI. ЯВЛЕНИЯ АССИМИЛЯЦИИ

Явлениям ассимиляции и гибридизма в петрогенезисе магматических образований придавалось и, особенно в последнее время, придается решающее значение.

Ассимиляция происходит как в глубинных условиях, так и, в частности, в верхних горизонтах земной коры. В первой половине геосинклинального развития при прохождении основной магмы через «гранитную» оболочку, вследствие ассимиляции она изменяет свой состав в сторону возрастания щелочности и кислотности. Обратное явление имеет место

при подъеме кислой магмы во второй половине геосинклинального цикла, когда она прорывает продукты вулканизма основной магмы.

В пользу этого предположения говорит выявленное сходство ряда петрохимических признаков гранитоидов и основных вулканогенных пород отдельных тектоно-магматических этапов.

Чем сильнее проявлены процессы ассимиляции между продуктами магматизма разных стадий геосинклинального цикла, тем больше сходство между ними. Так, гранитоиды и основные эффузивы юрско-нижнемелового этапа, в которых ассимиляция выражена сравнительно слабо, сходны по содержанию легкоплавких элементов. Роль ассимиляции сильно возрастает в гранитоидах нижнеэоценового-предолигоценового этапа, и потому они обнаруживают сходство с одновозрастными основными эффузивами по содержанию легкоплавких и тугоплавких элементов.

В ходе изучения интрузивов Армении мы пришли к выводу, что гранитоиды возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизма кислой магмы вмещающих вулканогенно-осадочных отложений (1953, 1955¹, 1963⁵ и др.). В пользу ассимиляционного происхождения гранитоидов говорят многие данные: 1) наличие в интрузивах огромного количества ксенолитов и наблюдаемые объективные факты перехода их в породы интрузивного облика; 2) приуроченность основных разностей пород к эндоконтактам интрузивов, крупным останцам основных эффузивов и известняков кровли; 3) зависимость петрографических деталей пород фации эндоконтактов от состава вмещающих отложений; 4) сходство состава, структуры, оптических свойств минералов пород фации эндоконтактов и интенсивно переработанных ксенолитов; 5) неоднородный состав массивов ранних фаз, изменяющийся в самых коротких пространственных интервалах; 6) частая и резкая смена основности плагиоклазов на незначительных участках и даже в пределах отдельных шлифов; 7) широкие колебания минералогического и химического состава пород, весьма быстрые и произвольные смены структурных и текстурных особенностей; 8) неравновесный количественный и качественный минералогический состав

гранитоидов, повышенное содержание некоторых аксессуаров магнетита, апатита, сфена и др.) и чуждых для гранитов элементов (хрома, никеля, кобальта и др.) и др.

Изучение ксенолитов дало многое для познания процессов ассимиляции. Наблюдаемые посторонние тела в интрузивах попали в магму в последние моменты ее кристаллизации, когда в силу потери тепловой энергии и летучих компонентов она лишилась возможности ассимилировать их. До этого магма освоила большое количество ксенолитов, о чем свидетельствует присутствие в массивах разрозненных останцев ксенолитов в виде темных сгустков и мелких темных участков с зазубренными контурами. Под микроскопом устанавливается и наличие мельчайших ксенолитов, измеряемых миллиметрами.

Степень перекристаллизации ксенолитов в массивах разного петрографического состава неодинакова. Наиболее интенсивное изменение их отмечается в ранних гранитоидах более основного состава, в которых они приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород. В поздних кислых инъекциях магмы они почти полностью сохраняют первоначальные структурные особенности.

При процессах ассимиляции попавшие в магму посторонние тела сначала подвергались механической дезинтеграции, затем происходило выравнивание химических потенциалов компонентов, приводя в конце концов почти к равновесному состоянию между составом магмы и ксенолитов.

Явления ассимиляции в условиях различных глубин протекали неодинаково, так как факторы, определяющие ход этих процессов, были неоднозначны в различных термодинамических условиях. К этим факторам относятся давление, температура, литолого-структурные особенности окружающей среды, скорость охлаждения магмы и др.

Обычно ассимиляция усиливается с глубиной. Поэтому в эндоконтактах крупных интрузивов (Банушский, Кохбский, Базумский, Цавский, Баргушатский и др.) по мере понижения местности нередко намечается возрастание основности пород в тесной связи с нарастанием интенсивности ассимиляции. В нижних горизонтах магматических камер в условиях высокой температуры при длительном процессе диффузии

в загрязненной магме происходило выравнивание состава с образованием довольно однородных гибридных пород. Такие встречаются в глубоко залегающих эндоконтактах крупных массивов (Кохбский, Базумский и др.).

Явления ассимиляции и гибридизма в разновозрастных интрузивных комплексах проявлены неодинаково. Эти процессы гораздо слабее выражены в предверхнеюрских гранитоидах, чем в подобных породах нижнемелового возраста. Поэтому породы фации эндоконтактов предверхнеюрского интрузивного комплекса представлены обычно плагиогранодиоритами, реже кварц-диоритами, а таковые нижнемелового комплекса—диоритами, кварцевыми диоритами, редко габбро-диоритами, габбро.

Ассимиляция особенно интенсивно происходила в третичных гранитоидах, в которых наблюдаются исключительно широкие колебания в относительном содержании минералов, что обуславливает возникновение от ультраосновных до кислых и щелочных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей. Так, в строении гранитоидных интрузивов Памбако-Базумской группы принимают участие габбро, диориты, кварцевые диориты, сиениты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), тоналиты, гранодиориты, граниты и целый ряд промежуточных между ними типов. Все они относятся к одной фазе внедрения и связаны между собой постепенными взаимопереходами. В умереннокислых гранитоидах нередко встречаются крупные зонарные плагиоклазы, ядра которых соответствуют битовниту и анортиту.

Слагающие интрузивы Баргушатской группы породы характеризуются поразительно большим разнообразием петрографического состава. Среди них установлены оливиниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, различные габбро, плагиоклазиты, гранодиориты, граниты, граносиениты, кварцевые и бескварцевые монцониты, кварцевые сиениты и щелочные сиениты. Породы лишь одной первой фазы внедрения представлены почти всеми петрографическими типами щелочно-земельного ряда—от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных представителей.

Такова картина и в Мегринском плутоне, в котором среди пород монцонитовой фазы внедрения выделяются оливино-

вые пироксениты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диориты, габбро-сиениты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, кварцевые сиениты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), сиенито-диориты, гранодиориты и щелочные сиениты, характеризующиеся совершенно постепенными взаимопереходами. В плутоне ультраосновные и основные разности часто приурочены к крупным останцам основных эффузивов и известняков кровли.

Третичный интрузивный комплекс является классическим примером образования самых разнообразных по составу пород, путем ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканогенных и карбонатных отложений. Благодаря усиленным процессам ассимиляции среди резко преобладающей массы гибридизированных гранитоидов нормальные граниты сохранились в виде незначительных по размерам островков. Большая роль ассимиляции в формировании третичного комплекса отмечена А. И. Адамяном, Ю. А. Араповым, Г. П. Багдасаряном, В. Г. Грушевым, В. Н. Котляром, Э. Г. Малхасяном, Т. Ш. Татевосяном и др.

Возрастание роли ассимиляции в направлении от ранних интрузивных комплексов к более молодым находится в причинной зависимости от амплитуды тектонических движений и температуры исходных кислых магм. Предверхнеюрский интрузивный комплекс сформировался в более спокойной тектонической обстановке, чем нижнемеловой. Внедрение третичных гранитоидов сопряжено во времени с проявлением наиболее мощных орогенических движений, поэтому в них процессы гибридизма достигают максимума. Интенсивность перекристаллизации ксенолитов и контактовых изменений блоковых отложений нарастает при переходе от ранних интрузивных комплексов к третичному. Следовательно, исходные магмы мезозойских интрузивов обладали меньшим запасом тепловой энергии, чем третичных гранитоидов.

Разновозрастные гранитоидные комплексы формировались по единой схеме. Вначале внедрявшиеся породы приобретали более основной состав, затем сменялись умереннокислыми типами, и в конце образовались кислые гранитные и плагиогранитные породы, вплоть до аляскитов и плагиоаляскитов. Последовательность внедрения интрузивных пород от

основных к кислым является всеобщей закономерностью, и некоторыми петрографами (В. С. Коптев-Дворников и др.) объясняется убыванием во времени роли процессов ассимиляции в связи с ослабеванием орогенических движений и понижением температуры исходной кислой магмы. Такое толкование нам кажется более вероятным по следующей причине.

В мезозойских комплексах аляскиты и граниты последней фазы, почти лишенные следов гибридизма, возникли после полной консолидации сильно контаминированных гранитоидов в условиях затухания орогенических движений. Бурное развитие ассимиляции происходило в гранитоидах, внедрение которых было сопряжено во времени с максимальным проявлением складчатости, сопровождавшейся сильным раздроблением вмещающих пород, создавшим благоприятные условия для гибридизма.

Установлено, что интенсивность контактовых изменений убывает при переходе от ранних фаз к поздним по мере возрастания кислотности гранитоидов. Вокруг интрузивов ранних фаз наблюдается максимальная ширина контактовых оболочек, в которых встречаются и более высокотемпературные минеральные ассоциации. Контактные изменения поздних инъекций магмы выражены слабо. Так, контактовое воздействие нижнемеловых гранитов на юрские вулканогенные породы основного состава выражаются в их слабой перекристаллизации с образованием незначительного количества роговой обманки и биотита. Контактные явления особенно слабо проявлены в связи с аляскитовыми гранитами последней фазы предверхнеюрского комплекса. Контактующие с ними среднебайосские эффузивы не испытывали каких-либо существенных изменений. Даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности. Все это свидетельствует о том, что магмы ранних фаз обладали большим запасом тепловой энергии, а поздние инъекции—меньшим.

Повышенная основность первых порций магмы, как писали некоторые геологи (И. М. Исамухамедов и др.), обусловлена и тем, что они сильно контаминируются во время подъема по глубинным разломам благодаря взаимодействию

с окружающими породами. Степень изменения состава её зависит от тепловой энергии самой магмы, химической контрастности ее с окружающей средой, амплитуды тектонических движений, раздробленности пород в поясе разломов и других факторов. При перемещении магмы по глубинному разлому, в силу наличия благоприятных условий, попавшие в расплав обломки обычно полностью ассимилируются и гомогенизируются, подтверждением чего служит отсутствие в большинстве случаев ксенолитов пород нижних горизонтов земной коры. Направленность интрузивной деятельности от основных к более кислым, вероятно, объясняется также дифференциацией (эманационной) вещества в магматических источниках и в процессе движения магмы по подводящему каналу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Добытый к настоящему времени фактический материал по петрографии Армении, безусловно, является большим вкладом в дело познания магматизма Малого Кавказа. На основе его получили освещение многие стороны магматических явлений и значительно изменились наши представления о роли тех или иных процессов в петрогенезисе.

Несмотря на проведенные рядом поколений геологов исследования, некоторые проблемы еще остаются недостаточно решенными. Учитывая современное состояние петрографической изученности Армении, можно выдвинуть следующие основные задачи.

1. Первоочередным следует считать уточнение возраста магматических и метаморфических пород, обоснование выделения интрузивных комплексов и отдельных фаз внедрения. Прежде всего подлежит выяснению возраст метаморфических сланцев, множества немых вулканогенных свит и интрузивов, время формирования которых не поддается определению геологическими методами. Отсюда вытекает необходимость расширения работы по определению абсолютного возраста геологических формаций радиологическими методами. При этом, как нам кажется, следует пока осторожно

пользоваться данными радиологических определений, ввиду недостаточной разработанности существующих методов.

2. Необходимо приступить к детальным петрографическим исследованиям наиболее слабо изученных древних интрузивов, степанаванских гранитоидов и метаморфических сланцев. Подлежат дальнейшим углубленным исследованиям щелочные интрузивные и эффузивные породы, по которым до сих пор нет обобщающей работы. Бурный рост строительства и широкое применение за последнее время продуктов эффузивной деятельности в различных отраслях народного хозяйства требует расширения работ по всестороннему изучению всех вулканогенных пород, что позволит разработать и более дробные схемы их расчленения.

3. Одной из актуальных задач является изучение соотношения вулканизма и плутонизма. Надо выделить конкретные вулканические и плутонические формации и выяснить закономерности их формирования и размещения. Важное значение приобретает комплексное изучение автономных вулканоплутонических формаций. Наступила пора приступить к составлению карт магматических формаций республики.

4. Немаловажным представляется проведение в широких масштабах геохимических исследований. К главным задачам геохимии можно отнести: а) изучение закономерностей распределения и условий размещения редких, рассеянных и радиоактивных элементов в породах разного состава, генезиса и возраста; б) выяснение геохимических особенностей состава рудоносных магматических комплексов для разработки научных основ прогноза; в) изучение всех типов пород с точки зрения использования их как возможного источника редких и рассеянных элементов.

5. Другой важной задачей является изучение метаморфических пород с применением метода физико-химического анализа парагенезисов минералов. Необходимо усилить исследование контактовых и автометаморфических процессов разновозрастных интрузивных комплексов. Большой теоретический и практический интерес представляет дальнейшее систематическое исследование постмагматических изменений продуктов вулканизма, вызванных авто- и аллометаморфизмом. Особое внимание должно быть уделено, в частности, автоме-

таморфическим преобразованиям с целью разработки поисковых критериев и выявления металлогенической роли вулканогенных пород.

6. Одной из неотложных задач магматической петрографии республики надо считать разработку петрологических критериев генетических или парагенетических связей оруденения с магматическими комплексами. Особое внимание должно быть уделено проблеме генетической связи гидротермальной группы месторождений с магматическими породами, которая до сего времени является дискуссионной.

Для успешного выполнения этих задач необходимо проведение целеустремленных комплексных исследований и рациональное использование имеющихся возможностей различных геологических организаций республики.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. — Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. «Советская геология», № 7, 1958.
- Абдуллаев Р. Н. — Мезозойские вулканические формации Азербайджана. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Абдуллаев Р. Н. — Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Абдуллаев Х. М., — Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Абовян С. Б. — Геология северо-восточного побережья оз. Севан и месторождения хромита, магнезита и асбеста. Канд. диссертация, библиогр. ИГН АН Арм. ССР, 1955.
- Абовян С. Б. — К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 3, 1959.
- Абовян С. Б. — Ультраосновные и основные интрузивы Армянской ССР. Библиогр. ИГН АН Арм. ССР, 1960.
- Абовян С. Б. — Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Адамян А. А. — Туфы и туфолавы южных склонов массива горы Арагац. Изв. АН Арм. ССР, физ. мат., естеств. и техн. науки, т. IV, № 3, 1951.
- Адамян А. А. — Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приерванского района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 6, 1961.
- Адамян А. И. — Об аноклазах Мегринского плутона. ДАН СССР, т. XIV, № 2, 1949.

- Адамян А. И. — Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфиридных гранитах Мегринского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. II, № 1, 1949².
- Адамян А. И. — Некоторые замечания о возрасте интрузий южной Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1949³.
- Адамян А. И. — О зональном строении нефелино-сиенитовых пегматитов Мегринского района Арм. ССР. ДАН СССР, т. XIII, № 5, 1949⁴.
- Адамян А. И. — Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1955.
- Адамян А. И., Мкртчян К. А. — Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта (Арм. ССР). Тр. Арм. ГУ, т. II, 1959.
- Адамян А. И. — Петрография Мегринского плутона. Библ. ЕрГУ, 1960.
- Аджимамудов Э. Б. — О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- Ажгирей Г. Д. — Некоторые вопросы металлогении Большого Кавказа. «Советская геология», № 9, 1962.
- Ажгирей Г. Д. — Структурная геология, Изд. МГУ, 1966.
- Азарян Н. Р. — Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1959.
- Азарян Н. Р. — Юра (Алавердский антиклинорий). Геология Арм. ССР (стратиграфия), т. II, Изд. Арм. ССР, 1964.
- Азизбеков Ш. А. — Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- Азизбеков Ш. А. — Эффузивные породы мелового возраста северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952².
- Азизбеков Ш. А. — Кислые интрузии северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952³.
- Азизбеков Ш. А. — Конгуро-Алангезская полифазная интрузия. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952⁴.
- Азизбеков Ш. А. — Метаморфические породы кислых и средних интрузий Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952⁵.
- Акопян В. Т. — К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 1, 1958.
- Акопян В. Т. — Юра (Кафанский антиклинорий). Геология Арм. ССР (стратиграфия), т. II, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Акопян Ц. Г. — Об остаточной намагниченности эффузивных горных пород Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 5, 1957.
- Амарян В. М. — Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. ДАН Арм. ССР, т. 36, № 5, 1963.

- Амарян В. М.** — Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Кандидатская диссертация. Библ. ЕрГУ, 1964.
- Аракелян Р. А.** — Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1957.
- Аракелян Р. А.** — Стратиграфическая схема нижнепалеозойского метаморфического комплекса Армянской ССР. Геология Арм. ССР (стратиграфия), т. II, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Арапов Ю. А., Зорабян В. Г.** — О нефелиновых сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 8, 1942.
- Арапов Ю. А.** — К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1944.
- Аревшатян Т. А.** — Петрография дайковых пород некоторых медно-либденовых месторождений южной Армении. Библ. ИГН Арм. ССР, 1954.
- Арзуманян С. К.** — Геологическое строение Араратской котловины и сопредельных районов и перспективы нефтегазоносности. Автореферат канд. диссертации, 1962.
- Аслабян А. Т.** — О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949¹.
- Аслабян А. Т.** — Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949².
- Аслабян А. Т.** — О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949³.
- Аслабян А. Т.** — Новые данные о верхнемеловом возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 6, 1953.
- Аслабян А. Т.** — Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. ДАН Арм. ССР, т. XVIII, № 1, 1954.
- Аслабян А. Т.** — О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Тр. ЕрПИ, № 11, 1955.
- Аслабян А. Т.** — Тектонические проблемы металлогении Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 4, 1957.
- Аслабян А. Т.** — Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
- Аслабян А. Т.** — О возможности гравитационной дифференциации магмы. Тр. Арм. ГУ, № 2, 1959¹.
- Аслабян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А., Малхасян Э. Г.** — Mio-плиоценовые экструзии Армянской ССР. Тр. Геол. инт-а АН Груз. ССР, 1959².
- Аслабян А. Т.** — Некоторые вопросы теории вулканической деятельности. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959³.
- Атабекян А. А.** — Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азербайджанской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XVI, № 3, 1953.
- Атабекян А. А.** — Стратиграфия меловых отложений междуречья Агстев и Инджа-Су (северная Армения). Канд. диссертация, библ. ЕрГУ, 1954.

- Афанасьев Г. Д. — Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Афанасьев Г. Д. — Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Афанасьев Г. Д. — Об особенностях формирования жильных меланократовых пород на примере Северного Кавказа, Армении и Шорталинского массива. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Афанасьев Г. Д. и др. — Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Материалы XXI межд. геол. конгресса, Проб. 3, 1960.
- Багдасарян Г. П. — О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
- Багдасарян Г. П. — Щелочные пегматиты центральной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XIX, № 4, 1954.
- Багдасарян Г. П. — Петрогенетические особенности порфиридных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 2, 1955.
- Багдасарян Г. П. — Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956¹.
- Багдасарян Г. П. — О контактовых и постмагматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород центральной Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 8, 1956².
- Багдасарян Г. П. — Новые данные о возрасте некоторых интрузивных массивов Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
- Багдасарян Г. П. — О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом). Тр. VII сессии комиссии по опред. абс. возр. геол. форм. АН СССР, 1960.
- Баласаниян С. И. — Петрографические исследования интрузивных пород района Геджалинского хребта. Канд. диссертация. Библ. ЕрГУ, 1953.
- Баласаниян С. И. — К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 3, 1955¹.
- Баласаниян С. И. — Строение Геджалинского гранитоидного интрузива северной Армении. Тр. ЕрГУ, т. 52, вып. 2, 1955².
- Баласаниян С. И. — Шаровые габбро центральной Армении. «Природа», АН СССР, 1955³.
- Баласаниян С. И. — Роль зонарных плагиоклазов в познании теплового режима магмы. ДАН СССР, т. 106, № 5, 1956¹.
- Баласаниян С. И. — К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского района. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956².
- Баласаниян С. И. — К генезису основных дайковых пород Армении и при-

- легающих участков Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956³.
- Баласаян С. И. — Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН Арм. ССР, т. XXIII, № 2, 1956⁴.
- Баласаян С. И. — Необычное поведение биотита в схеме кристаллизации породообразующих минералов. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 5, 1957¹.
- Баласаян С. И. — Причины возникновения мirmekитов и микропегматовых структур в гранитондах Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 1, 1957².
- Баласаян С. И. — Щелочные породы Геджалинского хребта северной Армении. Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957³.
- Баласаян С. И. — Реакционные взаимоотношения и их роль в познании последовательности выделения минералов. Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957⁴.
- Баласаян С. И. — Прерывистость интрузивных извержений и восстановление истории тектонических движений. ДАН СССР, т. 115, № 5, 1957⁵.
- Баласаян С. И. — Эволюция интрузивного магматизма Армянской части Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 116, № 3, 1957⁶.
- Баласаян С. И. — Опыт применения оптических подсчетов для петрохимических построений. Изв. АН Арм. ССР, т. X, № 5—6, 1957⁷.
- Баласаян С. И. — Различия в химизме разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Геохимия АН СССР, № 8, 1957⁸.
- Баласаян С. И. — Средние составы магматических пород Армении. Геохимия АН СССР, № 3, 1959¹.
- Баласаян С. И. — Характер изменения петрогенных элементов в продуктах мезо-кайнозойских эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа. Тр. Арм. ГУ, т. 2, 1959².
- Баласаян С. И., Кочинян Г. Е. — К вопросу о генетической связи оруденения с интрузиями северной Армении. Тр. НИГМИ, вып. 1, 1960¹.
- Баласаян С. И. — Интрузивы Сомхето-Кафанской зоны. Библ. ЕрГУ, 1960².
- Баласаян С. И. — К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XIV, № 1, 1961¹.
- Баласаян С. И. — Химический состав продуктов эффузивного магматизма Армении. Тр. ЕрГУ, т. 75, вып. 1961².
- Баласаян С. И. — Характеристика химического состава разновозрастных интрузивных комплексов Армении. Тр. ЕрГУ, т. 75, вып. 4, 1961³.
- Баласаян С. И. — Петрографическая характеристика пород Кохбской интрузии. Тр. ЕрГУ, т. 75, вып. 4, 1961⁴.
- Баласаян С. И. — Дайковая серия пород Алавердского района. Тр. НИГМИ, вып. 111, 1962.
- Баласаян С. И. — Закономерности распределения аксессуарных минералов

- и микроэлементов в гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, т. 16, № 1, 1963¹.
- Баласанян С. И.** — Корреляция химизма магматических пород разных фаций Арм. ССР. ДАН Арм. ССР., т. 37, № 1, 1963².
- Баласанян С. И.** — Цавский интрузив. Ученые записки ЕрГУ, т. 84, 1963³.
- Баласанян С. И.** — Основные черты химизма разновозрастных магматических пород Армении. Ученые записки ЕрГУ, т. 84, 1963⁴.
- Баласанян С. И.** — Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, 1963⁵.
- Баласанян С. И.** — Предверхнеюрский интрузивный комплекс Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 4—5, 1963⁶.
- Баласанян С. И.** — Химические особенности разновозрастных интрузивных и эффузивных пород Армении в числах Заварицкого. Ученые записки ЕрГУ, т. 99, 1965.
- Бальян С. П.** — О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Арм. ССР, т. 2, № 1, 1949.
- Белоусов В. В.** — XII Генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза. «Советская геология», № 3, 1961.
- Беляевский Н. А., Фединский В. В.** — Глубинное бурение как метод изучения земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1963.
- Белянкин Д. С.** — К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Белянкин Д. С.** — К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
- Белянкина Е. Д.** — Химико-минералогическое исследование калинатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 147, № 43, 1953.
- Бетехтин А. Г.** — К вопросу о платиноносности Гокчинского перидотитового массива около села Надеждино на северо-восточном берегу оз. Гокча. «Цветные металлы», № 3, 1932.
- Бетехтин А. Г.** — Щоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г.** — Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.
- Билибин Ю. А.** — Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Бородаевская М. Б.** — Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектономагматического цикла. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1965.
- Боуэн** — Эволюция изверженных пород. Изд. ОНТИ, 1934.

- Вардамянц Л. А. — Характеристика неонинтрузий Главного Кавказа. «Пробл. сов. геол.», № 7, 1937.
- Вардамянц Л. А. — Землетрясение Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всесоюзн. географ. о-ва, № 2, 1946.
- Вардамянц Л. А., Габриелян А. А. — О санидиновом трахите близ сел. Элпин. ДАН Арм. ССР, № 2, 1947.
- Вардамянц Л. А. — Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
- Вардамянц Л. А. — О кварцсодержащих андезито-базальтах Арзни (Армения). ДАН Арм. ССР, т. II, № 1, 1949.
- Вартапетян Б. С. — Соображения об условиях образования богатых нефелином пород Тежсарского массива щелочных пород. Тр. ЕрГУ, т. 52, вып. 2, 1955.
- Вартапетян Б. С. — К вопросу о структуре Тежсарского массива щелочных интрузий. Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957¹.
- Вартапетян Б. С. — Эрозионные срезы интрузива и соответствующие формации руд на территории Армении. Советская геология, № 9, 1958¹.
- Вартапетян Б. С. — Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXVII, № 1, 1958².
- Вартапетян Б. С. — О Базумском интрузивном комплексе. Изв. АН Арм. ССР, т. XII. № 4, 1959.
- Вартапетян Б. С. — Магматический контроль эндогенного оруденения на территории Армянской ССР. Изв. высш. уч. зав., «Геология и разведка», № 2, 1960¹.
- Вартапетян Б. С. — К вопросу о генезисе кслчеданного оруденения Армении. «Советская геология», № 10, 1960².
- Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г. — О возрасте субвулканических и гипабиссальных образований Кафанского рудного поля. ДАН Арм. ССР, т. XXIII, № 3, 1956.
- Вегуни А. Т. — О вулканогенном олигоцене южной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 30, № 3, 1960.
- Вегуни А. Т. — Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан (Армянская ССР). Канд. диссертация. Фонды ЕрГУ, 1961.
- Беликовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. — К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. памяти А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП, 1953.
- Виноградов А. П. — Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия АН СССР, № 1, 1956.
- Виноградов А. П. — Метеориты и земная кора. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1959.
- Вольфсон Ф. И. — К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород. Тр. Моск. ин-та цветн. метал. и зол. им. Калинина, № 25, 1955.

- Габриелян А. А. — О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1, 1948.
- Габриелян А. А. — Схема деления палеогена Армении. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.
- Габриелян А. А. — Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 2, 1956¹.
- Габриелян А. А. — Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956².
- Габриелян А. А., Тахтаджян А. А., Саркисян О. А. — О возрасте угленосно-сланцевосной свиты окрестностей гор. Дилижана. ДАН Арм. ССР, т. XXVI, № 3, 1958.
- Габриелян А. А. — Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959¹.
- Габриелян А. А. — Связь эффузивного вулканизма с тектоникой (на примере Малого Кавказа). Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959².
- Габриелян А. А. — Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 1, 1960.
- Габриелян А. А. — Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964¹.
- Габриелян А. А., Саакян Н. А., Бубикян С. А. — Неоген (Приереванский район). Геология Армянской ССР (Стратиграфия), т. II, 1964².
- Габриелян А. А., Милановский Е. Е., Бубикян С. А. — Неоген (Бассейн оз. Севан и смежные районы). Геолгия Армянской ССР (стратиграфия), т. II, 1964³.
- Гамбарян П. П. — Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Тр. СОПС, сер. Закав., вып. 10, 1934.
- Гамкрелидзе П. Д. — Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. Тр. Ин-та геол. и минер. АН Груз. ССР, 1951.
- Геворкян Р. Г. — Новые сведения о щелочных интрузиях Центральной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 39, № 2, 1964.
- Гинзберг А. С. — Петрография республики Армении. Петрография СССР, сер. 1, рег. петрог., вып. 2, 1935.
- Григорян Г. О. — К вопросу о генезисе «лабрадоровых андезитов» Даралагяза. Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957.
- Григорян Г. О. — Минералого-геохимическая характеристика типов и формаций руд северной части Армянской ССР. Тезисы докладов III Объединенной научной сессии Тбилисского, Азербайджанского и Ереванского университетов. Изд. ЕрГУ, 1960.
- Грушевой В. Г. — Интрузивные породы Зангезура и связь с ними оруденения. Ленинград, 1937.
- Грушевой В. Г. — Интрузия кварцевого диорита у сел Кульп и Шнох Алавердского района Арм. ССР. Матер. ЦНИГРИ, 1941¹.

- Грушевой В. Г. — Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941².
- Гулян Э. Х. — Новое проявление редкоземельного оруденения в Арм. ССР. Научно-технич. сб., сер, геол., № 3, 1961.
- Гулян Э. Х. — Андалузитоносные вторичные кварциты северного склона Баргушатского хребта. «Разведка и охрана недр», № 8, 1962.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. — Железорудные месторождения Армении. Арм. ИНТИ, 1963.
- Гулян Э. Х. — Акцессорный апатит одного из железорудных месторождений. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XVII, № 1, 1964.
- Гулян Э. Х. — Некоторые минералого-геохимические особенности и условия образования эндогенного оруденения северного склона Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 5, 1965.
- Гулян Э. Х. — Главные рудоконтролирующие факторы эндогенного оруденения северного склона Баргушатского хребта (Арм. ССР). Ученые записки ЕрГУ, 1 (105), 1967.
- Джрбашян Р. Т. — Палеогеновый вулканизм Базумского хребта (Арм. ССР). Канд. диссертация, библиограф. указатель ИГН АН Арм. ССР, 1964.
- Джрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. — Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 3, 1963.
- Дзоценидзе Г. С. — Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. — О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). Вопросы магматизма и металлогении СССР, Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Дзоценидзе Г. С. — Юрский вулканизм Закавказья. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. — К вопросу о металлогенических обобщениях. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 7, 1964.
- Додин А. Л. — Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района. Тр. ВНИИМС, вып. 88, 1935.
- Додин А. Л. — Интрузивные породы бассейна р. Киги-чай. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941.
- Дэли Р. — Изверженные породы и глубины земли. Изд. ОНТИ, 1936.
- Евзикова Н. З. — О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца. ЗВМО, ч. 84, вып. 3, 1955.
- Егоян В. Л. — Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузивы восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1953².
- Егоян В. Л. — Мел. Геология Армянской ССР (стратиграфия). т. II, 1964.
- Заварицкий А. Н. — Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1944.

- Заварицкий А. Н.** — Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.
- Заварицкий А. Н.** — Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
- Заварицкий А. Н.** — Вулкан Голгат и его продукты. Тр. лаб. вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.** — Введение в магматическую геологию Грузии. Гостехиздат Груз. ССР, 1947.
- Заридзе Г. М.** — Происхождение гранитоидов и их рудоносность на примере Кавказа. «Советская геология», № 4, 1958.
- Заридзе Г. М.** — Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Исаакян С. А.** — Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеза. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956.
- Исаакян С. А.** — Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экструзий Мегринского района Армянской ССР. Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957.
- Исаакян С. А.** — К петрографии неогеновых санидиновых пород Азизбековского и Вединского районов Арм. ССР. Ученые записки ЕрГУ, т. 84, вып. 1, 1963.
- Исаханян Д. П.** — Геология Западно-Карабахского вулканического нагорья. Канд. диссертация, 1949.
- Исаханян Д. П.** — О возрасте Гориской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. Научн. тр. ЕГУ, т. 52, сер. геол., 1955.
- Исаханян Д. П.** — Стратиграфическое расчленение неогеновых пород междуречья р. р. Воротан и Акера. Ученые записки ЕрГУ, т. 84, вып. 1, 1963.
- Исамухамедов И. М.** — Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Матер. ко II Всесоюзн. петрограф. совещ. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Казарян А. Г.** — О биотизации в дайке одинитов Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, т. XI, № 3, 1958¹.
- Казарян А. Г.** — Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, т. XI, № 6, 1958².
- Казарян Г. А.** — Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района. Тр. Арм. ГУ, № 2, 1959¹.
- Казарян Г. А.** — О полосчатом строении диабаз-порфировых даек Алавердского района. Зап. Арм., отд. ВМО, вып. 1, 1959².
- Казарян Г. А.** — Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, № 6, 1959³.
- Казарян Г. А.** — Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат канд. диссертации, 1962.
- Канкян П. Х.** — К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в Макарашенских туфах. Изв. АН Арм. ССР, т. X, № 5—6, 1957.
- Карамян К. А.** — Гидротермально измененные породы Дастакертского

- медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 5, 1959.
- Карапетян К. И.** — Четвертичный вулканизм Даралагяза. Канд. диссертация. Библ. ИГН АН Арм. ССР, 1959¹.
- Карапетян К. И.** — К петрографии четвертичных лав Даралагяза. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 5, 1959².
- Карапетян Н. К.** — Изучение землетрясений и строение земной коры Малого Кавказа. Библ. Геоф. ин-та СССР, 1958.
- Карапетян О. Т.** — Геологический очерк ССР Армении. Материалы по районированию, вып. 1, 1928.
- Карапетян О. Т.** — Новейшие вулканические продукты ССР Армении и их практическое значение. Тр. III Всес. съезда геол., 1928.
- Кашкай М. А.** — Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, 1947.
- Кашкай М. А.** — К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1951.
- Кашкай М. А.** — Офиолитовая формация Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- Кашкай М. А.** — Метаморфические породы основных и ультраосновных интрузий Азербайджана. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952².
- Кашкай М. А.** — Магматические процессы Малого Кавказа (в пределах Азербайджана) и некоторые черты его металлогении. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Кваша Л. Г.** — О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
- Кей М.** — Геосинклинали северной Америки. Изд. ИЛ, 1955.
- Керимов Г. И.** — К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
- Керимов Г. И.** — Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
- Керимов Г. И.** — Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Кига́й И. Н.** — Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Киласония П. Ф.** — К петрографии Бардадзорского интрузива. Тр. ИГН АН Груз. ССР, 1951.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.** — Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
- Коптев-Дворников В. С.** — К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере центр. Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С.** — Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.

- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Дмитриев Л. В.** и др. — Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Коптев-Дворников В. С.** — О геологических условиях развития явлений дифференциаций в гранитных интрузивах формации малых глубин. «Советская геология», № 1, 1961.
- Коржинский Д. С.** — Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.** — Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Котляр В. Н.** — О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. ВМО, ч. 69, вып. 2—3, 1940.
- Котляр В. Н.** — Интрузивные породы центральной части Армянской ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз.ГУ, вып. II, 1941.
- Котляр В. Н.** — Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, № 2, 1945.
- Котляр В. Н.** — Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 8, 1947.
- Котляр В. Н.** — Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Котляр В. Н., Фаворская М. А.** — О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Кочарян А. Е.** — Марганцевые месторождения северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1947.
- Кочинян Г. Е.** — К вопросу о редкометальности щелочных пород Памбакского хребта. Тр. НИГМИ, вып. 2, 1961.
- Кочинян Г. Е.** — К вопросу о генезисе проявлений редких земель в щелочных породах. Тр. НИГМИ, вып. 3, 1963.
- Кржечковский А. В.** — Геологический очерк западной части Даралагязского уезда ССР Армении. Матер. по общ. и прикл. геолог., вып. 136, 1930.
- Кропоткин П. Н.** — Современные геофизические данные о строении земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Кропоткин П. Н.** — Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. «Советская геология», № 5, 1961.
- Кузнецов В. А.** — Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). Вопросы магматизма и металлогении СССР, Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Кузнецов Е. А.** — Реакционный принцип и его значение для образования

- некоторых горных пород. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Е. А.** — Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
- Кузнецов Е. А.** — Новое в наших знаниях и представлениях по вопросам, поднятым в статьях Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю. А.** — Происхождение магматических пород. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А.** — Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Куплетский Б. М.** — Об образовании некоторых порфировидных гранитов Среднего Урала. Сб. посвящ. акад. Д. С. Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.
- Лебедев А. П.** — Плаггиоклазы четвертичных лав Алагеза, Тр. ИГН АН СССР, вып. V, № 4, 1938.
- Лебедев А. П.** — Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Лебедев А. П.** — Явление гибридизма и ассимиляции и их роль в платформенном магматизме. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.** — К геологии и петрографии юрских кварцевых плаггиопорфиров Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 4, 1962.
- Лебедев П. И., Личков Б. Л.** — Алагез. Изд. АН СССР, т. I, 1931.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** — Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** — Андезито-базальтовая формация центральной части Армении «Бас. оз. Севан (Гокча)». АН СССР, т. I, 1929.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** — Петрография. Госгеолиздат, 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** — Армянское вулканическое нагорье. Избр. тр., т. I, Изд. АН СССР, 1949.
- Леонтьев Л. Н.** — Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, № 4, 1949¹.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е.** — Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. 65, № 1, 1949².
- Леонтьев Л. Н.** — К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е.** — К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Лодочников В. Н.** — Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Всер. мин. общ., № 2, 1939.

- Ляхович В. В — Изучение микроэлементов и акцессорных минералов в современной петрографии. Тр. Ин-та минер. геохим., кристаллохим. редких элементов, вып. 1, 1957.
- Магакьян И. Г. — Металлогения северной части Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, № 3, 1943.
- Магакьян И. Г., Ароян-Иашвили В. Х. — Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 10, 1946.
- Магакьян И. Г. — Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Магакьян И. Г. — Магматизм и металлогения Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- Магакьян И. Г. — О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. ВМО, вып. 3, 1952².
- Магакьян И. Г. — Металлогенические пояса и некоторые закономерности металлогенической специализации. Изв. АН Арм. ССР, т. VI, № 5—6, 1953.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. — Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, т. X, № 4, 1957.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. — Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Вопр. магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Магакьян И. Г. — Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959.
- Магакьян И. Г. — Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Магницкий В. А. — Оболочка и кора Земли. «Советская геология», № 5, 1961.
- Малхасян Э. Г. — О Джермукской и Кушинской группах интрузий в Армении. Вестник МГУ, № 3, 1952.
- Малхасян Э. Г. — Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 4, 1957¹.
- Малхасян Э. Г. — Основные петрохимические особенности мезозойского вулканического цикла Кафанского рудного района. Тр. Арм. ГУ, № 1, 1957².
- Малхасян Э. Г. — Петрография интрузивных пород Даралагяза. Изд. АН Арм. ССР, 1957³.
- Малхасян Э. Г. — О барабатумских кварцевых порфиридах Кафанского района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, № 1, 1958².
- Малхасян Э. Г. — Основные черты юрского вулканизма Армении. Тр. I Всесоюзн. вулк. совещ., 1962.
- Меликсетян Б. М. — Некоторые минералого-геохимические особенности Мегринского плутона. Тр. Первой закав. конфер. молодых научных сотрудников, 1959.

- Меликсетян Б. М.** — Акцессорный ортит из Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 1, 1960¹.
- Меликсетян Б. М.** — Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 2, 1960².
- Меликсетян Б. М.** — О соотношении циркония и гафния в цирконах из пород Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 5, 1960³.
- Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Г.** — К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 3, 1963.
- Месропян А. И.** — О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 14, 1951.
- Мнацаканян А. Х.** — Меловые вулканические серии северной Армении и связанное с ними минералообразование. Канд. диссертация. Библ. ИГН АН Арм. ССР, 1964.
- Мидян А. Г.** — Генетическая связь молибдена с интрузивными циклами Армении. Тр. Арм. ГУ, № 1, 1957.
- Мидян А. Г.** — Золоторудные провинции Армении. Тр. Арм. ГУ, т. 2, 1959.
- Милановский Е. Е.** — Новые данные о строении неогейовых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Милановский Е. Е.** — Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР, изд. АН Азерб. ССР, 1956¹.
- Милановский Е. Е.** — О неогеном и антропогеном вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956².
- Милановский Е. Е.** — Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плiocене и антропогене. Тр. ком. по изуч. четв. пер., т. XIII, 1957.
- Мкртчян К. А.** — Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Канд. диссертация. Библ. ЕГУ, 1960.
- Мкртчян К. А.** — Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
- Мкртчян С. С.** — Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН Арм. ССР, 1943.
- Мкртчян С. С.** — Новые данные по стратиграфии южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, № 4, 1944.
- Мкртчян С. С.** — Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
- Мкртчян С. С.** — О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, № 3, 1957.
- Мкртчян С. С.** — Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, 1958.

- Мкртчян С. С.** — Металлогения Армении. Металлогенические и прогнозные карты. Изд. АН Каз. ССР, 1959.
- Мкртчян С. С.** — Медные и полиметаллические месторождения Алавердского рудного района и их перспективы. Тезисы сессии по закономерн. размещ. медноколч. и медно-порф. месторожд., 1960¹.
- Мкртчян С. С.** — К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. «Геология рудных месторождений», № 4, 1960².
- Мовсесян С. А.** — Интрузия Центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ней полезные ископаемые. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 2, 1941.
- Мовсесян С. А.** — Андалузит. Сб. «Минеральные ресурсы Армянской ССР», (неметаллические ископаемые). Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- Мовсесян С. А.** — Интрузия центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1953.
- Морозов Н. А.** — Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изд. Сиб. политехн. ин-та, т. XVII, 1912.
- Назаров Ю. И.** — Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации южной Грузии. Автореферат док. диссерт., 1964.
- Назарян А. Е.** — Геологическое строение Арзакан-Апаранского кристаллического массива. Автореферат канд. диссертации, 1964.
- Николаев В. А.** — О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Николаев В. А.** — О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Остроумова А. С.** — Третичный вулканизм западного Даралагяза (Армения). Автореферат канд. диссертации, 1962.
- Паланджян С. А.** — К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
- Паффенгольц К. Н.** — Взаимосвязь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья. Тр. XVII междуна-род. геол. конг., 1937.
- Паффенгольц К. Н.** — К вопросу о возрасте туфов и туфолов Армении. Зап. ВМО, т. XVIII, № 3, 1938.
- Паффенгольц К. Н.** — Интрузивные породы басс. оз. Севан и р. Веди-чай, Даралагяза и Нахкрая. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ. вып. II, 1941¹.
- Паффенгольц К. Н.** — Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. Геология СССР (Закавказье), т. X, 1941².
- Паффенгольц К. Н.** — Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Паффенгольц К. Н.** — Состояние петрографической изученности СССР и

- задачи петрографии в свете требований геологической службы. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Паффенгольц К. Н., Грушевой В. Г.** — Мезозойский и кайнозойский магматизм Кавказа. Геологическое строение СССР, (магматизм), т. 2, 1958.
- Паффенгольц К. Н.** — Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.** — Арагац. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Пейве А. В., Снницын Р. М.** — Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
- Пейве А. Р.** — Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Петров Р. П.** — Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1947.
- Петров В. П.** — Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктик-туфа. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, № 14, 1957.
- Петров В. П.** — Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1964.
- Пиджян Г. О.** — О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
- Пиджян Г. О.** — Некоторые геохимические особенности пород Дастакертского медно-молибденового месторождения Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.
- Повилайтис М. М.** — Соотношения оруденения с дайками, как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джиндинского месторождения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Половинкина Ю. А.** — Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Рабинович А. В.** — Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенетических зон. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Рейнольдс Д. Л.** — Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. Проблема образования гранитов. Изд. ИЛ, 1950.
- Ренгартен В. П.** — Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны и тектоника Армянской зоны. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
- Ренгартен В. П.** — К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 149, 1952.
- Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л.** — Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере Мяо-Чанского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.

- Сагателян Э. А.** — Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Сагателян Э. А.** — Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений на примере месторождений северной Армении. Тезисы докладов на съезде ВМО, Изд. Всес. минер. общ., 1964.
- Саркисян О. А.** — О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклиория. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1959.
- Саркисян О. А.** — Палеоген (Севано-Ширакская синклиналиальная зона). Геология Армянской ССР (Стратиграфия), т. II, изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Саркисян С. Г., Мовсесян М. А.** — О возможности выявления колебательных движений по содержанию ангидрида в миоценовой соленосной толще Приереванского района. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 4, 1963.
- Сатиан М. А.** — Очерк литологии меловых отложений северной Армении и палеогеографических условий их накоплений. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 3, 1959.
- Сауков А. А.** — Геохимия. Госгеолиздат, 1950.
- Ситковский И. Н.** — Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941.
- Ситковский И. Н.** — Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941².
- Смирнов В. И.** — Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.
- Смирнов С. С.** — Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- Смирнов С. С.** — Избранные труды. Изд. АН СССР, 1955.
- Соловкин А. Н.** — Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941.
- Соловкин А. Н.** — О возрасте интрузии северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XIII, № 5, 1944.
- Соловкин А. Н.** — Кислые интрузивы юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Соловьев С. П.** — Распределение магматических горных пород в СССР. Госгеолиздат, 1952.
- Сопко П. Ф.** — О возрасте интрузивных пород северной Армении. Вопр. геол. и прикл. геол., сб. 3, 1947.
- Сопко П. Ф.** — Жильные породы Алавердского района Армении. Тр. геол. ф-та Воронеж. Госунив., т. XXXI, 1954.
- Сопко П. Ф.** — Развитие вулканизма в северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Степанян О. С.** — Петрография главнейших пород северной части Армянской ССР. Библ. ИГН АН Арм. ССР, 1945.
- Стишов С. М.** — Строеие Земли в свете экспериментальных исследований

- при высоких давлениях. Химия земной коры. Изд. АН СССР, 1963.
- Судовиков Н. Г. — Вопросы связи оруденения с гранитами. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Схиргладзе Н. И. — Некоторые особенности постпалеогенового эффузивного вулканизма Грузии. Проблема вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Сыромятников Ф. В. — Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
- Татевосян Т. Ш. — Каменный град в андезитах горы Ара. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1947.
- Татевосян Т. Ш. — Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950¹.
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950².
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии изверженных пород Красносельского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 6, 1951.
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии третичных эффузивных образований северных склонов Баргушатского хребта в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 6, 1955¹.
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии андезитобазальтов Ераблурского плато. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 8, 1956.
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 3—4, 1960¹.
- Татевосян Т. Ш. — Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 5, 1960².
- Татевосян Т. Ш. — Геолого-структурное положение и петрографические особенности гранитоидных интрузивов Баргушатского хребта. Ученые записки ЕрГУ, т. 84, вып. 1, 1963.
- Таусон Л. В. — Редкие элементы как индикаторы процессов дифференциации магм. Вопросы магматизма и металлогении СССР, Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Твалчрелидзе Г. А. — Закономерность проявления магматических и рудных формаций в различных стадиях магматических циклов Кавказа. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Тихомиров В. В. — Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. ИГН АН СССР, вып. 123, № 44, 1950.
- Устиев Е. К. — Структурно-генетические ряды магматических формаций. ДАН СССР, т. 149, № 2, 1963¹.
- Устиев Е. К. — Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963².

- Фаворская М. А.** — К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Хаин В. Е.** — Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949¹.
- Хаин В. Е.** — О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. ДАН Азерб. ССР, т. V, № 11, 1949².
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н.** — Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н.** — Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Хаин В. Е.** — Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1964.
- Хачатурян Э. А.** — О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
- Хачатурян Э. А.** — К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 5, 1959.
- Хитаров Н. И.** — Об условиях плавления гранитного субстрата. «Геохимия», № 2, 1957.
- Хитаров Н. И.** — Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. «Геохимия», № 6, 1958.
- Четвериков С. Д.** — Выступление на совещании по вопросам космогонии солнечной системы. Тр. I совещ. по вопр. космог., Изд. АН СССР, 1951.
- Четвериков С. Д.** — Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
- Шахов Ф. Н.** — О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Шейнманн Ю. М.** — Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узбек. ССР, 1958.
- Шейнманн Ю. М.** — О тектонических условиях магмообразования. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1963.
- Ширинян К. Г.** — Антропогенный вулканизм Армении. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959¹.
- Ширинян К. Г., Карапетян К. И.** — Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 1, 1959².
- Ширинян К. Г.** — Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Ширинян К. Г.** — Петрохимические особенности молодого вулканизма. Лаборатория вулканологии АН СССР, 1963¹.
- Ширинян К. Г., Адамян А. А., Карапетян К. И., Карапетян С. Г.** — Некоторые особенности рассеяния микроэлементов в новейших вул-

нических продуктах Армении. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963г.

- Bonnet P. et Cambarian P.**—Notes petrographiques sur le Karabagh (Transcaucasie orientale). Bull. de la Soc. Geol. de France, ser. 4, t. XXVI, 1926.
- Bowen and Elsted.**—Leucite and pseudoleucite. The Americ. Mineralogist, v. 22, No 5, 1937.
- Clapp F.**—Geologie of Eastern Iran. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 51, No 1, 1940.
- Egeran N., Lahn E.**—Notes sur la carte seismique de la Turquie au 1/2400000 M. T. A. Ancare, 1944.
- Escola P.**—The Journ. of Geol., v. XLVI, No 3, 1938.
- Fenner C.**—Immiscibility of igneous magmas,—Amer Journ. of Science, No 8, 1948.
- Furon R.**—Geologie du Plateau Iranien. Mem Mus. Sc. Nat., t. VII, fasc 53, 1941.
- Kuroda P., Sandell E.**—Chlorine in igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer No 8, 1953.
- Lahn E.**—Geologie et activite seismique en Turquie (Nouvelle carte seismologique) Rep. XVIII Geol. Intern. Congress Part XIII, London, 1952.
- Oswald F.**—A Geological Map of Armenia. London, 1907.
- Oswald F.**—A Treatise on the Geology of Armenia. I—II, Iena, 1906.
- Oswald F.**—Geology of Armenia, London, 1908.
- Raguin E.**—Geologie du Cranite. Paris, 1957.
- Ramberg H.** The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago 1952.
- Schenck H.**—Stratigraphy of northern Iran. Am. Assos. Petrol. Geol., Bul Vol. 22, 1938.
- Sederholm J.**—On synantectik. Minerals, Bull. Comm. Geol. de Finl., No 48, 1916.
- Sederholm J.**—Bull. de la Comm. Geol. de Finl., No 88, 1928.
- Shrecke H.**—Ueber Alkaligesteine und deren lagerstätten N. Vahrb. f. Mineralogie Monatshefte. Stuttgart., Hft. 8, 1955.
- Stchepinsky V.**—Note sur la stratigraphie generale de la Turquie. Bull Soc. Geol. France, 1946.
- Tromp S.**—Main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ Geol., 4. 1947.
- Turner F., Verhoogen I.** Igneous and metamorphic petrology. New York, London, 1951.

Предисловие

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Обзор геолого-петрографической изученности магматических пород Армении	5
Основные этапы проявления магматизма Армении	14
1. Магматизм эопалеозойского этапа	15
А. Эффузивный магматизм	17
Б. Интрузивный магматизм	18
2. Магматизм средне-верхнепалеозойского этапа	30
3. Магматизм юрско-нижнемелового этапа	31
А. Эффузивный магматизм	33
I. Алавердский антиклинорий	34
II. Шамшадинский антиклинорий	45
III. Кафанский антиклинорий	52
Б. Интрузивный магматизм	55
I. Предверхнеюрский интрузивный комплекс	57
II. Нижнемеловой интрузивный комплекс	65
4. Магматизм верхнемелового-палеоценового этапа	86
А. Эффузивный магматизм	88
I. Северная Армения и смежные районы	90
II. Бассейн оз. Севан	99
III. Бассейн р. Веди	100
Б. Интрузивный магматизм	102
5. Магматизм нижнеоценового-предолигоценового этапа	111
А. Эффузивный магматизм	113
I. Северная Армения	113
II. Севано-Ширакский синклинорий	115
III. Южная Армения	123
Б. Интрузивный магматизм	134
I. Памбако-Базумская группа интрузивов	135
II. Мегринский интрузив	155
III. Баргушатская группа интрузивов	170
6. Магматизм олигоценового-четвертичного этапа	178
А. Эффузивный магматизм	180
I. Продукты вулканизма олигоцена	181
II. Продукты вулканизма миоплиоцена	184
III. Продукты вулканизма четвертичного времени	202
Б. Интрузивный магматизм	213

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Особенности вещественного состава продуктов магматизма Армении	218
А. Минералогические и петрогеохимические особенности эффузивных пород	219

I. Эффузивы палеозоя	219
II. Эффузивы юры и нижнего мела	220
III. Эффузивы верхнего мела	231
IV. Эффузивы эоцена	238
V. Эффузивы олигоцена	247
VI. Эффузивы миоплиоцена	248
VII. Эффузивы четвертичного времени	258
В. Минералогические и петрогеохимические особенности интрузивных пород	268
I. Древние интрузивы	268
II. Предверхнеюрские интрузивы	274
III. Нижнемеловые интрузивы	282
IV. Офиолитовая формация	297
V. Третичные интрузивы	302
В. Сравнительная характеристика петрохимических признаков магматических пород разных возрастов и фаций	335
I. Корреляция петрохимических признаков разновозрастных эффузивных пород	335
II. Корреляция петрохимических признаков разновозрастных интрузивных пород	353
III. Корреляция петрохимических признаков магматических пород разных фаций	368
Г. Средние химические составы магматических пород	373
I. Средние составы главнейших типов магматических пород	374
II. Средние составы магматических пород Армении и других регионов СССР	392
III. Средний состав земной коры на территории Армении	397
История развития магматизма Армении	400
I. Эопалеозойский тектоно-магматический этап	400
II. Средне-верхнепалеозойский тектоно-магматический этап	402
III. Юрско-нижнемеловой тектоно-магматический этап	402
IV. Верхнемеловой-палеоценовый тектоно-магматический этап	408
V. Нижнеэоценовый-предолигоценовый тектоно-магматический этап	410
VI. Олигоценовый-четвертичный тектоно-магматический этап	415
VII. Некоторые закономерности развития магматизма	418
Соображения о происхождении магматических пород	439
I. Общие сведения о строении Земли	439
II. К проблеме соотношения вулканизма и плутонизма	443
III. Магматическое происхождение гранитоидов	448
IV. Явления гранитизации	451
V. Явления дифференциации	453
VI. Явления ассимиляции	457
Заключение	463
Литература	465
	487

СЕРГЕЙ ИШХАНОВИЧ
БАЛАСАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

Редактор: А. А. Габриелян
Редактор издательства: С. В. Авакян
Художник Н. А. Товмасян
Техн. редактор: А. А. Овасапян
Контр. корректор: А. С. Саакян

БФ 03035

Заказ 792

Тираж 1000

Сдано в набор 20/VII 1966 г.

Подписано к печати 21/II 1968 г.

Бумага 60×90^{1/16}. Печ. лист 30,63+5 вкл.

Изд. л. 27,04.

Цена 1 р. 72 к.

Типография № 10 Главного управления полиграфической промышленности Гос. Комитета Совета Министров Арм. ССР по печати, Ереван, ул. Абовяна 52.

16071