ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XLIII

АРМЯНСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ АРМЯНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

*

ТОМ XLIII

АРМЯНСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

102442
20685

Редактор *А. Т. Асланян*

Соредактор *А. Т. Вегуни*

Институт геологических наук АН Арм. ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР"

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XLIII ТОМА

АСЛАНЯН А. Т.
ВЕГУНИ А. Т.
ГАБРИЕЛЯН А. А.
ГУЛЯН Э. Х.
МАГАКЬЯН И. Г.
МКРТЧЯН К. А.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

УДК 55(479·25)

«Геология СССР», том XLIII, Армянская ССР. Геологическое описание. Коллектив авторов М., Изд-во «Недра», 1970, 464 стр.

В работе излагаются все важнейшие вопросы региональной геологии Армянской ССР, а также вопросы геоморфологии, геофизики, сейсмичности, магматизма, истории геологического развития данной территории.

К тому приложены цветные геологическая и тектоническая карты масштаба 1 : 600 000, отображающие геологические формации области по их петрографическому и литологическому составу, возрасту, форме залегания и стратиграфическим и морфоструктурным соотношениям.

Таблиц 25, иллюстраций 61, библиография — 711 названий.

2—9—1
277-70

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XLIII

Армянская ССР

Геологическое описание

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева* Технический редактор *Т. М. Шмакова*

Корректор *А. Г. Кудрявцева*

Сдано в набор 15/I-1970 г. Подписано в печать 28/VII-1970 г. Т-12721
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 29,0+0,6(2 вкл.) + 1,5(2 цв. карты) = 31,1 Усл. печ. л. 43,54
Уч.-изд. л. 45,28 Бумага № 1 Индекс 3-4-1 Заказ 68/10753-1
Тираж 1200 экз. Цена 3 р. 60 к. с картами

Издательство «Недра». Москва. К-12, Третьяковский проезд, д 1/19.
Ленинградская Картфабрика ВАГТ.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросам геологии Армянской ССР посвящено более 600 рукописных и опубликованных работ, охватывающих период времени около 200 лет. По мере накопления фактических данных и появления новых научно-методических руководств отдельными авторами и научными коллективами собранный материал обобщался, анализировался и намечались очередные задачи дальнейших исследований. К такого рода сводкам относятся работы Г. Абиха «Geologie des Armenischen Hochlandes» (1882—1887), Ф. Освальда «Treatise on the Geology of Armenia» (1906), монографии К. Н. Паффенгольца «Геология Армении» (1948), А. Т. Асланяна «Региональная геология Армении» (1958), многотомник «Геология Армянской ССР», издаваемый Академией наук Армянской ССР.

Важнейшими интересными особенностями геологии Армении являются:

а) наличие полных или почти полных палеонтологически охарактеризованных мощных разрезов среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя при огромном разнообразии морских, лагунных и континентальных фаций;

б) исключительно широкое развитие продуктов подводного вулканизма в отложениях палеозоя, мезозоя и палеогена в северо-северо-восточных районах области, характеризующих ее как эвгеосинклиналь, противопоставляемую миогеосинклинали бассейна Среднего Аракса;

в) широкое развитие разновозрастных интрузивных пород и связанной с ними ортомагматической и постмагматической рудной минерализации;

г) исключительно широкое развитие молодых (неоген-антропогеновых) лавовых потоков, экструзивных щитов, некков, даек и центров извержений основных и реже средних и кислых лав;

д) промежуточный характер альпинотипной и германотипной складчатостей, дугообразное строение выгнутых к северу складчатых зон и соответствующих им структурно-фациальных металлогенических зон, наличие пограничных разломов и флексур глубокого заложения, продольная ундуляция указанных зон, приуроченность очагов землетрясений к разрывным нарушениям и их связь со сбросово-сдвиговыми смещениями; миоплиоценовый возраст главных проявлений складчатых движений и плиоплейстоценовый (послепонтический) возраст интенсивных сводовых поднятий;

е) наличие промышленных месторождений меди, молибдена, золота, железа, свинца, цинка, алюминия (в нефелиновых сиенитах), а также попутных им концентраций редких металлов в парагенетической пространственной связи с указанными выше интрузивными породами преимущественно палеогенового возраста; наличие крупных запасов естественных строительных материалов (туфы, лавы, перлиты, обсидианы, пемзы, шлаки), подчиненных молодым эффузивным комплексам, бентонитов, подчиненных подводным туфолавовым толщам нижнего сенона — турона, известняков (юра, мел), мраморов (кембрий — докемб-

рий, девон, юра, мел), травертинов (плиоплейстоцен), каменной соли (средний миоцен), магнезиального огнеупорного сырья (турон — сантон), диатомитов (миоплиоцен и частично антропоген);

ж) широкое развитие выходов минеральных вод типа Карловы Вары, Боржоми, Ессентуки, Цхалтубо, Зоден, Нарзан, Мацеста и др., наличие мощных пресных водотоков под потоками и покровами плиоплейстоценовых лав, артезианских вод в озерных толщах плиоплейстоцена и пресных вод в подрусловом аллювии и аллювии конусов выноса в предгорных районах;

з) отрицательный характер аномалий силы тяжести (в редукции Буге) по всей складчатой области Малого Кавказа, приуроченность молодого вулканизма к наиболее крупным и резко выраженным минимумам силы тяжести, связь последних с прогнутым районом коры, отмеченным большими мощностями миоплиоценовых образований.

Центром тяжести геологии Армении Г. Абих считал магматизм, который охватывает все периоды геологического развития и почти все районы страны и представлен всеми типами изверженных пород.

Метаморфический фундамент складчатых отложений палеозоя и инфракембрия в Анатолийско-Иранском поясе и в Передней Азии в целом имеет по современным данным (Штеклин, 1966) рифейский возраст. На Малом Кавказе этот фундамент охватывает также фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия (метаморфиды Дзирульского массива и их аналоги) и, таким образом, имеет эпибайкальский возраст.

В разрезе осадочного комплекса, залегающего над эпибайкальским фундаментом, выделяется следующий ряд тектонических этажей: силур — нижний девон (по аналогии с Понтидами и Тавридами), средний девон — нижний карбон, пермо-триас, нижняя — средняя юра, верхняя юра — нижний мел, верхний мел — палеоцен, эоцен — олигоцен, нижний миоцен — средний плиоцен, верхний плиоцен — антропоген. Крупные тектонические перестройки фиксируются в низах палеозоя, на границе триаса и юры, в середине мела, в конце палеоцена, майкопа и понта.

По линии Ани — Арагац — Алапарс — Малишка — Ордубад область Малого Кавказа делится на две части — северную эвгеосинклинальную и южную миогеосинклинальную. Первая в разрезе от докембрия до олигоцена сложена в основном вулканическими зеленокаменными породами, вмещает почти все кислые абиссальные и гипабиссальные интрузии и магматогенные месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов. Вторая, миогеосинклинальная, часть сложена в основном нормальноосадочными отложениями и вмещает разнообразные полезные ископаемые осадочного типа (доломиты, известняки, каменная соль, гипс, фосфориты, битуминозные сланцы, угли).

Особое место в тектоническом комплексе Малого Кавказа занимают позднеюрские — раннесенонские офиолитовые пояса.

Общепринятой схемы тектонического районирования территории Армянской ССР нет. Общая инверсия геосинклинали горного Закавказья в рамках новоальпийского цикла произошла в конце майкопа. После этого область вступает в орогенный молассовый этап развития и появляются наложенные структурно-фациальные зоны, располагающиеся иногда в отношении более древних зон с азимутальным несогласием.

По данным В. П. Ренгартена, Л. Н. Леонтьева, В. Е. Хаина, А. Т. Асланяна, В. Л. Егояна, А. Т. Вегуни, К. А. Мкртчяна, Дж. А. Оганесяна, в досреднемиоценовом комплексе Малого Кавказа с севера на юг выделяются следующие тектонические зоны, представляющие собой более или менее индивидуализированные структурно-фациальные ме-

таллогенические полосы шириной в 35—40 *км*. Это: Предмалокавказская интрагеосинклиналь. Сомхето-Карабахская интрагеоантиклиналь, Присеванская интрагеосинклиналь, Кафанская пологоскладчатая моноклиналь (южное крыло Присеванской интрагеосинклинали), Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклиналь, Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь, Приараксинская интрагеоантиклиналь, Араратская (Агрыдагская) интрагеосинклиналь (южнее государственной границы).

Региональный комплекс Армении в формационном отношении также представляет большое разнообразие. Характерными для него являются туфопорфиритовая (спилито-кератофировая в узком смысле), флишевая, граувакковая (включая вулканогенный флиш), мергельная, известково-доломитовая, песчано-глинисто-карбонатная, эвапоритовая, молассовая, неовулканическая, офиолитово-радиоляритовая и гипабиссально-гранитоидная формации. Ограниченное развитие имеют аркозовая и угленосная формации, характеризующиеся определенным набором полезных ископаемых и наложенной минерализацией.

Первоочередными задачами геологических исследований в Армении на ближайшие годы являются следующие:

1. Детальное биостратиграфическое и литолого-минералогическое деление слоистых толщ.

2. Определение радиометрического возраста эффузивных толщ и интрузивных массивов и разработка детальной шкалы абсолютной геохронологии на основе местного палеонтологического материала.

3. Типизация основных формаций пород, руд и подземных вод по соотношению природных изотопов и микроэлементов, выделение петрологических и металлогенических критериев для решения вопросов стратиграфии, тектоники, рудоносности и гидрогеологии.

4. Изучение трещинной тектоники, геологическое и геофизическое картирование, генетическая и морфологическая классификация структур, оценка их роли применительно к задачам рудогенеза, гидрогеологии, сейсмотектоники, магматизма.

5. Составление карт геологических формаций и прогнозно-металлогенических (минерагенических) карт крупных масштабов с широким использованием геофизических и тектонических данных.

6. Детализация существующих геологических, тектонических, геотермических и геофизических карт, глубинное сейсмическое зондирование, прецизионная нивелировка вкрест простирания горного сооружения Малого Кавказа, составление карты кристаллического фундамента.

7. Детальное изучение отдельных магматических формаций, анализ проблемы комагматизма для рудных районов, составление геохимических специализированных карт крупного масштаба.

8. Составление палеогеологических, палеофациальных и структурных карт крупного масштаба с использованием методов линейного программирования.

9. Изучение проблем региональной геологии, анализ взаимоотношений тектонических элементов Кавказа, Анатолии и Ирана, сравнительный анализ тектоники, магматизма и металлогении, выявление общих закономерностей, контролирующих локализацию и размещение полезных ископаемых.

Настоящий XLIII том является сводной работой, освещающей геологию Армении по новейшим данным. Составлен этот том «Геологии СССР» большим коллективом геологов и подготовлен к изданию Редакционной коллегией Управления геологии Совета Министров Армянской ССР. Сбор материалов к тому, подготовка иллюстраций, составление карт выполнены В. А. Дургаряном, С. С. Ездоглян, М. М. Казарян, Ю. Т. Никулиной, Е. О. Пиджян, М. А. Улихановой.

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Возникновение горного дела в Армении относится к глубокой древности. Об этом свидетельствуют многочисленные остатки древних выработок, следы выплавки золота, меди и железа, а также археологические находки предметов украшения и разнообразных каменных орудий. Еще в IV тысячелетии до н. э. медь не только использовалась на месте, но и вывозилась из Армении в Египет, Вавилон и страны Ближнего Востока (Дикшит, 1960).

Некоторые сведения о природе Армении, в частности о землетрясениях, мы находим у армянских историков — Мовсеса Хоренаци (V—VI в.) и Киракоса Гандзакеци (1200—1271 гг.). Первые сведения о геологии Армении приводятся в работах натуралистов-путешественников, посетивших Армению во второй половине XVII столетия.

Систематические и многосторонние геологические исследования территории Армении и Малого Кавказа в целом в широких масштабах проводились в 40-х годах XIX столетия. Перу Г. Абиха принадлежит более 30 опубликованных научных трудов (1844—1877). Большой заслугой Г. Абиха является составление и издание первой сводной геологической карты Армении в масштабе 1 : 420 000 и монографии по геологии Армении. В эти же годы в Армении проводили работы Вагнер (1848), Нешель (1854), Петцольд (1863—1864), Цулукидзе, Архипов, Халатов (1869, 1870), Радде (1872—1876), Пальгрев (1879—1881), Поолиг (1886) Зигерт (1888), Кеслер и Валентин (1890), Фрех и Артгабер (1900), Рорбах (1903), Линч и Освальд (1910) и др. В 50-е годы организуется Кавказское горное управление, проводившее планомерное изучение геологии Кавказа и Армении и регулярно публиковавшее, начиная с 1869 г., главнейшие результаты исследований. Так, была издана геологическая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 126 000, составленная Л. К. Конюшевским в 1908 г. В 1914 г. Ф. Освальд составил и опубликовал новую сводную карту. На ней были показаны почти все геологические системы, включая докембрий.

Наряду с работами регионального характера в этот период особое внимание уделялось изучению рудных полезных ископаемых (Иваницкий, 1851—1852; Клепанов и Рипс, 1865—1866). Месторождения северной Армении изучались Н. Лебедевым, Н. Морозовым и Г. Смирновым.

Большую работу по изучению геологии Кавказа и Армении, особенно в выявлении новых рудных месторождений, проводил старейший армянский геолог О. Т. Карапетян. Он изучал Алавердское, Шамлугское, Ахтальское и многие другие месторождения.

Новым, наиболее плодотворным, является советский этап изучения геологии Армении и Закавказья. В 1923 г. Кавказской секцией Геологического комитета, руководимой А. П. Герасимовым, была поставлена задача составления обзорной геологической карты Кавказа. Выполнение этой огромной работы в связи с недостатком геологов-съемщиков было решено осуществить путем детального изучения территории «методом пересечений», в результате чего стало возможным

построение основных стратиграфических и тектонических схем и составление в 1929 г. сводной геологической карты Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000 без «белых пятен», чем она выгодно отличалась от всех предыдущих.

Изучением восточной части Малого Кавказа, начиная с 1923 г., в пределах так называемого «Гянджинского пересечения» занимался К. Н. Паффенгольц. Им впервые была разработана общая стратиграфия мезозойских, третичных и четвертичных образований, а также обоснован возраст интрузивных пород Закавказья, с которыми связаны рудные месторождения.

В 1923 г. был создан Горный отдел при ВСНХ Армении и организован трест «Арммедь», в задачу которых входило, в первую очередь восстановление старых рудников и отыскание новых месторождений полезных ископаемых.

Горный отдел начал свои работы с исследования месторождений хромистого железняка в бассейне оз. Севан и полиметаллических месторождений Айоцдзора (Даралагеза) под руководством С. Е. Айвазяна. Работы по изучению полиметаллических месторождений в Айоцдзоре были продолжены в 1927—1928 гг. В. Н. Котляром и А. В. Кржечковским, на основании которых были составлены крупномасштабные геологические карты восточной и западной частей Айоцдзора.

В 1924—1926 гг. под руководством В. Г. Грушевого проводились работы в Алавердском и Зангезурском рудных районах, в результате которых была составлена крупномасштабная геологическая карта Алавердского меднорудного района. В результате изучения Мегринского и Кафанского районов были выделены наиболее перспективные медно-молибденовые месторождения — Каджаранское и Агаракское.

В задачу треста «Арммедь» входило восстановление Алавердского и Кафанского рудников, эксплуатировавшихся до революции французскими концессионерами и пришедших в полный упадок в период гражданской войны. Вскоре Алавердский и Кафанский рудники были восстановлены и дали первый металл молодой республике.

В 1935 г. под руководством О. Т. Карапетяна при СНК Армении был организован Институт геологических наук, который в 1936 г. был переведен в систему Армянского филиала АН СССР.

В эти же годы было начато петрографическое изучение магматических пород, главным образом интрузивов рудоносных районов. Петрография отдельных районов республики освещается в трудах К. Н. Паффенгольца, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, А. Л. Додина, И. В. Барканова, О. Т. Карапетяна, А. С. Гинзберга, А. В. Кржечковского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, П. И. Лебедева, В. Н. Лодочникова, А. Г. Бетехтина, П. П. Гамбаряна, А. Н. Соловкина, И. Н. Ситковского, Г. М. Смирнова, А. Н. Заварицкого и др.

В 1934 г. А. С. Гинзбергом была составлена первая сводная работа по петрографии магматических пород Армении. В 1936 г. под руководством А. П. Герасимова коллективом геологов была составлена монография «Интрузивы Закавказья». В 40-е годы детальное петрографическое исследование проводилось на Мегринском плутоне (С. А. Мовсесян, М. А. Литвин, А. В. Каждан, Ю. А. Арапов, А. И. Адамян), изучались щелочные породы Памбака (В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян), гипербазиты и базиты в районе оз. Севан (Т. Ш. Татевосян и Т. А. Аревшатян).

Результаты петрографических исследований, проведенных до 1960 г., обобщены в двух томах многотомника «Геология Армянской ССР». Имеются также опубликованные труды по интрузивам (С. А. Мовсесян,

С. И. Баласанян, А. И. Адамян, Э. Г. Малхасян, С. Б. Абовян) и эффузивам (К. Г. Ширинян, А. П. Лебедев и Э. Г. Малхасян).

В 1925—1926 гг. на территории республики под руководством В. Ф. Захарова были начаты планомерные гидрогеологические работы, главным образом в пределах Араратской равнины. С. 1927 по 1931 г. гидрогеологические исследования проводились экспедицией АН СССР под руководством Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в районе горы Арагац, в бассейне оз. Севан и на западных склонах Гегамского хребта. В период 1930—1940 гг. детальные гидрогеологические работы проводились Г. Г. Оганезовым. Большие работы по изучению гидрогеологии проводил А. П. Демехин, давший оценку минеральных источников Арзни, Джермук, Анкаван (Мисхана) и др.

Геофизические работы на территории Армянской ССР впервые были проведены в 1926 г. на Катар-Кавартском медном месторождении. Начиная с 1946 г., планомерное изучение физических полей Армении проводили ИГН АН Армянской ССР, Управление геологии СМ Армянской ССР, «Азнефтеразведка», ВИРГ и другие организации.

В послевоенные годы широко развернулись работы по изучению рудных полезных ископаемых, стратиграфии, тектоники, петрографии, литологии, гидрогеологии, осуществляемые Институтом геологических наук АН Армянской ССР и Ереванским государственным университетом (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, А. А. Габриелян, В. П. Асратян, А. Е. Кочарян, А. Т. Асланян, А. И. Адамян, В. А. Аветисян, А. П. Демехин, Н. И. Долуханова, С. И. Баласанян и др.).

Новый размах получили также геологоразведочные и поисковые работы после организации в 1938 г. Армянского геологического управления. Вскоре за сравнительно короткое время был разведан и сдан в эксплуатацию ряд месторождений металлических полезных ископаемых, химического сырья и каменных строительных материалов. Наряду с этим в широких масштабах проводились также поисково-геологосъемочные и тематические работы.

В 1948 г. К. Н. Паффенгольцем была завершена геологическая съемка территории Армянской ССР, начатая им в 1923 г. К настоящему времени свыше 60% территории республики закартировано в крупном масштабе (Г. М. Акопян, В. М. Амарян, П. И. Бартикян, А. Т. Вегуни, Ж. М. Григорян, А. А. Гюрджян, П. Л. Епремян, С. Р. Крайнов, С. В. Мартиросян, А. Г. Мидян, К. А. Мкртчян, Г. Б. Петросян, Г. Г. Саакян, П. Ф. Сопко, Г. Т. Тер-Месропян, А. А. Халатян, Г. А. Чубарян, В. О. Яникян и другие под общим руководством А. Т. Асланяна). В результате этих работ были составлены крупномасштабные, геологические, геоморфологические, гидрогеологические, металлогенические, геофизические и другие карты, уточнены некоторые вопросы стратиграфии, выявлены перспективные в отношении рудоносности площади, произведено геолого-экономическое районирование территории республики. На территории Армянской ССР выделено 14 таких районов.

Из сводных работ следует указать на тектоническую карту Армянской ССР среднего масштаба, составленную А. А. Габриеляном и др.

За последние 10 лет в республике были изданы и подготавливаются к изданию сводные работы по различным отраслям геологии Армении.

В 1958 г. была издана книга А. Т. Асланяна «Региональная геология Армении», в которой обобщены результаты личных исследований автора и литературные материалы по геологии Армянской ССР и сопредельных с нею областей Грузии, Азербайджана, Ирана и Турции. В работе А. А. Габриеляна «Основные вопросы тектоники Армении» (1959) приводится характеристика тектонических комплексов Армении

и прилежащих частей Малого Кавказа, выделенных по принципу возраста складчатости, освещены вопросы интрузивного магматизма, тектоники и сейсмотектоники и геотектонического развития Малого Кавказа. В 1959 г. Академией наук Армянской ССР была издана книга К. Н. Паффенгольца «Геологический очерк Кавказа», которая является первой сводкой по геологии всего Кавказа.

С 1960 г. Институт геологических наук АН Армянской ССР приступил к составлению многотомника «Геология Армянской ССР». К настоящему времени вышли тома: «Геоморфология», «Стратиграфия», «Петрография», «Металлические полезные ископаемые» и «Неметаллические полезные ископаемые».

В 1967 г. издана сводная работа С. И. Баласаняна «Основные черты магматизма Армении».

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И КРАТКАЯ ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Армянская Советская Социалистическая Республика расположена на юге Закавказья; территория ее 29,8 тыс. *км*², на севере она граничит с Грузинской ССР, на востоке и юго-западе с Азербайджанской ССР, на западе и юге с Турцией и Ираном (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения территории Армянской ССР

Армянская ССР — горная страна, занимающая северо-восточную часть Армянского нагорья. Около 90% поверхности находится на высоте более 1000 *м* над уровнем моря. Наивысшая точка территории республики — гора Арагац — достигает 4095 *м*, а самая низкая (на юго-востоке) — 390 *м*.

Рельеф. Поверхность Армянской ССР представляет сложное сочетание складчатых, складчато-глыбовых и вулканических гор, лавовых плато, межгорных аллювиальных и озерных котловин, узких и глубоких речных долин. Средняя абсолютная высота страны равна 1700 *м*, высотные отметки колеблются от 390 (у с. Мегри) до 4095 *м* над уровнем моря (гора Арагац). На северо-востоке и юге Армянской ССР находятся области складчатых и складчато-глыбовых гор, а между ними протягивается область вулканических нагорий, состоящих из щитовидных вулканических массивов, окаймленных лавовыми и туфовыми плато (Арагац, Джавахетское и Карабахское нагорья, Гегамский и Варденисский хребты).

1. *Северо-восточная краевая зона горных хребтов.* Горные хребты этой зоны входят в систему центральной части Малого Кавказа, характеризующейся среднегорным рельефом, глубоко расчлененным речными долинами. Суммарная длина хребтов около 1500 *км*.

Самым северным является хребет Сомхетских гор, представляющий собой группу отдельных массивов, с главнейшими вершинами — Лалвар — 2545 *м*, Леджан — 2530 *м* и Лок — 2144 *м*. К югу от Сомхетских гор тянется отделенный Лорийской равниной Базумский хребет с небольшими вершинами Базумсар — 2799 *м*, Гаджера — 2769 *м*, Кошадаг — 2769 *м*. Его западная часть называется Гогаранским хребтом (вершина Урасар — 2992 *м*), средняя — хребет Чкнах (вершина Базумтар — 2801 *м*). К востоку Базумский хребет переходит в Халабский хребет с наивысшей вершиной Халаб — 3017 *м* и далее в Иджеванский хребет с одноименной вершиной высотой 2543 *м*. Хребет Гугарац прослеживается между долинами рек Дебед и Агстев, в его центральной части ответвляется хребет Воскепар. Хребет Папакар с одноименной

вершиной расположен на границе Армянской ССР, Грузинской ССР и Азербайджанской ССР. К югу и западу от Базумского хребта, параллельно ему протягивается Ширакский хребет с вершиной Цуласар.

Следующей наиболее крупной морфологической единицей Малого Кавказа является Памбакский хребет (вершины Тежлер 3101 *м* и Маймех 3082 *м*), служащий водоразделом бассейнов рр. Куры и Аракса. Хребет простирается почти в широтном направлении от Джаджурского перевала до оз. Севан, где сочленяется с Севанским хребтом. В средней части Памбакского хребта на юго-восток отходит хребет Цахкуняц (Мисханский) с вершиной Цахкуняц. На юго-востоке Памбакский хребет переходит в хребет Арегуни и далее в Севанский, заканчивающийся горой Иналдаг (3378 *м*). Оба хребта простираются вдоль северо-восточного берега оз. Севан. Начиная от вершины Иналдаг в субмеридиональном направлении протягивается Восточно-Севанский хребет. В северо-западном направлении от вершины Кашатаг (Севанский хребет) отходит Мургузский хребет с вершиной Мургуз (2993 *м*). От Мургузского хребта, почти перпендикулярно к нему, отходит ряд эрозионных отрогов, являющихся водоразделами рек Агстев, Ахум, Тавуш и Хндзорут.

2. *Зона вулканических нагорий и плато.* Зона, простирающаяся от Ахалкалакского нагорья на севере до Карабахского на юго-востоке, характеризуется широким развитием волнистых плато, котловин и плоскогорий. Суммарная протяженность всех нагорий и плато составляет около 740 *км*. На северо-западе в меридиональном направлении вытянуты два параллельных хребта — Джавахетский (Кечутский, Мокрые горы) с вершиной Легли (3157 *м*) и Гукасянский (Агбабинский — Ашоцкий) с вершиной Гукасян (3045 *м*). Между этими хребтами расположена Верхнеахурянская котловина, к югу от нее — Амасийская котловина. Чалдырский хребет служит границей между Армянской ССР и Грузинской ССР. Крупнейшим горным массивом здесь является Арагац с четырьмя скалистыми вершинами, наивысшая из которых (северная) достигает 4095 *м*. Северо-восточнее массива Арагац, между ним и Цахкуняцким хребтом расположена Апаранская котловина. В междуречье Касах и Раздан находится лавовое Егвардское плато, в северной части которого возвышается потухший вулкан Араилер (2577 *м*). К востоку от Егвардской равнины расположен Гегамский вулканический массив с вершинами Спитаксар (3560 *м*), Севсар (3239 *м*), Аждаак (3598 *м*), Гехасар (3454 *м*) и др. Юго-восточный отрог Гегамского нагорья огибает с юго-запада оз. Севан и далее к востоку переходит в подобное же Варденисское нагорье с вершинами Варденис (3520 *м*), Каркатар (Кара-кая) и др. К северо-востоку от Гегамского нагорья расположена огромная впадина — Севанская нагорная котловина, бо́льшая часть которой занята оз. Севан, расположенным на высоте 1902 *м* над уровнем моря. Непосредственным продолжением Варденисского нагорья к юго-востоку является Карабахское нагорье, в пределах Армянской ССР известное под названием Сюникского. На его поверхности разбросаны группы вулканов Цхук (Кзыл-Богаз — 3594 *м*), Мец-Ишханасар (3552 *м*) и др.

3. *Зона складчатых глыб южной части Армянской ССР.* Зона сложена складчато-глыбовыми хребтами, сильно изрезанными речными долинами. Самый высокий хребет — Зангезурский, поднимается на 3000—3300 *м* над Среднеараксинской котловиной. На севере хребет начинается у Воротанского перевала и между селениями Ордубад и Мегри круто обрывается к р. Аракс. Главнейшими его вершинами являются Капутджух (3906 *м*), Паракан (Яглу-дара), Тассар (Казан) и др. От Зангезурского хребта отходит много отрогов, среди которых важней-

шими являются Баргушатский с вершиной Арамазд (3392 *м*) и Айоцдзорский (Даралагезский) с вершиной Гоги (3120 *м*); последний является водоразделом между бассейнами рек Арпа и Нахичеванчай. Южнее Баргушатского хребта, почти параллельно ему, проходит Мегринский хребет, дающий к югу ряд отрогов эрозионного происхождения. К юго-западу от Гегамского нагорья отходит ряд небольших хребтов, наиболее крупными из которых являются Ераносский и Урцский.

4. *Среднеараксинская и Куринская впадины.* Между Армянским хребтом (Агридаг), массивом Арагац, Гегамским нагорьем и Зангезурским хребтом расположена среднеараксинская межгорная впадина, северо-западная часть которой носит название Араратской равнины. К Куринской депрессии примыкает крайняя северо-восточная часть территории Армянской ССР.

Гидрография. Гидрографическая сеть Армянской ССР относится к бассейнам двух рек — Аракса и Куры — и насчитывает более 215 рек. Все они несут свои воды в Каспийское море. Главнейшим водоразделом служит Памбакский хребет и его отроги.

Бассейн р. Аракс в пределах республики занимает 22 790 *км*^{2}, или 76,5%, территории с речной сетью протяженностью 8700 *км*; бассейн Куры — 7010 *км*^{2}, или 23,5%, с речной сетью в 4400 *км*. Густота речной сети республики составляет 0,44 *км* на 1 *км*^{2}.

Наибольшего развития гидрографическая сеть достигает в высокогорных районах; со снижением высоты густота речной сети уменьшается и в Араратской равнине достигает минимума.

Реки Армянской ССР горные, непригодные для судоходства. В условиях горного рельефа они разработали глубокие, узкие ущелья, переходящие в сравнительно широкие долины. Русла большинства рек каменистые и имеют ступенчатый продольный профиль. Источниками питания рек служат талые, дождевые и подземные воды. Вследствие быстрого течения реки почти не замерзают. На большинстве рек максимальные паводки наблюдаются в мае, вторичное повышение уровня в сентябре — октябре. Минимальные уровни воды наблюдаются зимой и летом.

Сток рек Армянской ССР строго подчинен вертикальной зональности и в среднем составляет около 300 *мм/год* (9,5 *л/сек·км*^{2}). Наиболее обилен водой район Джавахетского хребта в верховьях бассейна р. Дзорагет, где норма стока составляет 700 *мм/год*, или в переводе на модуль стока 25 *л/сек·км*^{2}. Самой низкой водоносностью отличается долина среднего течения р. Аракс, где норма стока снижается до 45 *мм/год* (1,5 *л/сек·км*^{2}).

Бассейн реки Аракс. Река Аракс самая многоводная в Армянской ССР (истоки ее находятся в Турции), протекает по республике лишь в среднем своем течении на протяжении 155 *км* и служит государственной границей с Турцией и Ираном (рис. 2). Аракс относится к типу рек с тало-ливневым режимом. Расход воды достигает максимума в мае (555 *м*^{3}*/сек*), после чего начинается снижение дебита до минимума в августе — сентябре (63,1 *м*^{3}*/сек*). Аракс одна из наиболее мутных рек мира.

Крупным притоком р. Аракс является р. Ахурян, берущая начало из оз. Арпилич (сейчас водохранилище). Длина реки 205 *км*, площадь водосбора 9670 *км*^{2}. Второй приток — р. Севджур, вытекает из оз. Айгерлич. Это единственная равнинная река получает питание за счет подземных вод. Река многоводная с медленным течением, длина ее 26 *км*. Река Арпа — левый приток р. Аракс, протяженностью 126 *км*, берет начало в северной части Карабахского нагорья, впадает в р. Аракс на территории Начихеванской АССР, но большей частью протекает

в пределах Армянской ССР. Для сохранения вод оз. Севан намечается переброска в него части вод бассейна р. Арпа. Река Вохчи — левый приток р. Аракс, берет начало на восточных склонах Зангезурского хребта. Длина ее 86 *км*, питание тало-ливневое и отчасти родниковое.

Река Воротан протекает в южной части Армянской ССР, берет начало на склонах Карабахского и Зангезурского хребтов и впадает в р. Аракс; длина ее 179 *км*, площадь водосбора 5540 *км*^{2}. Русло реки имеет ступенчатый продольный профиль. Питание реки смешанное, причем грунтовое составляет около 40%.

Севанский бассейн. Сток Севанского бассейна относится к реке Аракс, с которой он соединен р. Раздан. В оз. Севан впадает 35 рек,

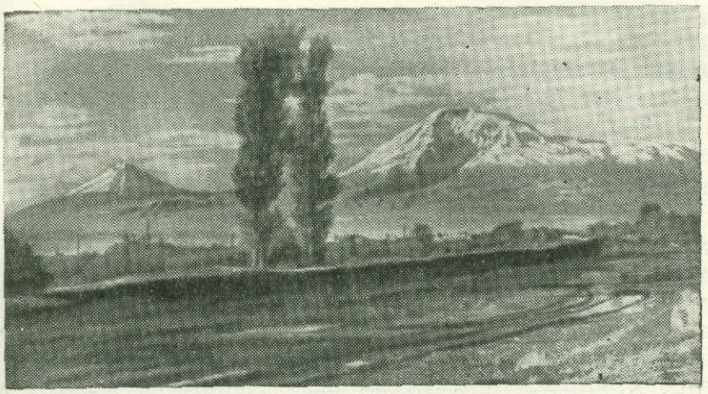


Рис. 2. Долина р. Аракса. Фото А. Бадаляна

10242
20885

питающихся за счет тало-ливневых и грунтовых вод. Река Раздан берет начало в северо-западной части оз. Севан и впадает в р. Аракс на расстоянии 629 *км* от ее устья. Длина реки 146 *км*. Площадь водосбора составляет 2560 *км*^{2}, а оз. Севан с бассейном 7310 *км*^{2}. Водный режим р. Раздан характеризуется весенне-летними половодьями (с апреля по июнь) и продолжительной меженью. Питание реки смешанное — озерное, грунтовое, дождевое и снеговое.

Бассейн реки Куры. В северной и северо-восточной частях республики протекают р. Дебед с притоками Памбак и Дзорагет, реки Агстев, Ахум, Тавуш и другие, являющиеся притоками р. Куры. Все они берут начало на высоте более 2500 *м* и впадают в р. Куру вне пределов республики.

На территории Армянской ССР озер мало. Большей частью они высокогорные и, за исключением оз. Севан, небольшие.

Озеро Севан расположено в тектонической впадине, окруженной горными хребтами, возвышающимися над зеркалом воды на 500—1500 *м*. Озеро находится на высоте 1902 *м* и разделено на два водоема: Большой Севан с водной поверхностью 1032 *км*^{2} и Малый Севан — 384 *км*^{2}; до спуска (до 1933 г.) озеро содержало 58,4 млрд. *м*^{3} пресной воды. Для хозяйства республики имеет значение также оз. Арпи, превращенное в настоящее время в водохранилище, регулирующее сток р. Ахурян.

Грунтовые воды в котловинах находятся на небольшой глубине, а в отдельных местах выступают на поверхность в виде родников.

Армения богата многочисленными выходами родников с водой высокого питьевого качества, а также минеральными источниками. Последние чрезвычайно разнообразны по температуре, химическому соста-

ву и дебиту. Большинство из них обладает лечебными свойствами (Арзни, Джермук, Дилижан, Анкаван и др.).

Климат. Сложный горный рельеф и большие различия высот определяют исключительное многообразие и четкую вертикальную зональность климата Армянской ССР.

В формировании климата значительную роль играют общая приподнятость страны, защищенность горными хребтами, близость Черного и Каспийского морей и засушливых Иранского и Мало-Азиатского плоскогорий. Армянская ССР исключительно богата солнечной энергией, количество которой в разные времена года изменяется в пределах от 230 (декабрь) до 598 (июнь) *кал/см*^{2}. В целом для республики среднегодовая продолжительность солнечного сияния составляет 2500 *ч.*

Большое влияние на климат оказывают воздушные массы умеренного, тропического и арктического типов. Воздушные массы умеренных широт являются основным источником влаги. От вторжения наиболее холодного арктического воздуха Армянская ССР защищена Кавказским хребтом. Вторжение тропических масс воздуха наблюдается в течение всего года.

В Армении наблюдается сезонная смена ветров вследствие неравномерного нагрева Армянского нагорья и близости Черного и Каспийского морей. Летом преобладают ветры с Черного и Каспийского морей, а зимой с нагорья. В высокогорных районах сила ветра достигает максимума зимой, а в низменных районах — летом.

Зима в пределах Армянской ССР сравнительно холодная. Среднемесячная температура воздуха в январе колеблется от 1 до —13°, а абсолютный минимум от —16 до —42°. Зимой в высокогорных районах часты метели и снегопады.

Весна влажная, неустойчивая.

Лето в Араратской котловине и предгорных районах начинается обычно во вторую декаду мая и кончается в первую декаду октября, в среднегорных районах соответственно в начале июня и первой декаде сентября, а в высокогорных районах в первой декаде июня и второй декаде августа. Среднемесячная температура воздуха в июле — августе 10—26°, абсолютный максимум от 20 до 41°. Осень в различных частях республики длится от второй половины августа до второй половины декабря. В начале осеннего сезона преобладает солнечная сухая погода, вторая же половина осени прохладная, сравнительно влажная, со значительной изменчивостью погоды.

Армянская ССР отличается континентальным климатом. Наибольшая среднегодовая температура 1—14° (Мегри), наименьшая —2,7° (гора Арагац). Самая высокая среднемесячная температура, наблюдаемая в июле — августе, в Араратской котловине и в предгорной зоне до 26°, в среднегорной зоне до 20°, в высокогорной до 15°.

Годовая сумма атмосферных осадков 200—814 *мм.* Более 50% территории Армении получает свыше 500 *мм* осадков.

Атмосферные осадки выпадают в виде дождя, снега и града.

Во внутренних замкнутых районах осадков выпадает очень мало (на Араратской равнине 200—300 *мм*). Средние многолетние суммы осадков в республике колеблются в пределах 229 *мм* (Араздаян) и 814 *мм* (Арагац). Наибольшее количество осадков выпадает в теплой половине года, а максимум месячных сумм осадков наблюдается в мае и июне. Наибольшее число гроз наблюдается на западных склонах Джавахетского, Памбакского и Гегамского хребтов, а также на западном склоне Арагаца (до 40—72 дней в году). По числу гроз этот район занимает одно из первых мест в Союзе.

Снежный покров в Армянской ССР распределяется неравномерно. Наименьшая высота его в долине р. Аракс и на побережье оз. Севан — 20 *см* (с продолжительностью в 2—2,5 месяца), на плато высотой 1500—2500 *м* — от 50 до 100 *см* (4—4,5 месяца), на высоте 3000 *м* снежный покров достигает 2 *м* (8—9 месяцев). Выше 4000 *м* снег лежит круглый год.

Согласно климатическим делениям А. Б. Багдасаряна с увеличением высоты над уровнем моря наблюдается смена шести вертикальных природных поясов.

1. Пустынно-полупустынный пояс занимает территорию долины среднего течения р. Аракс до высоты 1200—1300 *м* и отличается сухим резко континентальным климатом.

2. Сухой горно-степной пояс расположен на высотах 1300—1700 *м* во внутренних замкнутых частях республики и до высоты 800 *м* в северо-восточной ее части. Климат пояса умеренно теплый, сухой.

3. Горно-лесной пояс расположен до высоты 2000—2300 *м* и хорошо выражен в северных и юго-восточных районах. Пояс отличается умеренно холодным климатом.

4. Нагорно-степной пояс в северной части простирается до высоты 1900 *м*, в южных районах до высоты 2200 *м*. Климат умеренно холодный, горный.

5. Альпийский пояс охватывает высокогорную часть республики до высоты 3500 *м*.

6. Горно-тундровый пояс соответствует вершинной части горных хребтов выше 3500 *м* с очень холодным климатом.

Почвенно-растительный покров. Сложность рельефа и климатических условий обусловливают большое разнообразие почвенно-растительного покрова. В Армянской ССР выделяются два основных комплекса почв, подчиненных вертикальной зональности. В северной части (бассейн р. Куры) на минимальных отметках 400—700 *м* над уровнем моря формируются каштановые почвы сухих степей. Выше следуют лесные почвы и черноземы, верхняя граница которых достигает 1900—2000 *м*. Вершинный пояс характеризуется субальпийскими коричневыми и черноземовидными почвами. В южной части республики (бассейн Аракса) на отметках до 900 *м* преобладают пустынные, а на орошаемых участках культурно-поливные почвы. На высотах до 1300—2400 *м* развиты горно-бурые, сильно каменистые, местами окультуренные, почвы. Между высотами 1300—2400 *м* распространены горно-каштановые почвы и тучные черноземы. В высокогорных районах северной и южной частей республики различия почвенных поясов сглаживаются. До 3000 *м* простираются горно-луговые коричневые почвы, а выше — до 3500 *м* — дерново-торфяные почвы альпийских лугов. В привершинном поясе имеются примитивные предлежниковые почвы.

Территория Армянской ССР расположена на стыке двух флористических провинций — Понто-Гирканской мезофильной и Иранской ксерофильной, входящих в разные флористические области земного шара. Вследствие этого республика характеризуется богатством и многообразием растительных видов. Здесь на протяжении всего нескольких десятков километров сменяют друг друга пустынно-полупустынная растительность, фригана (ксерофильные кустарниковые заросли), редколесье и леса, выше которых поднимаются горные степи, сменяемые высокогорными и альпийскими лугами.

Армянская ССР бедна лесами. Лес встречается в северо-восточных районах и частично на юге республики. Это буковые леса, имеется клен, граб, липа, дикие плодовые деревья (абс. высоты 1600—1900 *м*). На юге преобладают дуб, ясень, клен, рябина и др. В настоящее время ведутся работы по сохранению и распространению леса.

Основные экономические районы. Армянская ССР представляет собой район с развитой цветной металлургией, горной, химической и машиностроительной промышленностью. Большой удельный вес в народном хозяйстве республики имеет также промышленность строительных материалов, легкая и пищевая промышленность.

Ведущими отраслями сельского хозяйства являются: виноградарство, плодоводство, овощеводство, животноводство и отчасти табаководство и хлопководство.

В республике имеются две железнодорожные магистрали: Ереван — Тбилиси. Ереван — Баку и железная дорога Ереван — Севан.

Основная доля гидроэнергетических ресурсов республики приходится на Севан-Разданскую систему гидроэлектростанций. В настоящее время в республике действуют две мощные тепловые электроцентрали, работающие на природном газе.

Недра республики богаты полезными ископаемыми. Большое значение имеют месторождения меди, молибдена, золота, полиметаллов, железа и других металлов. Из нерудных ископаемых распространены: поваренная соль, вулканические туфы различных расцветок, пемза, перлиты, известняки, доломиты, базальты, мрамор, огнеупорные, строительные и бентонитовые глины. Большой интерес представляют огромные запасы нефелиновых сиенитов — сырья для химической и алюминиевой промышленности. Насчитывается около 400 минеральных источников, многие из которых обладают лечебными свойствами. На их базе функционируют курорты Джермук, Арзни, Дилижан, Анкаван и Севан.

Развитие производительных сил республики привело к образованию специализирующихся по определенным отраслям народного хозяйства экономических районов. Таких районов в Армянской ССР шесть (рис. 3).

В Араратской долине и вдоль р. Раздан сформировался самый мощный и сложный по отраслевой структуре Центральный экономический район, дающий около половины всей промышленной продукции республики. Район стал основным центром таких ведущих отраслей промышленности, как электротехническое машиностроение, станкостроение и приборостроение. На базе местных энергетических и сырьевых ресурсов развилась химическая, металлургическая и цементная промышленность. Развито производство пластмасс и стройматериалов, стекольная и деревообрабатывающая промышленность. Легкая промышленность представлена текстильно-трикотажными, ковроткацкими, кожевенно-обувными, хлопкоочистительными и другими предприятиями. На базе местного сельскохозяйственного сырья развито винно-коньячное и консервное производство, действуют масло-сыродельные заводы и заводы по розливу минеральных вод. Высокого уровня развития достигли виноградарство, плодоводство, овощеводство и животноводство.

На западе республики сформировался Ширакский экономический район, специализирующийся по производству стройматериалов (на базе богатейших запасов туфов, пемзы, андезито-базальтов, вулканических шлаков и др.) и продукции текстильно-трикотажной промышленности. Развиты машиностроение и металлообработка. Республиканское значение имеет пищевая (мясная, масло-сыродельная, сахарная) промышленность, базирующаяся главным образом на местном сельскохозяйственном сырье. Плодородные нагорные степи используются под зерновое земледелие с культурой пшеницы и ячменя, культивируется также сахарная свекла. В районе развито животноводство.

Зангезурский экономический район занимает юго-восточную часть республики. Здесь развита горнодобывающая (добыча и обогащение

руд цветных металлов) промышленность, являющаяся основным поставщиком медных и молибденовых руд. В районе развито животноводство с преобладанием овцеводства, зерновое хозяйство, плодоводство, табаководство, шелководство и виноделие. Действуют предприятия по переработке сельскохозяйственного сырья — мясокомбинат, консервные заводы и др.

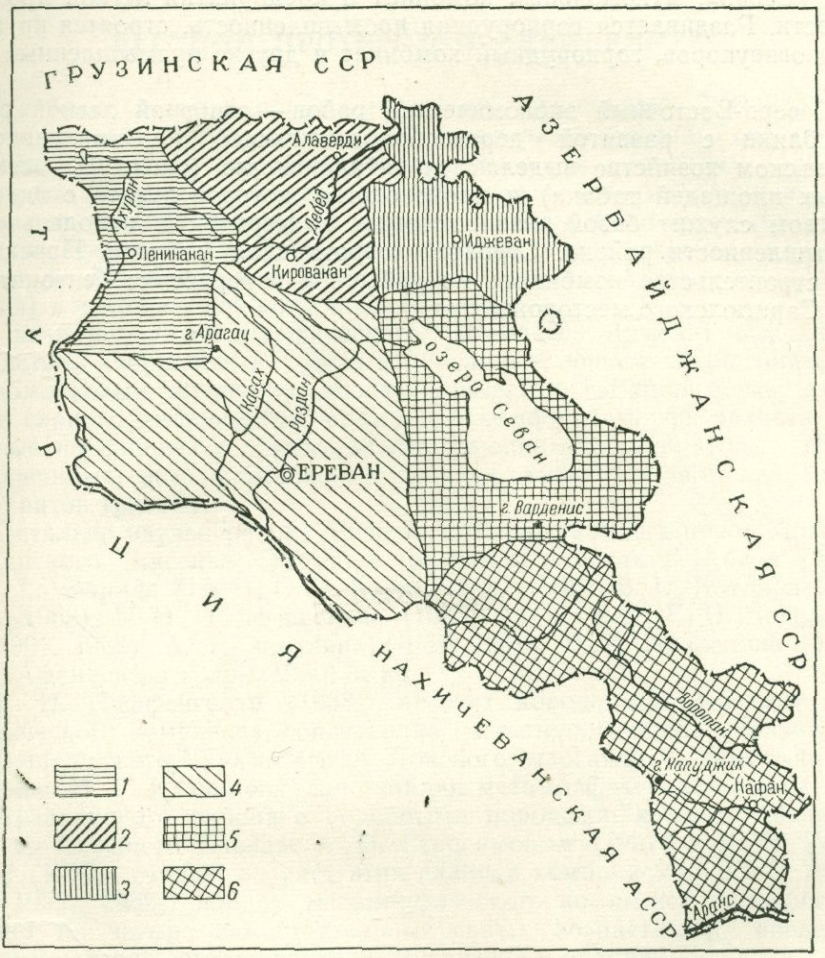


Рис. 3. Экономические районы Армянской ССР

1 — Ширакский; *2* — Лори-Памбакский; *3* — Северо-Восточный; *4* — Центральный; *5* — Севанский; *6* — Зангезурский

Лори-Памбакский экономический район возник на севере республики вдоль железнодорожной магистрали Ереван—Тбилиси. В основном это район металлургии (добыча и обогащение руд, выплавка меди) и связанной с ней химической (производство удобрений, серной, азотной, соляной кислот, аммиака и других химикатов) промышленности. Развивается машиностроение и производство различных синтетических изделий, а также стройматериалов и огнеупоров. Район располагает значительными гидроэнергоресурсами. Ведущие отрасли сельского хозяйства — племенное животноводство (на его базе крупное сыроварение и маслоделие) и земледелие (зерновые, табак и картофель).

Два других района — Севанский и Северо-Восточный — в экономическом отношении менее развиты, слабее выражена их специализация.

Севанский район участвует в экономике Армянской ССР преимущественно как район животноводческо-зерновой и табаководческий, также рыбоводческий (рыбный промысел на оз. Севан). В районе имеются заводы по производству стекловолокна, стройматериалов, кабельный, рыбоконсервные, масло-сыродельный, по розливу минеральной воды «Севан», мукомольный комбинат и предприятия легкой промышленности. Развивается горнорудная промышленность, строятся крупный завод огнеупоров, горнорудный комбинат и другие промышленные объекты.

Северо-Восточный экономический район — основной лесной район республики с развитой деревообрабатывающей промышленностью. В сельском хозяйстве выделяются табаководство (около 1/3 всех посевных площадей табака) и плодоводство, которое вместе с виноградарством служит базой развивающейся консервной и винодельческой промышленности района. Строится ковроткацкая фабрика. Проектируется строительство комбината по добыче и переработке бентонитовых глин Саригюхского месторождения.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — КЕМБРИЙ (?)

Наиболее древние породы территории Армянской ССР представлены комплексом кристаллических сланцев разнообразного состава, переслаивающихся на разных горизонтах пачками и линзами карбонатных пород и прорывающихся интрузивными массивами различного состава — от ультраосновных до кислых. Выходы кристаллических сланцев констатированы на северном склоне Мургузского хребта (Ахумский массив, на Памбакском и Цахкуняцком хребтах (Арзакан-Апаранский массив) и в Араратской котловине (рис. 4).

Среди пород метаморфического комплекса Армении выделяются слюдистые, кварцитовые, графитизированные, эпидот-кварцитовые, роговообманковые, эпидот-роговообманковые, эпидот-хлоритовые, хлоритовые сланцы, амфиболиты, мраморы и слабометаморфизованные диабазовые порфириты с преобладанием слюдистых, кварцитовых, графитизированных, роговообманковых сланцев, амфиболитов и диабазовых порфиритов (рис. 5).

Детально изучен разрез древних метаморфических пород Арзакан-Апаранского массива, который описан в работах Г. Абиха (1902), П. П. Гамбаряна (1934), О. Т. Карапетяна (1928), В. Н. Котляра (1932, 1939_1, 1958), К. Н. Паффенгольца (1938_3, 1947, 1959), Г. П. Багдасаряна (1961, 1962), А. Т. Асланяна (1947, 1958), Р. А. Аракеляна (1957), Г. Д. Афанасьева и др. (1960) и др.

К. Н. Паффенгольц (1938_3) относит породы арзаканского метаморфического комплекса, сопоставляя их с аналогичными образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов, к кембрию — докембрию. Н. Г. Казнакова, сопоставляя метаморфические сланцы Агверан-Арзаканского района с подобными породами, которые были изучены на Северном Кавказе А. П. Герасимовым (1937) и В. Н. Робинсоном (1937), считает возраст этих сланцев кембрийским. Р. А. Аракелян (1952_1, 1952_2) породы метаморфического комплекса Армении расчленяет на четыре самостоятельные свиты, возрастными пределами которых условно считает верхний протерозой и ордовик.

В детально изученном разрезе арзакан-апаранского метаморфического комплекса А. Т. Асланян (1958) выделяет три самостоятельные свиты, которые отличаются составом пород, стратиграфическим положением, степенью метаморфизма и тектоникой.

Арзаканская (нижняя) свита слагает самые нижние стратиграфические горизонты метаморфического комплекса Арзакан-Апаранского массива и представлена в основном мигматизированными, слюдистыми, кварц-слюдистыми, графитизированными и кварц-графитизированными сланцами. Слюдистые и кварц-слюдистые сланцы в районе с. Арзакан прорываются кварцевыми латитами, аплитовыми дайками и древними серыми гранитами, под влиянием которых сланцы интенсивно мигматизированы. Кроме указанных основных разновидностей сланцевых пород, в составе нижней свиты присутствуют оталькованные, серицитизированные, окварцованные разности, которые являются вторично

измененными породами и обнажаются лишь вблизи контактов интрузивных тел.

Породы нижней свиты сильно метаморфизованы, рассланцованы и изменены, они обнажаются в районах селений Арзакан, Бжни, по дорогам, ведущим из с. Ттуджур в селения Анкаван, Мравян, в ущельях

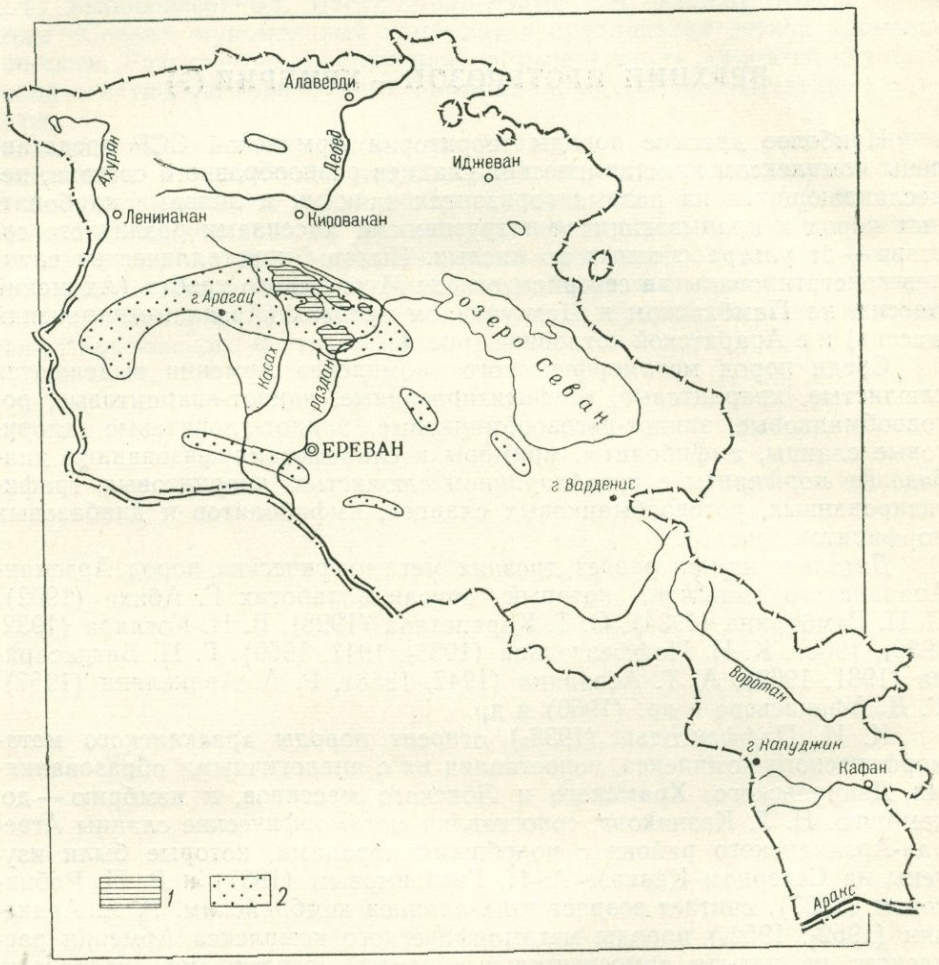


Рис. 4. Схема распространения отложений верхнего протерозоя — кембрия (?) (составил А. Т. Вегуни)

1 — выходы верхнепротерозойско-кембрийских (?) образований; *2* — верхнепротерозойско-кембрийские образования, перекрытые молодыми отложениями

Лусагюх, Меликгюх, Сараландж и др. Максимальная мощность свиты достигает 1000—1500 *м*.

Относительно полный разрез нижней свиты установлен севернее с. Бжни в ущелье Мец-дзор (снизу вверх):

1. Мигматизированные слюдяные сланцы . . . . . 475 *м*
2. Сильно измененные слюдистые и кварц-слюдистые сланцы серебристо-белого и серого цвета . . . . . 75 „
3. Темно-серые и черные, графитизированные сланцы . . . . . до 100 „
4. Светло-серые, слюдистые и кварц-слюдистые сланцы . . . . . 70 „

5. Мелкозернистые, волокнистые, серые, кварц-слюдистые сланцы с небольшими линзами и многочисленными пологими прожилками кварца . . . 120 *м*
6. Светло-серые и зеленоватые, слаборассланцованные, кварц-слюдяные сланцы . . . . . 110 „
7. Темно-серые, плотные, массивные сланцы . . . . . 50 „
8. Темно-серые, мелкозернистые, плотные, слаботалькованные сланцы . 25 „
9. Плотные, окварцованные, мелкозернистые, кварц-слюдяные сланцы серовато-белого цвета . . . . . 70 „
10. Темно-серые, почти черные слюдистые, крупнокристаллические сланцы 75 „
11. *Серые, слаборассланцованные, частично ожелезненные породы* . . 100 „

Азимут падения свиты СЗ 300, угол падения 45—55°.

Различные горизонты этого разреза трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются верхнемеловыми красно-бурыми мергелистыми известняками.

Породы нижней свиты Арзакан-*Апаранского массива слагают несколько* брахиантиклинальных структур (Арзаканскую, Ттуджурскую, Меликгюхскую и др.), протягивающихся с юго-запада на северо-восток.

Породы нижней свиты метаморфического комплекса имеют довольно пестрый состав и отличаются наличием постепенных переходов от одной разновидности к другой. Наибольшим развитием среди них пользуются слюдяные и кварц-слюдяные мигматиты и графитовые сланцы.

Мигматиты представлены желтовато-бурыми и серыми породами, имеющими бластогранитовую-гранобластовую структуру. *Минералогический состав* породы — плагиоклаз, решетчатый микроклин, кварц, биотит и акцессорные минералы — апатит, магнетит. Под воздействием катаклаза в породе образовались участки с гранобластовой структурой, состоящие из изометричных зерен кварца, полевого шпата и, реже, биотита. Обычно эти зерна образуют мономинеральные скопления. Участки с гранобластовой структурой состоят из крупных зерен микроклина, плагиоклаза и даже отдельных включений исходной породы с гранитовой структурой.

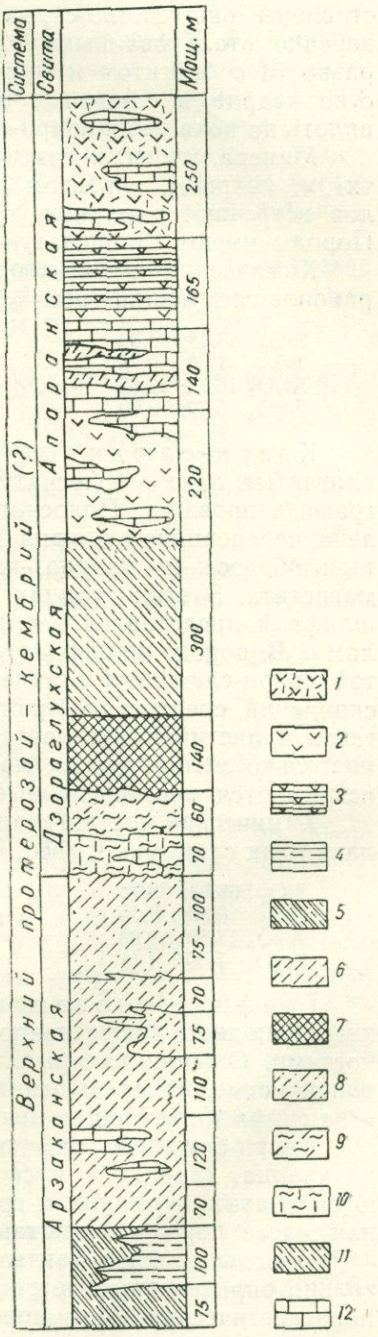


Рис. 5. Сводный стратиграфический разрез верхнепротерозойско-кембрийских (?) отложений (составил А. Е. Назарян)

1 — диабаз-порфиритовые туфы и туфобрекчии с линзами мраморов; *2* — рассланцованные диабаз-порфириты; *3* — эпидотизированные породы; *4* — графитизированные породы; *5* — слюдяные сланцы; *6* — кварц-слюдяные сланцы; *7* — роговообманковые сланцы; *8* — сланцы; *9* — кварц-хлоритовые сланцы; *10* — кварц-эпидотовые сланцы; *11* — амфиболиты; *12* — мраморы

Химический состав мигматитов в районах Арзакан и Бжни следующий (вес. %):

SiO_2	72,59; 73,15	FeO	3,57; 3,49	K_2O	3,73; 3,55
TiO_2	0,31; 0,27	MgO	1,41; 1,29	П.п.п.	0,13; 0,17
Al_2O_3	12,73; 12,85	CaO	1,90; 1,74	H_2O	0,10; 0,23
Fe_2O_3	0,73; 0,71	Na_2O	2,36; 2,41	Сумма	99,56; 99,86

Слюдяные сланцы широко распространены в Арзакан-Апаранском массиве и являются наиболее метаморфизованными, рассланцованными и измененными среди древних пород этого массива. Представлены они светло-серыми, желтовато-серыми, часто заохренными, нередко оталькованными слюдистыми разностями; часто встречаются разности с биотитом и мусковитом или только с мусковитом. Количество кварца в слюдяных сланцах колеблется в широких пределах вплоть до появления кварц-слюдяных разностей.

Минералогически слюдяные сланцы представлены мусковитом, биотитом, кварцем, альбитом и реже хлоритом. Из акцессорных минералов встречаются циркон, турмалин, рутил, а из рудных — магнетит. Породы имеют сланцеватую, нередко волокнистосланцеватую текстуру.

Химический состав слюдяных сланцев Арзаканского и Апаранского районов следующий (вес. %):

SiO_2	53,38; 69,30	FeO	6,24; 1,15	K_2O	4,80 1,91
TiO_2	1,30; 0,78	MgO	6,20; 2,41	П.п.п.	2,40 3,15
Al_2O_3	16,12; 12,62	CaO	1,77; 1,21	H_2O	0,24 0,44
Fe_2O_3	5,79; 3,90	Na_2O	0,62; 3,17	Сумма	98,86 100,04

Кварц-слюдяные сланцы обычно слабо рассланцованы, плитчатые, имеют полосчатую текстуру и по плоскостям сланцеватости графитизированы. Полосчатая структура породы, вероятно, обусловлена чередованием кварца и других минералов. Порода состоит главным образом из кварца, частично альбита, мусковита, андалузита и магнетита. В этих сланцах кварц слагает бóльшую часть поверхности шлифа и представлен неправильными и частично округлыми кристаллами. В породе наблюдается сильное ожелезнение. Характерной чертой кварц-слюдяных сланцев является наличие полос и неправильных скоплений, среди гранобластовой массы кварца, мелкочешуйчатых агрегатов и листиков мусковита и биотита. В шлифах чешуйки мусковита настолько мелки, что их можно принять за серицит. Среди сланцев встречаются многочисленные жилы, гнезда и линзы белого кварца.

Химический состав кварц-слюдяных сланцев районов Бжни и Моллакишлак следующий (вес. %):

SiO_2	68,93; 66,08	FeO	0,71; 4,37	K_2O	4,40; 3,00
TiO_2	0,30; 0,49	MgO	3,01; 1,72	П.п.п.	2,52; 3,32
Al_2O_3	17,50; 18,89	CaO	0,56; Следы	H_2O	0,10; 0,10
Fe_2O_3	1,59; 1,11	Na_2O	0,04; 0,87	Сумма	99,66; 99,95

Графитизированные сланцы представлены графитовыми, кварц-слюдисто-графитизированными и кварц-графитизированными разностями. Они темно-серые, черные, волокнистосланцевые и узловато-волокнистые, со стальным блеском, причем в зависимости от количества графита цвет пород меняется от серого до черного.

Кварц-слюдисто-графитизированные сланцы состоят в основном, из кварца, хлорита и мусковита. Из акцессорных минералов встречаются апатит, турмалин и гранат. В шлифах хорошо видно, что основная масса породы пропитана тонкодисперсной пылью графита.

Породы нижней свиты метаморфического комплекса имеют довольно определенный петрографический состав и представляют единую парагенетическую формацию, образовавшуюся из первичных осадоч-

ных пород под действием регионального метаморфизма. Они макроскопически хорошо отличимы от других метаморфических толщ и встречаются в разрезах древнего комплекса всех массивов Малого Кавказа.

Дзораглухская (средняя) свита. Породы этой свиты, описанной в ранних работах А. Т. Асланяна под названием мисханской, в районе Арзакан-Апаранского массива имеют значительное распространение. Они обнажаются в районах селений Арзакан, Мравян, Дзораглух, Чкнах, Анкаван; мелкие выходы их установлены также в районах селений Кабахлу, Корчлу, Мармарик, Атарбекян, г. Раздана и др.

На указанных участках породы арзаканской (нижней) свиты трансгрессивно перекрываются свитой сланцев, представленных в основном однообразными зеленовато-серыми и темно-серыми роговообманковыми сланцами и типичными амфиболитами с подчиненными им линзами белых и розоватых мраморов. В низах свиты, на отдельных участках встречаются хлоритовые и эпидот-роговообманковые сланцы, имеющие незначительную мощность и распространение, причем хлоритовые сланцы переходят местами в роговообманковые, а эпидот-роговообманковые в тяжелые амфиболовые сланцы.

Полный разрез средней свиты метаморфического комплекса Арзакан-Апаранского массива отмечен на восточном склоне горы Узунгюней, севернее с. Арзакан и в Апаранском районе в 2 *км* к северу от с. Ттуджур.

Разрез средней свиты в районе с. Арзакан представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Серые и светло-серые, кварц-хлоритовые сланцы с линзами и включениями кварца и белых мелкокристаллических мраморов	70 *м*
2. Зеленоватые, кварц-эпидотовые (в низах), частично хлоритовые сланцы	60 „
3. Темно-серые, роговообманковые сланцы	140 „
4. Амфиболиты	300 „

Средняя свита по всей мощности пронизана диабазовыми дайками и кварцевыми жилами и перекрывается вулканогенными породами миоплиоцена.

Восходящий разрез дзораглухской свиты в районе с. Ттуджур следующий:

1. Хлоритовые и хлорит-эпидотовые, зеленовато-серые сланцы	15 *м*
2. Эпидот-роговообманковые и слюдистые сланцы	50 „
3. Темно-серые, роговообманковые сланцы	50 „
4. Темные и темно-зеленые амфиболиты	400 „

Этот разрез прорван интрузиями лейкократовых гранитов, кварцевых диоритов, штокообразными телами основных пород, многочисленными диабазовыми дайками и включает кварцевые жилы.

Сопоставление двух описанных разрезов дзораглухской свиты показывает, что они являются аналогичными и в основном представлены роговообманковыми сланцами и типичными амфиболитами, которые соответствуют средней свите того же комплекса Арзакан-Апаранского кристаллического массива. Кроме общих черт, эти разрезы имеют и отличительные признаки. В Апаранском районе в большинстве разрезов дзораглухская (средняя) свита залегает непосредственно над графитизированными сланцами арзаканской свиты, а в районе Арзакана она налегает на слюдяные и кварц-слюдяные сланцы, перекрывающие графитизированные сланцы.

Петрографический состав пород средней свиты довольно разнообразен. Преобладают амфиболиты, а также роговообманковые и эпидот-роговообманковые сланцы с линзами белого мрамора. В низах свиты, в отдельных разрезах встречаются некоторые разновидности хлоритовых сланцев с линзами доломитов и магнетитовых сланцев.

Амфиболиты — макроскопически темно-серые, черные и темно-зеленые породы со сланцеватой текстурой. Под микроскопом структура породы кристаллобластовая, нередко встречается порфиробластовая, гетеробластовая и гомеобластовая. Главными минералами породы являются роговая обманка, плагиоклаз, реже эпидот, цоизит, хлорит и карбонат. Плагиоклаз выражен обычно андезином (№ 32—38). Эпидот присутствует в количестве до 30%, а в некоторых шлифах количество эпидота доходит до 50%, в таких случаях порода переходит из амфиболита в роговообманково-эпидотовые сланцы или эпидотовые амфиболиты, которые широко развиты близ лейкократовых гранитов. Среди амфиболитовых пород часто встречается мономинеральный сланец, который состоит из тонкопризматических индивидов полущелочной роговой обманки, субпараллельная ориентировка которых создает сланцеватую текстуру. В амфиболовых сланцах нередко наблюдаются преобразования роговой обманки в хлорит и тогда амфиболовые сланцы переходят в хлоритовые, являющиеся фации амфиболитов.

Амфиболовые сланцы образовались в результате регионального метаморфизма вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород основного состава. Это доказывает их минералогический состав, постепенный переход в нижележащие роговообманковые породы, а также наличие в них линз мрамора, хлоритовых и роговообманковых сланцев, указывающих на наличие в разрезе туфогенных и карбонатных осадков. Не исключена возможность, что часть амфиболовых сланцев образовалась также за счет метаморфизма габброидных интрузий. Это доказывается их морфологией, постепенным переходом в массивную породу интрузии и во вмещающие метаморфические породы.

Химический состав амфиболитов, образовавшихся путем метаморфизма габброидных интрузий следующий (вес. %):

SiO_2	43,98	FeO	11,48	K_2O	0,25
TiO_2	0,78	MgO	12,62	П. п. п.	2,85
Al_2O_3	13,86	CaO	10,22	H_2O	0,35
Fe_2O_3	0,54	Na_2O	2,50	Сумма	99,43

Роговообманковые сланцы имеют значительное распространение в дзораглухской свите и отчетливо выделяются среди других метаморфических пород своим темно-зеленым цветом. Вместе с амфиболовыми сланцами они преобладают в средней свите метаморфического комплекса. Микроскопически роговообманковые сланцы имеют полнокристаллическое или среднекристаллическое строение со сноповидной структурой. Текстура полосчатая или слоистая. Главнейшими породообразующими минералами являются: роговая обманка (почти 90%), актинолит, плагиоклаз, эпидот и хлорит. Из рудных минералов нередко встречаются магнетит, апатит и бурые налеты железистых растворов. Роговая обманка представлена удлиненными призмами или тонкими иглами. Актинолит отличается от роговой обманки более слабой окраской синевато-зеленого цвета. Плагиоклаз представлен сильно разрушенными, плохо сохранившимися кристаллами.

Эпидот-роговообманковые сланцы имеют незначительное распространение и являются фацией амфиболитов. Макроскопически это темные с зеленоватым оттенком породы со сланцеватой, нередко массивной текстурой. Структура породы обычно гранобластовая, встречаются разности порфиробластовой структуры. Породообразующими минералами эпидот-роговообманковых сланцев являются роговая обманка, кислые или средние плагиоклазы и эпидот. Из других минеральных компонентов часто присутствуют сфен, титаномагнетит и апатит.

Хлоритовые сланцы имеют незначительное распространение. Макроскопически характеризуются зеленоватой окраской, отчетливой сланцеватостью и нередко отальковванием, причем некоторые разновидности породы являются переходными между роговообманковыми сланцами и амфиболитами. В их минералогическом составе, кроме хлорита, присутствуют апатит, рудный минерал, карбонат, эпидот и железистый минерал. В районе с. Арзакан, кроме хлоритовых сланцев, встречаются кварц-хлоритовые, хлорит-эпидотовые и хлорит-роговообманковые сланцы.

В составе пород описываемой свиты наблюдаются хлоритовые сланцы, которые образовались под действием регионального метаморфизма из глинистых осадочных пород с примесью туфогенного материала основного состава или туффитов и туфопесчаников того же состава, и хлоритовые сланцы, образовавшиеся при контактовом метаморфизме за счет амфиболитов и роговообманковых сланцев. Такой вывод обосновывается, в частности, тем, что везде в контактах основных интрузий с амфиболитами и роговообманковыми сланцами развиваются ореолы хлоритовых сланцев, имеющие локальное распространение и переходящие на небольшом расстоянии от интрузии в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

В составе дзораглухской свиты встречаются перемежающиеся прослойки и линзы белого сахаровидного мрамора и доломита.

Мраморы довольно чистые, представлены плотно примыкающими друг к другу кристаллами кальцита, которые часто бывают раздавлены. В них изредка наблюдается примесь глинистого материала, хлорита, окислов железа, зерен кварца и плагиоклаза. Первичный состав линз и прослоев мраморов соответствовал нормальноосадочным известнякам, которые под действием регионального метаморфизма превратились в мрамор.

Доломиты представлены плотными породами серого цвета, нередко с полосчатой текстурой. Линзы доломитов обнажаются в низах дзораглухской свиты, где встречаются также линзы гематита и магнетита. По аналогии с описываемыми ниже юрскими доломитами можно считать, что рассматриваемые доломиты образовались путем доломитизации известняков в период формирования и диагенеза первичной вулканогенно-осадочной толщи дзораглухской свиты.

Апаранская (верхняя) свита. В составе арзакан-апаранского метаморфического комплекса описываемая свита занимает наиболее высокое стратиграфическое положение. Представлена она слабометаморфизованными, слаборассланцованными, иногда нерассланцованными вулканогенно-осадочными образованиями (диабазовые порфириты, туфы, туфопесчаники и реже туфобрекчии). Большие площади этих пород обнажаются в районах селений Агверан, Лусагюх и Меликгюх. В Апаранском районе в этой свите встречаются роговики с линзами и прослойками белых и розовато-белых мраморов.

Наиболее полный разрез, характеризующий апаранскую свиту метаморфического комплекса Цахкуняцкого хребта, констатируется в районе с. Агверан, вверх по течению одноименной реки.

Здесь над средней свитой наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Рассланцованные, диабазовые порфириты серого и зеленовато-серого цвета . . . . . 50 *м*
2. Белые, сахаровидные мраморы . . . . . 10 „
3. Слаборассланцованные, зеленовато-серые, диабазовые порфириты . . 160 „
4. Белые и розоватые, среднезернистые мраморы с маломощными (от 1 до 3 *м*) прослойками плотных, зеленовато-серых, метаморфизованных пород, вероятно, осадочного происхождения . . . . . 140 „

5. Зеленовато-серые, полосчатые, эпидотизированные, слабометаморфизованные породы порфиритового облика . . . . . 160 *м*
6. Темно-серые, плотные, полосчатые, диабаз-порфиритовые туфы и туфобрекчии с линзами и прослоями белых мраморов . . . . . 250 „

Толща вулканогенно-осадочных пород прорвана большим штоком Агверанской кварц-диоритовой интрузии, а также маломощной интрузией габбро-амфиболитов севернее с. Даллар. В Апаранском районе севернее с. Апаран и северо-восточнее с. Мравян обнажаются породы, аналогичные агверанским. Они так же, как и агверанские, прорываются кварц-диоритовой интрузией, а в ущелье р. Каранлуг, у с. Лусагюх, прорываются роговообманковыми габбро. Кроме того, породы этого разреза прорываются многочисленными дайками диабазового состава и мелкими жилами кварца.

Породы Агверанского разреза Арзакан-Апаранского массива по сравнению с нижележащими свитами залегают сравнительно спокойно, наблюдается лишь азимутальное и угловое несогласие с подстилающими метаморфическими породами.

В районе с. Сараландж Апаранского района в основании верхней свиты были обнаружены сильно измененные туфоконгломераты, гальки которых состоят из более древних интрузивных и метаморфических пород района. Эти конгломераты указывают, по-видимому, на трансгрессивный характер залегания апаранской свиты.

Породы верхней свиты имеют диабазовый состав и представлены зеленовато-серыми, часто темными, плотными, трещиноватыми рассланцованными разностями. Микроскопически структура диабазов гипидиоморфнозернистая, переходящая в офитовую, и характеризуется беспорядочным расположением длиннопризматических кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены ксеноморфными зернами пироксена. Кроме диабазов, широкое распространение в верхней свите имеют слаборассланцованные диабазовые порфириты, состоящие главным образом из плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Из вторичных минералов встречаются хлорит и пелитовое вещество.

Среди вулканогенно-осадочных пород верхней свиты сравнительно небольшое распространение имеют: мраморы, туфы, туфопесчаники и туфобрекчии. Макроскопически мраморы белые, розоватые, плотные, среднезернистые и полнокристаллические. Встречены они лишь в районе с. Агверан. Туфы и туфопесчаники под действием метаморфизма стали неотличимыми от мелкозернистого диабаза. Что касается туфобрекчий, то они имеют еще меньшее распространение, встречаясь лишь в районе селений Агверан и Меликгюх.

Метаморфические породы северного склона Мургузского хребта обнажаются в виде окон из под юрских отложений в верхнем течении бассейна р. Ахум и в истоках правых притоков р. Агданагет, в ядре антиклинального поднятия.

Описание этих пород приведено в работах Н. И. Морозова (1912), С. В. Константова (1918), В. Н. Котляра (1932), И. Н. Ситковского (1936), К. Н. Паффенгольца (1934$_1$), А. Т. Асланяна (1958), С. И. Аванесяна, П. П. Цамеряна, Г. А. Чубаряна и др.

Петрографический состав пород довольно разнообразен и аналогичен породам нижней свиты Арзакан-Апаранского массива. Среди них главным образом выделяются кварц-слюдяные, кварц-хлоритовые, хлорит-серицитовые и графитизированные сланцы, которые являются продуктом метаморфизма песчано-глинистых отложений. Видимая мощность сланцев достигает 1,5 *км*.

В 1954 г. южнее г. Еревана, в опорной скважине, пробуренной в южной части с. Тазагюх, были обнаружены метаморфические породы.

Эта скважина, пересекая миоценовые, олигоценовые и верхнеэоценовые отложения, на глубине 517 *м* вошла в кристаллические сланцы и прошла по ним до глубины 682 *м*.

На основании гравиметрической съемки (Оганесян, 1958) в этом районе была выявлена резко очерченная полоса относительных максимумов силы тяжести, проходящая по линии Тазагюх — Енгиджа — Эчмиадзин, причем максимум этот интерпретировался указанными авторами и А. Т. Асланяном как выпучивание древнего фундамента.

А. И. Месропяном (1958) выполнено микроскопическое исследование этих сланцев. Сланцы эти кварц-полевошпато-слюдяные, иногда с включениями гранатов, обтекаемых волокнистофлюидальной кварц-слюдяной массой.

Возраст пород древнего метаморфического комплекса Армении до сего времени является неопределенным. Фауна в породах пока не найдена, но судя по их сходству с подобными породами Дзирульского, Локского, Храмского массивов, а также северо-западной части Главного Кавказского хребта, их относят к верхнему протерозою — кембрию (?) (Паффенгольц, 1938_3; Котляр, 1958; Асланян, 1958; Аракелян, 1957 и др.).

В районах Дзирульского, Локского, Храмского и Арзакан-Апаранского массивов метаморфические породы имеют одинаковые стратиграфические разрезы и, по всей вероятности, являются одновозрастными образованиями. Стратиграфическое положение их определяется следующим образом.

В районах Дзирульского и Храмского массивов кристаллические сланцы и метаморфизованные вулканогенные (зеленокаменные) породы трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрываются неметаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями (туфы, туфобрекчии, кварцевые порфиры с прослоями терригенно-карбонатных пород) верхнего карбона — нижней перми (?), которые, в свою очередь, трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями лейаса с базальным конгломератом в основании. В Локском массиве кристаллические сланцы и древние вулканогенные породы трансгрессивно перекрываются лейасом. В Арзакан-Апаранском массиве комплекс сланцев и метаморфизованных порфиров (верхняя свита) трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются отложениями нижнего сенона.

В Локском массиве плагиограниты, имеющие, по данным Г. Д. Афанасьева, Р. Н. Абдуллаева и Г. П. Багдасаряна (1960), абсолютный возраст 345 млн. лет (начало карбона), прорывают слюдяные, графитизированные сланцы и амфиболиты, являющиеся стратиграфическими аналогами или эквивалентами однотипных пород Арзакан-Апаранского массива.

В Дзирульском массиве взаимоотношения метаморфических и интрузивных пород, по данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953_2), следующие: самыми древними породами являются мигматизированные слюдяные сланцы и подчиненные им кварцевые диориты. Этот комплекс сменяется выше филлитами с прослоями мрамора и вместе с ними пересекается жилами основного состава. Весь разрез, в свою очередь, прорывается более молодыми гранитоидами, которые по своему стратиграфическому положению и петрографическому составу аналогичны гранитоидам Локского массива, имеющим каледонский (?) возраст. В мраморах филлитовой свиты Дзирульского массива найдены археоциаты, указывающие их нижнекембрийский возраст (см. ниже).

Филлитоподобные породы принимают участие также в разрезах других массивов метаморфического комплекса Малого Кавказа и как единый стратиграфический горизонт имеют, вероятно, тоже нижнекембрийский возраст.

В Апаранском районе, около с. Чкнах, обнажается массив крупнокристаллических плагиогранитов. По данным Г. Д. Афанасьева (1960), абсолютный возраст этого интрузива составляет 235—255 млн. лет, что могло указывать на его верхнепермский возраст.

В Арзаканском районе взаимоотношение метаморфических и прорывающих их интрузивных пород такое же, как и в Дзирульском массиве. В обоих районах в основании разреза залегают мигматизированные слюдяные сланцы и подчиненные им серые граниты, имеющие гнейсовидный облик. Весь этот комплекс сменяется вверх по разрезу хлоритовыми филлитоподобными эпидот-хлоритовыми, роговообманковыми сланцами и амфиболитами, которые прорываются основными и лейкократовыми интрузиями, аналогичными интрузивами Апаранского, Храмского, Локского и Дзирульского массивов, имеющим в двух последних районах каледонский возраст. Следовательно, вмещающие метаморфические породы, т. е. слюдяные, кварц-слюдяные и мигматизированные слюдяные сланцы, а также прорывающие их гнейсовидные граниты, хлоритовые, филлитоподобные, роговообманковые сланцы и амфиболиты имеют верхнепротерозойско-нижнекембрийский возраст.

В последнее время, исходя из результатов определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, Г. П. Багдасарян и другие (1962) относят сланцы Арзакан-Апаранского кристаллического массива по времени их метаморфизма к средней — верхней юре (160 млн. лет).

В связи с этим следует отметить, что Арзакан-Апаранский массив в верхнемеловое и эоценовое время испытывал значительное геосинклинальное погружение и в конце этого времени был инъецирован интрузиями габбро-пироксенитов, габбро, кварцевых диоритов, гранодиоритов, порфировидных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и разнообразными дайковыми породами.

Очевидно, метаморфические сланцы Арзакан-Апаранского массива, испытывая термальное воздействие каледонских, герцинских и особенно мезо-кайнозойских магматических масс, потеряли большую часть радиогенного аргона, вследствие чего для этих пород получается заниженное значение абсолютного возраста (средняя — верхняя юра).

Сравнение разрезов древних метаморфических пород Арзакан-Апаранского, Дзирульского, Храмского и Локского массивов показывает, что эти образования сходны и разрезы их можно параллелизовать.

В Дзирульском кристаллическом массиве различают две самостоятельные толщи: кристаллических сланцев и филлитов. Среди фауны, собранной Г. П. Барсановым из толщи филлитов, А. Г. Вологдиным были определены *Archaeocyathus sp., Coscinocyathus caucasicus Vol.*, которые датируют нижнекембрийский возраст вмещающих отложений.

Филлиты и филлитоподобные породы идентичного стратиграфического положения обнажаются и в остальных массивах Малого Кавказа. В Арзакан-Апаранском массиве арзаканская (нижняя) свита кристаллических сланцев трансгрессивно перекрывается свитой роговообманковых — эпидот-роговообманковых сланцев и амфиболитов дзораглухской свиты. В районе с. Арзакан в низах последней обнажаются хлоритовые, хлорит-эпидотовые, кварц-хлоритовые, эпидот-роговообманковые сланцы и филлитоподобные породы, которые считаются аналогами филлитов Дзирульского массива. Исходя из этого, возраст средней (дзораглухской) свиты с некоторой условностью можно счи-

тать нижнекембрийским, а возраст нижележащей арзаканской свиты слюдистых, кварц-слюдистых и графитизированных сланцев условно же докембрийским (рифейским). Менее определенным остается возраст верхней (апаранской) свиты. На некоторых участках Арзакан-Апаранского массива эта слабометаморфизованная свита, имея меридиональное простирание, несогласно налегает непосредственно на размытую поверхность нижней арзаканской свиты и таким образом здесь из разреза выпадают верхняя часть нижней свиты и вся средняя свита.

Арзакан-Апаранский комплекс к востоку прослеживается до северо-западных отрогов Гегамского вулканического нагорья и скрывается под покровами четвертичных андезито-базальтовых лав. Еще восточнее, в бассейне р. Аргичи из-под миоплиоценовых и четвертичных лав и мезо-кайнозойских осадочных отложений выступает комплекс нормальноосадочных морских отложений верхнего девона, карбона и перми, причем южнее верхнедевонские отложения книзу постепенно переходят в среднедевонские и подстилаются мощной толщей слабометаморфизованных известковистых глинистых сланцев (скважина у с. Садарак), относимых к силуру — нижнему девону. По всем данным тектоники и геоморфологии Арзакан-Апаранский метаморфический комплекс по простиранию на юго-восток должен уйти под указанный средне-верхнепалеозойский комплекс бассейна р. Аргичи и, таким образом, для апаранской вулканогенной свиты остается место лишь в рамках нижнего палеозоя (средний и верхний (?) кембрий).

К верхнему протерозою и кембрию условно относится также метаморфизованная вулканогенно-осадочная толща центрального Зангезура (Мисхано-Зангезурская зона). Сводный стратиграфический разрез указанных отложений, по данным А. Е. Назаряна (1964), следующий (снизу вверх):

1. Слюдяные, кварц-слюдяные сланцы серого цвета	125—150 *м*
2. Графитизированные сланцы темно-серого, почти черного цвета .	10—50 „
3. Хлоритовые и хлорит-эпидотовые сланцы с линзами и пачками мраморов	50—75 „
4. Хлорит-амфиболовые, амфиболовые и роговообманковые сланцы серого и темно-серого цвета	45—50 „
5. Диабаз-порфириты, туфобрекчии и роговики с линзами известняков	600—650 „

Этот комплекс пород на разных участках массива трансгрессивно перекрывается разновозрастными породами. В долине р. Вохчи они перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями перми (?), в районе с. Шишкерт — верхнего девона, а по левобережью р. Аракс — эоцена.

Петрографический состав толщи довольно разнообразен. Преобладают слюдяные, кварц-слюдяные, графитизированные сланцы, амфиболиты и метаморфизованные порфириты. Остальные разновидности сланцев (хлоритовые, хлорит-эпидотовые) имеют подчиненное значение.

Слюдяные сланцы имеют небольшое распространение и являются наиболее метаморфизованной и измененной разностью сланцев. Минералогический состав сланцев представлен мусковитом, биотитом, кварцем, альбитом и, реже, хлоритом. Из акцессорных минералов встречаются циркон, рутил, турмалин и нередко магнетит. Эти сланцы имеют ясную сланцеватую или волокнистосланцеватую текстуру. Кварц-слюдяные сланцы имеют плитчато-полосчатую текстуру. В них кварц преобладает над остальными минералами. Кроме кварца, присутствуют мусковит, биотит, альбит и очень редко магнетит.

Химический состав слюдяных и кварц-слюдяных сланцев района Горазского поста (вес. %):

SiO_2	61,42; 67,08	FeO	2,50; 4,04	K_2O	2,15; 2,50
TiO_2	1,26; 0,51	MgO	4,45; 1,47	П. п. п.	3,35; 3,07
Al_2O_3	15,17; 16,91	CaO	1,36; Следы	H_2O	0,45; 0,35
Fe_2O_3	3,95; 2,15	Na_2O	3,50; 0,87	Сумма	99,56; 98,95

Графитизированные сланцы представлены кварц-графитизированными и глинисто-графитизированными разновидностями. В минералогическом составе кварц-графитизированных сланцев участвуют главным образом кварц, хлорит и мусковит, а из акцессорных минералов апатит, турмалин и гранат. В шлифах этих пород хорошо видно, что основная масса пропитана тонкодисперсной пылью графита. Глинисто-графитизированные сланцы в основном представлены глинистым материалом, пропитанным пылью графита.

Амфиболовые сланцы представляют мелкозернистые, зеленовато-черные, рассланцованные, метаморфизованные породы. Минералогически они состоят из зеленой роговой обманки, плагиоклаза (андезин — лабрадор), редко пироксена и бурого биотита. Структура амфиболовых сланцев типично гранобластовая, нередко в них сохраняется реликтовая структура первичных порфиритов. Кроме амфиболовых сланцев, в составе описываемой толщи встречаются хлорит-полевошпатовые, кварцитовые сланцы и кварц-полевошпатовые роговики. Последние представляют собой очень плотную, мелкозернистую, тонкополосчатую породу, состоящую в основном из бесформенных зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Возраст пород описанной толщи окончательно не установлен. К. Н. Паффенгольц (1959) считает их силурийскими. С. С. Мкртчян (1958) относит их к докембрию — нижнему палеозою. Такого мнения придерживается также и Р. А. Аракелян, считающий эти породы возрастными и фациальными аналогами метаморфической толщи Цахкуняцкого хребта. В составе толщи он выделяет аналоги тех свит, которые им выделены на указанном хребте: арзаканскую свиту мощностью 300 *м* (верхний протерозой — нижний кембрий), бжнуялскую свиту мощностью 200 *м* (нижний кембрий), дзораглухскую свиту мощностью 400 *м* (средний кембрий) и агверанскую свиту мощностью 1000 *м* (ордовик?).

ПАЛЕОЗОЙ

Территория Армянской ССР является одним из основных районов развития палеозойских отложений Тавро-Кавказской геосинклинали. Стратиграфия их освещена в работах Г. Абиха (1873), Ф. Фреха (1899), К. Н. Паффенгольца (1934—1958), А. В. Кржечковского (1930), Г. И. Бушинского (1940), А. А. Габриеляна (1945), П. Боннэ (1947), М. А. Ржосницкой (1948), М. С. Абрамян (1948—1957), А. Т. Асланяна (1958) и Р. А. Аракеляна (1951—1964).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На территории Армении достоверно известны лишь отложения верхнего девона (рис. 6). К нижнему и среднему девону условно относятся слабометаморфизованные вулканогенные породы восточных отрогов Зангезурского хребта. Для полноты представления нами приводятся также краткие данные о девоне прилегающих к Армении частей Нахичеванской АССР.

Нижний девон. Отложения, предположительно относящиеся к нижнему девону, вскрыты в скважине, пробуренной в 1950 г. в районе с. Садарак (Нахичеванская АССР) у подножия горы Велидаг на юго-

западном крыле одноименной антиклинали, сложенной породами среднего девона. Скважина под известняками среднего девона вскрыла толщу чередующихся тонкослоистых, песчанистых, пиритизированных, углистых, графитизированных и органогенных известняков, углисто-известковистых сланцеватых кварцевых песчаников, известковистых аргиллитов и глинистых песчаников (рис. 7). Макрофауна в этих отложениях не обнаружена. Отмеченная в образцах керна скважины микрофауна ввиду плохой сохранности не поддается определению. А. Т. Асланян (1958) условно относит ее к силуру. Р. А. Аракелян (1964) нижнюю часть разреза общей мощностью 1400 *м* называет велидагской свитой и, исходя из стратиграфического ее положения, условно относит к нижнему девону, не исключая возможности, что низы толщи могли быть накоплены даже в верхнем силуре.

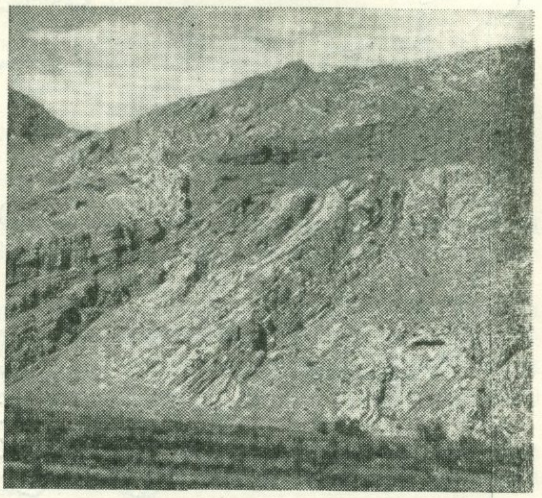


Рис. 6. Известняки верхнего девона (бассейн р. Арпа). Фото А. А. Асатряна

Средний девон. Достоверные среднедевонские отложения в пределах Армянской ССР также неизвестны. В непосредственной близости от границы в пределах Нахичеванской АССР, на горе Дашбурун, в ядре антиклинальной складки северо-западного, почти меридионального, простирания выходят среднедевонские отложения, представленные мраморизованными, битуминозными коралловыми известняками, переслаивающимися сильно измененными мергелями и песчано-глинистыми сланцами, причем вверх по разрезу наблюдается закономерное увеличение терригенного материала.

Среднедевонский возраст толщи доказывается обильной фауной брахиопод и кораллов, относящихся к эйфельскому и живетскому ярусам. Породы эйфельского яруса общей мощностью 450—500 *м* в составе дагнинской и араздаянской свит (Аракелян, 1964) представлены почти исключительно коралловыми известняками темно-серого цвета, переслаивающимися мергелями, известковистыми, глинистыми и песчанистыми сланцами. Известняки обычно тонко- и среднеслоистые, слабодоломитизированные, частично окремненные и рассечены прожилками кальцита. Из большого комплекса кораллово-брахиоподовой фауны, собранной различными исследователями, для эйфельского яруса указываются: *Sieberella calceola* F r e c h., *Atrypa aspera* S c h l o t h., *Acrospirifer speciosus* B r o n n., *Calceola sandalina* L a m., ассоциирующиеся постоянно с *Streopheodonta* cf. *interstrialis* P h i l l., *Pholidostropia irregularis* R o e m., *Atrypa* cf. *akriculata* K a y s., *Hexagonaria prova* S t u m m., *Pseudozonophylum* H a l l i W d.

Отложения эйфельского яруса переходят в живетский ярус совершенно согласно и постепенно, причем вверх по разрезу увеличивается содержание глинисто-мергельных осадков, которые в низах резко уменьшаются в мощности и далее уступают место песчаным осадкам, присутствующим уже как примесь в известняках. Мощность отложений

живетского яруса 350 *м*. Характерной для яруса фауной является *Indospirifer* ex gr. *pseudowilliamsi* Rgon., *Emanuella inflata* Schnur., *Spirifer modiatextus* A. et V., *Stringocephalus burtini* Defr.

Отложения живетского яруса по составу фауны удается подразделить на две свиты — садаракскую и гюмушлугскую, соответствующие нижне- и верхнестрингоцефалловым слоям (Аракелян, 1964).



Рис. 7. Схема распространения отложений девона (составила С. С. Ездоглян)
1 — выходы на поверхность; *2* — область первичного развития

Верхний девон. Верхнедевонские отложения Армении зафиксированы в пределах Мисхано-Зангезурской и Приараксинской тектонических зон в ядрах и на крыльях ряда антиклиналей. Они представлены типично морскими фациями кварцитов, известняков, песчаников и глинистых сланцев.

Крайние северные выходы верхнедевонских отложений расположены в бассейне верхнего течения р. Аргичи к юго-западу от с. Покр-Аргичи. На наличие девонских отложений на этом участке впервые указал А. А. Габриелян и Л. А. Авакян (1945), которые собрали здесь фауну брахиопод девона. Представлены образования верхнего девона в основном кварцитами и слагают юго-западное крыло антиклинали.

Этот выход в дальнейшем был подробно изучен Р. А. Аракеляном (1964), который приводит следующий разрез этих отложений (снизу вверх):

1. Известняки темно-серые, битуминозные, полнокристаллические, толсто- и среднеслоистые, с прожилками кальцита и скудной фауной брахиопод, в том числе *Productus* sp., *Cyrtospirifer verneuili, C.* sp. . . . . 20 *м*
2. Кварциты розовато-желтого цвета с вкрапленниками гематита . . 30 „
3. Темно-серые, тонко- и среднеслоистые известняки с редкими прожилками кальцита. В известняках редкая фауна брахиопод . . . . . 10 „
4. Перемежающаяся свита светло- и серо-желтоватых глинистых сланцев с эллипсоидальными мергелистыми конкрециями и редкими прослоями плитчатых кварцитов . . . . . 40 „
5. Массивные, толсто- и среднеслоистые (местами косослоистые) кварциты с редкими вкрапленниками гематита . . . . . 150 „
6. Свита тонкослоистых известняков, частично песчанистых с заохренными участками. Они содержат фауну брахиопод: *Productella* sp., *Waagenoconcha* aff. *murchisoniana, W.* n. sp., *Productus meisteri, Camarotoechia dichotomians, C. betiensis, C.* cf. *nalivkini* n. sp., *Cyrtospirifer verneuili, C.* ex gr. *verneuili, Athyris* aff. *sulcifera* var. *intermedia* . . . . . 5 „
7. Свита светло-серых, глинистых сланцев с эллипсоидальными конкрециями и редкими прослоями известняков . . . . . 20 „

Описанный разрез общей мощностью 270 *м* по фауне брахиопод Р. А. Аракелян относит к верхнефаменскому подъярусу верхнего девона.

Другой выход верхнедевонских отложений в бассейне р. Аргичи в той же фации обнажается у ее истоков, к юго-западу от вершины Джанкуртаран. Выход этот приурочен к крайней юго-восточной части Джерманисской антиклинали и перекрывается резко трансгрессивно породами сенонского возраста.

Значительный выход верхнедевонских отложений давно известен в осевой полосе Кадрлинской антиклинали, между с. Кадрлу и ущельем Шамамидзор. На этом участке обнажаются в основном отложения верхнего фамена в составе кадрлинской, шамамидзорской и гортунской свит (Аракелян, 1964). По данным этого автора, нижнефаменские отложения представлены лишь верхами эрдичской свиты, которая имеет здесь общую мощность 50 *м* и состоит из черных слюдистых глинистых сланцев и темно-серых песчанистых известняков, содержащих *Productella* aff. *subaculeata* (Murch.), *Waagenoconcha murchisoniana* (Kon.), *Camaratoechia baitalensis* (Reed.), *Cam. letiensis* (Goss.), *Cam. praepanderi* Ab., *Cyrtospirifer orbelianus* (Abich.), *Cyrt. murchisonianus* (Kon.), *Athyris* ex gr. *globularis* Phill.

Верхнефаменские отложения общей мощностью 250 *м* состоят из чередующихся пачек черных слюдистых сланцев, тонко- и среднеслоистых сахаровидных кварцитов, слюдистых песчаников, песчанистых известняков и известняков и содержат, по данным Р. А. Аракеляна (1964), *Camarotoechia letiensis* (Goss.), *Cam.* ex gr. *baitalensis* (Reed.), *Cyrtospirifer seminoi* (Vig.), *Cyrt.* ex gr. *archiaci* (Vern.), *Cyrt. verneuili* (Murch.) и др. Выходы девонских отложений зафиксированы в пределах Урцкого и Айоцдзорского антиклинориев.

Девонские отложения выходят на дневную поверхность лишь на крайнем западе Урцкой антиклинали. На юго-западном крыле этой антиклинали, в ущелье Кармир-дзор Р. А. Аракеляном (1964) заснят следующий восходящий разрез верхнего девона (снизу вверх):

1. Пачка органогенных, серых, трещиноватых, песчанистых, детритусовых известняков и рассланцованных известково-железистых песчаников. В известняках фауна брахиопод представлена *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), *Prod. herminus* (Frech.), *Camaratoechia baitalensis* (Reed.), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.) и др. . . . . 26 *м*

2. Перемежающаяся пачка ожелезненных коричнево-бурых известковых песчаников, белых и серых слюдистых кварцитов, нередко с вкрапленниками фосфорита, черных глинистых, песчано-глинистых сланцев и серых ожелезненных песчанистых известняков с редкими включениями фосфорита . . . . 35 „

3. Брекчиевидные ожелезненные коричневые кварциты . . . . . 53 „

4. Перемежающаяся пачка слюдистых светло-серо-розовых известковистых песчаников, серых и розовых кварцитов, серых песчано-глинистых заохренных сланцев и песчанистых известняков с зернами фосфорита. Фауна представлена *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), *Camarotoechia litiensis* (Goss.), *Cam. praepanderi* Abr., *Cyrtospirifer pamiricus* (Reed.), *Cyrt. verneuili* Murch. и др. . . . . 18 „

5. Среднеслоистые, массивные, темно-серые, органогенные и песчано-слюдистые известняки с прослоями черных, глинистых сланцев. В известняках фауна *Schelwienella* aff. *umbraculum* (Schloth.), *Productella* ex gr. *subculeata* (Murch.), *Camarotoechia* ex gr. *baitalensis* (Reed.) и др. . . . 42 „

6. Песчанистые, слюдистые органогенно-обломочные и органогенные известняки, брекчиевидные, желтовато-белые кварциты, черные глинистые и серые песчано-глинистые сланцы . . . . . 30 „

7. Серые, песчанистые известняки с фауной брахиопод *Orthotetes (Schelwienella)* aff. *planumbonus* Weller, *Camarotoechia nalivkini* Abr., *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal. и др. . . . . 30 „

Описанная толща общей мощностью 250 *м* имеет верхнедевонский возраст. Р. А. Аракелян (1964) делит ее на четыре свиты: эрдичскую, кадрлинскую, шамамидзорскую и гортунскую. Все они входят в состав фаменского яруса, причем эрдичская свита относится к нижнему фамену, а остальные три свиты входят в состав верхнего.

Обширную площадь верхнедевонские известняки, песчаники и кварциты занимают на территории между сс. Араздаян, Кярки и Садарак. Здесь они слагают ядро крупной Араздаян-Садаракской антиклинали. Ядро этой антиклинали сложено породами среднего и верхнего девона. По данным Р. А. Аракеляна (1964), в низах верхнедевонского разреза обнажаются породы данзикских слоев, представленных перемежающимися пачками песчанистых органогенно-обломочных тонко- и среднеслоистых известняков и глинистых сланцев. В верхах разреза появляются коралловые известняки и дальше кверху песчанистые известняки, которые через известняковые песчаники постепенно переходят в кварциты.

Полный разрез верхнедевонских отложений обнажается в ядре Арацоигет-Багарсыхской антиклинали. Здесь зафиксированы оба яруса верхнего девона — франский ярус в составе данзикских слоев и чираханинской, багарсыхской свит, а фаменский в составе нораванской, эрдичской, кадрлинской, шамамидзорской и гортунской свит. Общая мощность верхнедевонских отложений этой антиклинали порядка 800 *м*.

Отложения франского яруса в составе трех вышеперечисленных свит состоят из серовато-желтоватых и серовато-фиолетовых рассланцованных известковистых песчаников, средне- и толстослоистых известняков, черных глинистых сланцев и содержат богатую фауну: *Leptaena rhomboidalis* Wilch., *Atrypa aspera* Schloth., *At.* ex gr. *reticularis* L., *Alveolites* sp., *Thamnopora densa* Tchud., *Hexagonaria arctica* (Meek.), *Heliphyllum halli* Edw. et Heime, *Berviphrehtis invaginatus* (Stum.), *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), *Cyrtospirifer subarchiaci* Mart., *Peneckiella darvini* (Frech.), *Philipsastraea pengeli,* Edw. et Heime, *Schizophoria striatula* Schloth., *Camarotoechia radiata* Nal., *Schluteria verrucosa* Soschk.

Отложения фаменского яруса (пять свит) состоят из перемежающихся пачек ожелезненных кварцитов, черных глинистых сланцев, известняков песчаников и содержат богатую фауну: *Productella subaculeata* (Murch.), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *Schelwinella um-*

braculum (Schloth.), *Camarotoechia letiensis* (Goss.), *C. nalivkini* Abr., *Pugnoides triaequalis* (Goss.), *Athyris* aff. *sulcifera* Nal., *At* ex gr. *gurdoni* Reed.

В ядре Чанахчинской антиклинали выходят на поверхность лишь породы фаменского яруса в составе кадрлинской, шамамидзорской и гортунской свит общей мощностью 250 *м*. Представлены они черными глинистыми, песчано-глинистыми и слюдистыми сланцами, песчанистыми известняками, сахаровидными кварцитами, слюдистыми кварцитами, слюдистыми известняками. Р. А. Аракелян (1964) в породах этого участка указывает следующую фауну: *Camarotoechia letiensis* (Goss.), *Cam. omaliusi* (Goss.), *Cam. nalivkini* Abr., *Pugnoides triaequalis* (Goss.), *P. chanakchiensis* Abr., *Cyrtospirifer seminoi* (Vig.), *Cyrt. pamiricus* (Reed.), *Cyrt. verneuili* (Murch.), *Cyrt. orbelianus* (Abich.), *Cyrt.* ex gr. *murchisonianus* (Von.), *Athyris globularis* Phill., *Schelwienella umbraculum* (Schloth.), *Athyris globularis* Phill., *At. sulcifera* Nal., *Schisophoria striata* Schloth., *Leiorhynchus dichotomians* Abr., *Plicatifera simplicior* (Whid.), *Pl. praelonga* (Sow.).

Один из полных разрезов девона (за исключением данзикских слоев и пород гортунской свиты) наблюдается в бассейне среднего течения р. Арпа, у с. Эрдич. Здесь Р. А. Аракелян указывает на наличие всех свит верхнего девона в составе франского и фаменского ярусов общей мощностью свыше 800 *м* (рис. 8).

Франские отложения представлены черными песчано-глинистыми, глинистыми, слабокарбонатными сланцами, среднеслоистыми органогенными известняками, песчанистыми и глинистыми известняками, ожелезненными кварцитами, в которых Р. А. Аракелян указывает на наличие *Schizophoria striatula* Schloth., *Pugnax pugnus* Mart., *Atrypa tubaecostata* Paeck., *At. bifidaeformis* Tschern., *Lamellispirifer buchardi* (Murch.), *Ilmenia subumbona* (Hall).

Фаменский ярус состоит из чередующихся пачек темно-серых, среднеслоистых органогенных и органогенно-обломочных известняков, тонкослоистых глинистых известняков, глинистых песчаников, сахаровидных и ожелезненных квар-

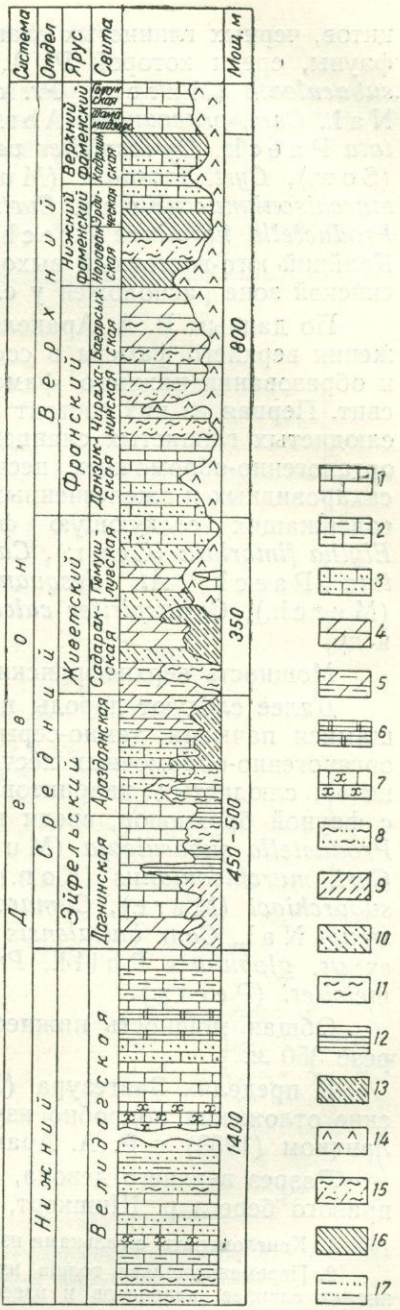


Рис. 8. Сводный стратиграфический разрез отложений девона (составила С. С. Ездоглян)

1 — известняки; *2* — углистые известняки; *3* — песчанистые известняки; *4* — мергели; *5* — мергелистые глины; *6* — графитизированные известняки; *7* — известковистые мергели; *8* — глинистые песчаники; *9* — кварц-слюдистые сланцы; *10* — графитизированные сланцы; *11* — хлоритовые сланцы; *12* — эпидотизированные породы; *13* — слюдистые сланцы; *14* — диабазовые порфириты; *15* — глинистые сланцы; *16* — кварциты; *17* — кварцевые песчаники

цитов, черных глинистых сланцев. Толща эта характеризуется обилием фауны, среди которой Р. А. Аракелян (1964) указывает *Productella subaculeata* (Murch.), *Pr. caperatiformis* Abr., *Camaratoechia strugi* Nal., *Cam, praepanderi* Abr., *Cam. boloniensis* Orb., *Atrypa tubaecostata* Paeck., *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *Cyrt.* ex gr. *calcaratus* (Sow.), *Cyrt. lonsdalii* (Murch.), *Cyrt. orbelianus* (Abich.), *Cyrt. murchisonianus* (Kon.), *Cyrt. seminoi* (Vig.), *Athyris sulcifera* Nal., *Productella herminae* Frech., *Pug.* ex gr. *triaegualis* (Goss.) и др. Крайний юго-восточный выход верхнедевонских отложений в Приараксинской зоне расположен у с. Амагу.

По данным Р. А. Аракеляна (1964), здесь обнажаются лишь отложения верхнего фамена в составе чираханинской и багарсыхской свит и образования нижнего фамена в составе нораванской и эрдичской свит. Первая из них состоит из коричнево-серых, частично песчанистых слюдистых глинистых сланцев, тонко- и среднеслоистых песчанистых органогенно-обломочных, песчано-глинистых органогенных известняков, сахаровидных и ожелезненных кварцитов, известковых песчаников и др., содержащих следующую фауну: *Schizophoria striatula* Schloth., *Elytha fimbriata* (Conr.), *Camarotoechia strugi* Nal., *Atrypa tubaecostata* Paeck., *At. desquamata* Mans., *Lamellispirifer buchardi* (Murch.), *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *Cyrt. verneuili* (Murch.) и др.

Мощность верхнефранских отложений 380 *м*.

Далее следуют породы нижнего фамена, представленные чередующимися пачками темно-серых органогенных глинистых известняков, органогенно-обломочных песчанистых известняков, ожелезненных кварцитов, слюдистых кварцитов, слюдистых песчано-глинистых сланцев с фауной брахиопод, среди которой Р. А. Аракелян (1964) отмечает: *Productella subaculeata* (Murch.), *Cyrtospirifer orbelianus* (Abich.), *Cyrt. murchisonianus* (Kon.), *Cyrt.* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Cyrt. subarchiaci* (Mart.), *Camarotoechia* ex gr. *letiensis* (Goss.), *Cam. strugi* Nal., *Cam. baitalensis* (Reed.), *Cam. praepanderi* Abr., *Athyris* ex gr. *globularis* Phill., *Productella caperatiformis* Abr., *Plicatifera meisiteri* (Peetz.).

Общая мощность нижнефаменских отложений в Амагинском разрезе 350 *м*.

В пределах Зангезура (Мисхано-Зангезурская зона) верхнедевонские отложения подробно изучены С. С. Мкртчяном (1944), А. Т. Асланяном (1958) и Р. А. Аракеляном (1964).

Разрез верхнего девона, составленный С. С. Мкртчяном по склону правого берега р. Шишкерт, следующий (снизу вверх):

1. Конгломераты с гальками известняков, порфиритов и туфогенных пород	20 *м*
2. Перемежающаяся толща известковистых конгломератов, черных глинистых сланцев, кварцитов и известняков	75 „
3. Черные, тонкослоистые, глинистые и серые слюдистые сланцы с отпечатками брахиопод	30 „
4. Желтовато-серые и темно-серые рассланцованные и узловатые известняки с *Spirifer* ex gr. *verneuili* Murch., *Rhynchonella* sp. и др.	120 „
5. Зеленовато-серые, глинистые сланцы	20 „
6. Грубослоистые, местами тонкослоистые, серые, черные известняки и кварциты	120 „
7. Зеленовато-серые и темные полосчатые туффиты	12 „
8. Черные глинистые сланцы с отдельными прослоями черных известняков	12 „
9. Зеленовато-серые и серые среднеслоистые мергели, известняки и туффиты	80 „

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Среди каменноугольных отложений наиболее широко распространены нижнетурнейские отложения, включая этренские слои. Верхнетурнейские отложения представлены однообразными карбонатными породами.

Породы нижнего карбона без перерыва в осадконакоплении следуют за породами верхнего девона (рис. 9). Они известны на Аргичин-

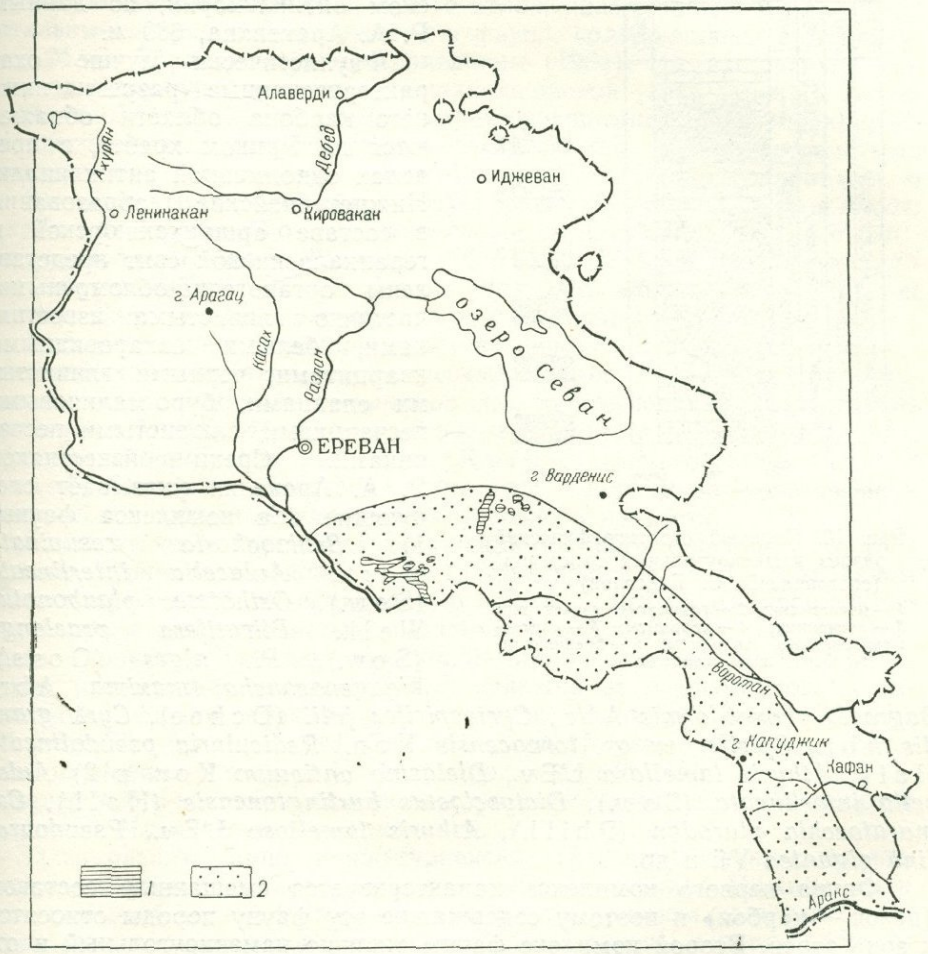


Рис. 9. Схема распространения каменноугольных отложений (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — область первичного развития

ском антиклинории в пределах Малоаргичинской и Ростоиюрдской антиклиналей, обнажаются и в пределах Кадрлинской и Чанахчинской антиклиналей. На юго-западе, в пределах Урцко-Айоцдзорского антиклинория отложения нижнего карбона широко развиты на крыльях Урцкой антиклинали, в Армашской антиклинали, на крыльях Арацоиget-Багарсыхской антиклинали, обнажаются и на Амагинской антиклинали.

В пределах Малоаргичинской и Ростоиюрдской антиклиналей имеется полный разрез нижнекаменноугольных образований (рис. 10). Нижнетурнейские отложения слагают две свиты: аршакиахпюрскую

(аналог этренских слоев) и геранкаласинскую, представленные мелкогалечными конгломератовидными кварцитами, брекчиевидными и нормальными кварцитами, известняками с обильной фауной брахиопод: *Aulacella interlineata* (Sow.), *Bagrasia chonetiformis* (Kr. et Karp.), *Leiorhynchus dichotomianus var. assimulata* Abr., *Cyrtospirifer julii* (Dehee), *Dielasma* ex gr. *antiquum* Kon., *Aviculipecten* sp. и др. Далее следуют отложения верхнего турне и визейского яруса: сахаровидные кварциты, заохренные и брекчиевидные известняки. Мощность всей толщи карбона в Аргичинском антиклинории, по данным Р. А. Аракеляна, 680 *м*.

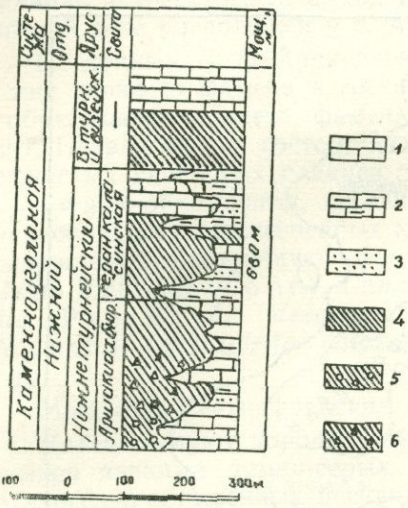


Рис. 10. Сводный стратиграфический разрез каменноугольных отложений (составила С. С. Ездоглян)

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — песчаники; *4* — кварциты; *5* — конгломератовидные кварциты; *6* — брекчиевидные кварциты

Фаунистически лучше охарактеризованные разрезы нижнего карбона области обнажаются на Урцком хребте, в пределах одноименной антиклинали. Нижнетурнейские образования в составе аршакиахпюрской и геранкаласинской свит представлены органогенно-обломочными, частично глинистыми известняками, белыми сахаровидными кварцитами, черными глинистыми сланцами, буро-малиновыми песчаниками, слюдистыми песчаниками. Среди известняков Р. А. Аракелян указывает следующие два комплекса фауны: 1) *Schizophoria resupinata* Mart., *Aulacella interlineata* (Sow.), *Orthotetes plaubonatus* Well., *Plicatifera praelonga* (Sow.), *Pl. niger* (Goss.), *Waagenoconcha maxima* Abr., *Bagrasia chonetiformis* Abr., *Cyrtospirifer julii* (Dchee), *Cyrt. grandis* Abr., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Redicularia pseudolineata* Hall., *Athyris lamellosa* L'Ev., *Dielasma antiquum* Kon. и 2) *Aulacella interlineata* (Sow.), *Dictyoclostus burlingtonensis* (Hall.), *Camaratoechia plurodon* (Phill.), *Athyris lamellosa* L'Ev., *Pseudouralina gigantea* Yü и др.

Фауна первого комплекса характеризуется смешанным составом (девон — карбон) и поэтому содержащие эту фауну породы относятся к зоне этрен. Второй комплекс фауны типично каменноугольный и относится к нижнему турне.

На Урцком разрезе на описанной толще нижнего турне залегают пачки массивных песчанистых известняков и битуминозных органогенных известняков с редкими прослоями битуминозных сланцев. В этих отложениях Р. А. Аракеляном указываются: *Leptaenella* aff. *analoga* (Phill.), *Orthotetes kaucasiensis* M'Chesny, *Pustula* sp., *Dictogoclostus burlingtonensis* (Hall.), *Spirifer tornacensis* Kon., *Neospirifer attenuatus* (Sow.), *Siringothyris subcuspidatus* (Hall.), *Athyris tau* Nal., *Pseudouralina gigantea* Yü, *Endothyra latispiralis* Lip., *Parathurammina* ex gr. *cushman* Sul. и др.

Породы, содержащие вышеприведенный комплекс фауны, относятся к верхнему турне, но по фациальным признакам на Урцком хребте допускается и наличие визейского яруса, который с нижележа-

щими верхнетурнейскими отложениями может быть связан непрерывным переходом.

Далее на востоке и юго-востоке отложения нижнего карбона обнажаются на крыльях Арацоигет-Багарсыхской антиклинали. Здесь также они представлены внизу чередующимися глинистыми сланцами и песчанистыми известняками, в верхней части разреза массивными желтовато-бурыми известняками.

Отложения нижнего карбона обнажаются лишь на северном крыле Кадрлинской антиклинали. Южное крыло этой структуры погружено под Шагапскую долину и перекрыто отложениями эоцена и олигоцена. Детальный разрез этих отложений и фауна, содержащаяся в них, изучены М. С. Абрамян и Р. А. Аракеляном (1964). По их данным, породы нижнего турне в составе аршакиахпюрской (зона этрен) и геранкаласинской свит представлены перемежающимися пачками кварцитов, песчаников, сланцев, темно-серыми толсто- и среднеслоистыми известняками, песчанистыми известняками, слюдистыми сланцами и др. Эти отложения содержат богатую фауну брахиопод, в том числе: *Aucella interlineata* (Sow.), *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Plicatifera praelonga* (Sow.), *Pl. niger* (Goss.), *Waagenoconcha maxima* Abr., *Cyrtospirifer julii* (Dchee), *Bagrasia chonetiformis* (Kr. et Karp.), *Camarotoechia araratica* Abr., *Pugnoides triaqualis* и др.

Вышележащие отложения в составе перемежающихся пачек серых песчанистых известняков, серых песчано-глинистых сланцев, буро-малиновых известняковых песчаников и толстослоистых известняков с фауной *Aulacella interlineata* (Sow.), *Plicatifera fallax* (Pander.), *Bagrasia chonetiformis* (Kr. et Karp.), *Camarotoechia litiensis* (Goss.), *Athyris sulcifera* Nal. относятся к верхам нижнего турне и имеют облик, типичный для каменноугольного возраста.

Более высокие горизонты отложений нижнего карбона в составе верхнего турне и визейского яруса, объединенные Р. А. Аракеляном (1964) в армашскую и сарикапскую свиты, состоят из перемежающихся пачек известковистых песчаников, песчанистых известняков, песчано-глинистых сланцев, крупнокристаллических органогенно-обломочных известняков, псевдоолитовых известняков и битуминозных известняков с фауной брахиопод и кораллов: *Endothyra bradyi* Mikh., *End. prisca* Raus et Reitl, *End. latispiralis forma typica* Lip., *Hyperammina elegans* Raus et Reitl., *Hyp. moderata Mal.*

Далее к юго-востоку нижнекаменноугольные отложения обнажаются в пределах Чанахчинской антиклинали.

Здесь развиты лишь нижнетурнейские кварциты, сланцы, известняки, известковые песчаники и оолитовые известняки. Нижние слои этих отложений содержат характерную фауну аршакиахпюрской свиты (переходные слои от девона к карбону — зона этрен), верхние слои содержат фауну геранкаласинской свиты (верхи нижнего турне). Отложения верхнего турне и визейского яруса здесь отсутствуют, а пермские отложения непосредственно залегают на породах нижнего этрена и более древнего возраста.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Среди палеозойских отложений наиболее развиты породы пермского возраста. Трансгрессивно с большим перерывом в осадконакоплении, а местами с угловым несогласием они перекрывают более древние отложения вплоть до пород визейского яруса нижнего карбона.

Большинством исследователей палеозоя Малого Кавказа допускалось наличие постепенного перехода от карбона к перми и присут-

ствие в разрезе палеозоя этой области отложений среднего и верхнего карбона. К таковым относились мощные массивные известняки, залегающие на заведомо нижнекаменноугольных отложениях. Этого мнения придерживались Г. Абих (1873), К. Н. Паффенгольц (1940_1), П. Боннэ (1947) и др.

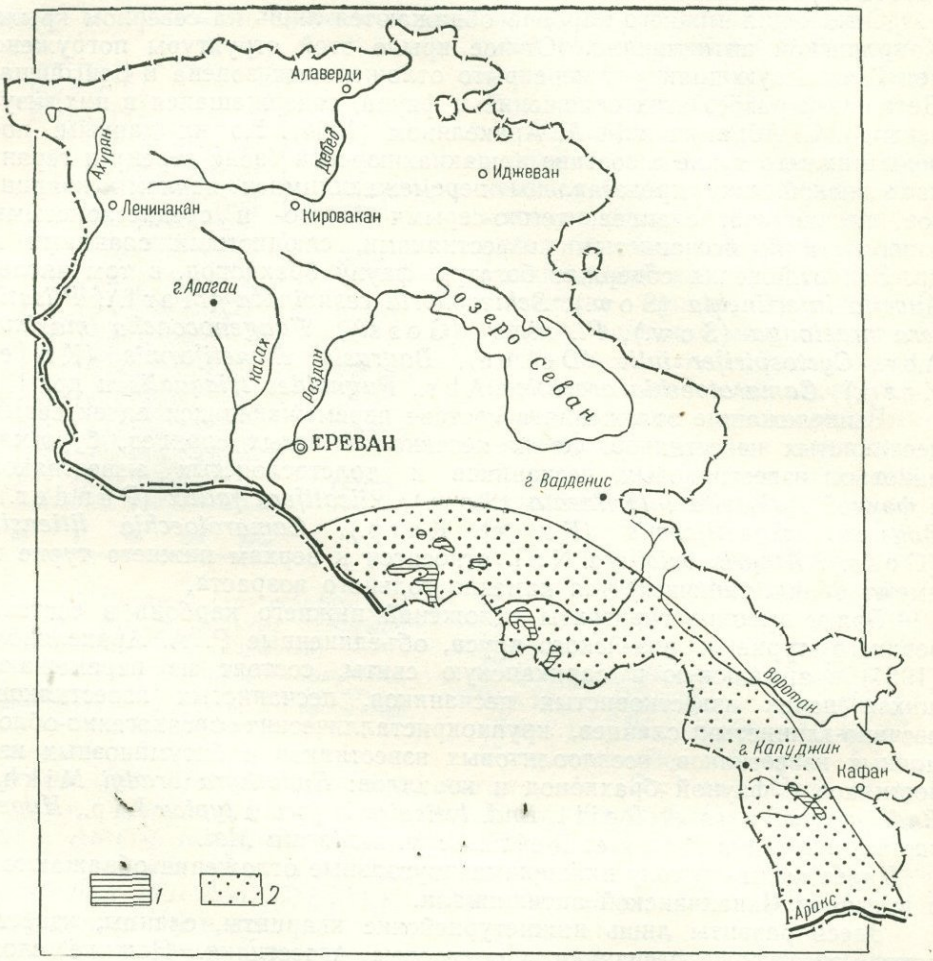


Рис. 11. Схема распространения пермских отложений (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — область первичного развития

Последующие детальные работы Н. Н. Яковлева (1937), А. Д. Миклухо-Маклая (1947_1), О. Л. Эйнора (1947), О. Г. Туманской (1949), М. А. Ржосницкой (1948) и Р. А. Аракеляна (1951_1) привели к выводу, что относимые к среднему и верхнему карбону отложения по наличию в них *Stafella sphaerica* Abich. должны быть отнесены к нижней перми. Таким образом, граница перми была перемещена, и отложения, относимые ранее к среднему и верхнему карбону, оказались пермскими.

В пределах Армянской ССР пермские отложения известны в Кадрлинской, Мармарасарской, Урцкой, Чанахчинской, Мегрисарской и Амагу-Гнишикской антиклиналях, т. е. все они приурочены к Дагинскому и Урцко-Айоцдзорскому антиклинориям (рис. 11). В пределах

Аргичинского антиклинория пермские отложения не зафиксированы, причем наблюдается и некоторая закономерность в распространении нижнего и верхнего отделов самой перми. Нижнепермские отложения имеют большое распространение и встречаются почти во всех антиклинальных структурах Урцко-Айоцдзорского антиклинория. Верхнепермские отложения тяготеют к более северо-восточным структурам, а именно: к Мармарасарской, Чанахчинской, Мегрисарской и Амагу-Гнишикской, т. е. к структурам, где широко развиты и более молодые образования, в частности мезо-кайнозойские. Из этого следует, что прогибание области началось с юга и продолжалось по направлению к северу.

Крайний северо-западный выход пермских отложений области расположен в пределах Мармарасарской антиклинали. По данным Р. А. Аракеляна (1964), здесь распространены отложения кунгурского яруса нижней перми в составе армикской свиты, представленные серыми средне- и толстослоистыми известняками (рис. 12). Верхнепермские отложения, пользующиеся большим распространением, представлены серыми и темно-серыми окремненными, битуминозными известняками с богатой фауной кораллов и брахиопод, в том числе: *Linoproductus djulfensis* (Stoy.), *Spinomarginifera spinocostata* Sor., *Spin. intermedia helica* (Abr), *Dielasma* aff. *elongatum* (Schloth.), *Punctospirifer* ex. gr. *ornatus* Waag., *Wentzelella elegans* Huang., *Wentz.* aff. *subtimorica* Huang. и др. Вышележащие известняки охватывают весь верхнепермский отдел в составе уфимского, казанского и татарского ярусов.

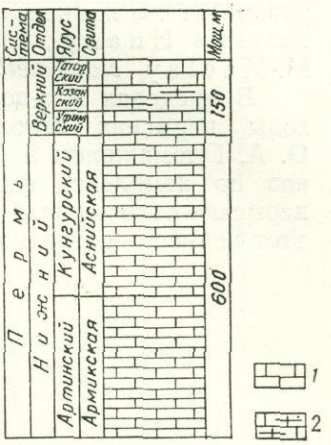


Рис. 12. Сводный стратиграфический разрез пермских отложений (составила С. С. Ездоглян)

1 — среднеслоистые темно-серые известняки; 2 — толсто- и среднеслоистые брекчиевидные битуминозные известняки

На другой — Кадрлинской—антиклинальной структуре, расположенной к юго-востоку от вышеописанной, пермские отложения представлены полнее. Среди нижней перми Р. А. Аракеляном (1964) здесь встречены отложения артинского и кунгурского ярусов в составе аснийской и армикской свит в виде толсто- и среднеслоистых брекчиевидных известняков, битуминозных ожелезненных известняков с фауной *Waagenophyllum indicum* (Waag. et Wentz.), *Waag. chitralicum* Smith., *Polithecalis* cf. *chemungensis* Huang., *Stylidophyllum* aff. *gnomiense* Huang., *Wentzelella* aff. *indica* Mans. Из фораминифер Р. А. Аракелян указывает на наличие *Staffella* cf. *sphaerica* (Abich.), *Pachiphloia* aff. *lanceolata* K. M.-Maclay, *Nankinella* cf. *caucasica* Dutk., *Nan.* cf. *orbicularia* Lee., *Padangia* cf. *pulcheri* Lange. и др.

На крайнем юго-востоке пермские отложения выходят на поверхность в пределах Мегрисарской и Амагу-Гнишикской антиклиналей. В первой из них ядро сложено породами верхов нижней перми, представленными среднеслоистыми темно-серыми известняками с богатой фауной. Р. А. Аракелян из них приводит *Stafella sphaerica* Abich., *Waagenophyllum indicum* (Waag. et Wentz.) и др.

Верхнепермские отложения присутствуют в составе уфимского, казанского и татарского ярусов международной стратиграфической шкалы. Литологический состав их весьма однообразен — всюду темно-серые, битуминозные толсто- и среднеслоистые известняки с богатой фауной брахиопод и кораллов, среди которых Р. А. Аракелян указы-

вает на наличие *Wentzelella elegans* Huang; *Wentz. flexuosa* Huang., *Wentz.* aff. *indica* Mans., *Staffella sphaerica* Abich., *Neophrycodothyris* aff. *indica* Waag., *Pseudomonotis clarae* cf. *aurita* Hau.

На Урцком хребте пермские отложения распространены на крыльях антиклиналей. Здесь в основном известны отложения нижней перми в составе аснийской и армикской свит, соответствующих артинскому и кунгурскому ярусам. На южном крыле Урцкой антиклинали они представлены плотными, массивными, темно-серыми, мелкозернистыми, брекчиевидными известняками с прожилками кальцита. Трещины местами заполнены окислами железа. В этих отложениях Р. А. Аракелян указывает на наличие *Staffella sphaerica* Abich., *Stilidephillum kueichowense* Huang., S. *akasakense* (Jabe), *Pachiphloia lanceolata* K. M.-Maclay, *Nankinella caucasica* Dutk., Nan. cf. *orbicularia* Lee.

В пределах юго-восточной Армении (Зангезур) достоверные выходы пермских отложений не зафиксированы. В последнее время О. А. Гуюмджяном в бассейне р. Гехи из состава девонских известняков по комплексу фауны кораллов предположительно выделяются пермские отложения. Смешанный характер фауны не позволяет решить этот вопрос однозначно.

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В пределах Закавказья триасовые отложения обнаружены только на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР. На территории Армянской ССР эти отложения имеют весьма ограниченное площадное развитие и известны в юго-западной ее части, в пределах Ереван-Ордубадской и Приараксинской тектонических зон (Нахичеванская складчатая зона по схеме К. Н. Паффенгольца), в бассейнах рр. Веди и Арпа (рис. 13). Приурочены к антиклинальным структурам (Мармарасарская, Джерманисская, Мегрисарская, Хачикская и Огбинская), сложенным в основном палеозойскими образованиями; залегают согласно на породах пермского возраста и связаны с ними постепенными переходами.

Впервые на наличие в Закавказье триасовых отложений указывал Г. Абих (1873). Позже этим вопросом занимались Ф. Мойсисович (1879), Ф. Фрех и Г. Артгабер (1900), А. А. Стоянов (1910), Ф. Освальд (1912) и др. Все эти исследования касаются в основном триаса Джульфинского района. Первую стратиграфическую схему триасовых отложений Закавказья (Нахичеванской АССР) предложил П. Боннэ (1910). Начиная с 1930 г., в связи с изучением геологического строения Закавказья в целом триасовые отложения Армянской ССР и Нахичеванской АССР были исследованы К. Н. Паффенгольцем (1959). Им помимо уточнения границ распространения триасовых отложений отмечены также новые их выходы. Позже триасовые отложения Закавказья, в основном Нахичеванской АССР, были изучены М. А. Садыковым (1954) и К. О. Ростовцевым (1958). Триасовые отложения Армянской ССР в связи с их угленосностью изучались Крахмалевым и Г. А. Пилояном, К. Н. Паффенгольцем (1932), А. Н. Назаряном (1956), Л. А. Рудзянским, Р. А. Аракеляном (1964) и др. Собранная К. Н. Паффенгольцем и А. Н. Назаряном фауна и флора из триасовых отложений бассейна р. Веди была обработана В. Н. Робинсоном (1937), Л. Д. Кипарисовой (1963), А. Н. Криштофовичем и В. Д. Принадой

(1933). На основании этих определений был установлен нижнетриасовый возраст карбонатной толщи Мармарасарской (Кешишдагской) антиклинали и норийский — терригенно-угленосных отложений Джерманисской структуры. Богатая коллекция триасовой фауны, собранная Р. А. Аракеляном и обработанная Н. Р. Азаряном (1963), позволила внести существенные коррективы в стратиграфию триаса.

Триасовые отложения Армянской ССР представлены в основном карбонатными и песчано-глинистыми породами с прослоями углей и



Рис. 13. Схема распространения триасовых отложений (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — область первичного развития

углистых сланцев общей мощностью 700 *м*. Нижний и средний триас представлены исключительно карбонатными отложениями; фаунистически хорошо охарактеризован лишь нижний триас. Верхний триас, известный только в пределах Джерманисской антиклинали, сложен песчано-глинистыми угленосными отложениями. Здесь палеонтологически выделены карнийский и норийский ярусы, рэт отсутствует.

Триасовые отложения тесно связаны с отложениями перми и являются их непрерывным продолжением. Самый полный разрез триасо-

вых отложений обнажается в верховьях р. Веди, в пределах Джерманисской антиклинали, где присутствуют все три отдела триаса (рис. 14).

На левом берегу р. Джерманис (правый верхний приток р. Веди), северо-восточнее развалин селения, Н. Р. Азаряном описан следующий восходящий разрез триасовых отложений.

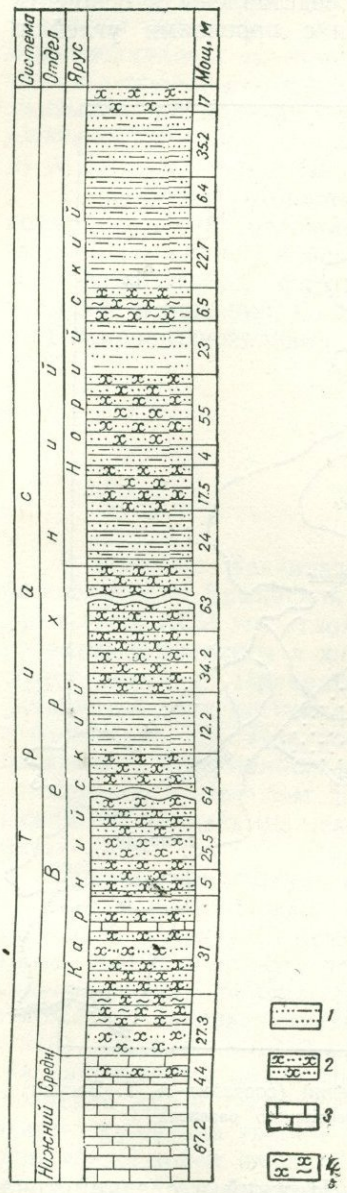


Рис. 14. Сводный стратиграфический разрез отложений триаса Вединского района (составил Н. Р. Азарян)

1 — кварцевые песчаники; *2* — аргиллиты с кварцевыми песчаниками; *3* — известняки; *4* — глины и аргиллиты с углистыми прослойками

Нижний триас
(оленекский ярус)

1. Известняки средне- и толстослоистые, темно-серого цвета с редкими прослоями оолитовых, органогенных, доломитизированных, стиллолитовых, иногда сахаровидных известняков с *Anodontophora fassaensis* (Wissmann), *Entolium* ex gr. *microtis* Bittner, *Eumorphotis* cf. *inaequicostata* (Beneckе), *Entolium* sp. indet. . . . . 13 *м*

2. Известняки оолитовые, микроконгломератовидные, светло-серого цвета . . 4 „

3. Известняки темно-серые, тонкослоистые, плотные, иногда рассланцованные, с прослоями микроконгломератовидных известняков. В средней части пачки имеется 12-сантиметровый четковидный пласт глины . . . . . 7,5 „

4. Известняки тонко-, средне- и толстослоистые, темно- или светло-серые, плотные или комковатые, с волнистыми линиями напластования, с прослоями микроконгломератовидных, оолитовых и органогенных известняков. В органогенных микроконгломератовидных известняках средней пачки встречаются: *Eumorphotis* cf. *multiformis* (Bittner), *E.* cf. *inaequicostata* (Beneckе), *Anodontophora fassaensis* (Wissmann), *A.* cf. *fassaensis* var. *brevis* Bittner, *A.* cf. *canalensis* Catullo, *Myophoria laevigata* (Zieten), *Entolium microtis* (Bittner), *Gervillia* sp. indet. (определения Н. Р. Азаряна) . . . . . 7,2 „

5. Известняки тонкослоистые, плотные, темно-серого цвета с прослоями окварцованных желтоватых известняков с очень плохой сохранности фауной . . . 35,25 „

6. Фукоидные известняки темно-серого цвета, плотные тонко- и среднеслоистые, с чередующимися прослоями известковистых сильно рассланцованных (аргиллитов) с многочисленными следами ползания морских животных с остатками двустворчатых: *Anodontophora fassaensis* (Wissmann) (определения Н. Р. Азаряна) . . . . . 9,25 „

Средний триас

7. Пачка чередующихся тонкослоистых темно-серых аргиллитов и плотных пелитоморфных желтоватых известняков. В нижней части пачки преобладают аргиллиты, а в верхней части — известняки 44,25 „

Нижне- и среднетриасовые отложения, связанные постепенными переходами, кроме указанного выше обнажения, вскрыты также скважинами.

Верхний триас (карнийский ярус)

8. Пачка чередующихся кварцевых песчаников и аргиллитов. Кварцевые песчаники мелко- или среднеслоистые, зеленовато-серого цвета. Аргиллиты черные и темно-серые, иногда сильно ожелезненные с остатками плохо сохранившейся флоры . . . . . 14,70 *м*

9. Пачка алевролитов и тонкозернистых песчаников с прослоями углистых глин и сажи . . . . . 6,35 „

10. Чередующиеся песчаники и аргиллиты с пачками глин, с порошкообразной углистой массой и прослоями угля . . . . . 84,10 „

11. Аргиллиты темно-серые и черные, с прослоями песчанистых глин и мелкозернистого кварцевого песчаника с *Myophoria* cf. *verbecki* Boettger emend Krumbeck, *Homomya matsuoensis* Hakazawa, *H.* aff. *kokeni* Phillipp, *Burmessia* sp. indet. (определения Н. Р. Азаряна) . . . . 5,0 „

12. Пачка кварцевых песчаников и аргиллитов с преобладанием первых. Из средней части пачки известны *Myophoria* cf. *verbecki* Boettger emend Krumbeck, *Prolaria armenica* Robinson, *Prolaria* sp. indet. *Hoernesia* aff. *bipartita* (Mer.) (определения Н. Р. Азаряна) . . . . . 25, „

13. Пачка аргиллитов и кварцевых песчаников с преобладанием первых, с прослоями глин и углистых сланцев. В песчанистых аргиллитах встречаются конкреции, плохо сохранившиеся остатки пелеципод и флоры. В средней части пачки, в песчаниках встречены *Myophoriopis (Pseudocorbula)* cf. *gregaroides* Phillipp, *Lingula* cf. *tenuissima* Bronn. (определения Н. Р. Азаряна) . . . . . 64,1 „

14. Кварцевые песчаники, плотные, зеленоватые . . . . . 12,25 „

15. Глины зеленовато-серого цвета с конкрециями и прослойками черных пиритизированных аргиллитов с отпечатками флоры, в средней части пачки угольный пласт мощностью 1,2 *м* . . . . . 34,25 „

16. Чередующиеся пачки темно-серых аргиллитов и зеленоватых кварцевых песчаников. В нижней части пачки встречены *Cardita, picleri* Bittner, *Cassianella gigantea* Kiparisova et Azarian, *Leda* sp. indet. (определения Н. Р. Азаряна) . . . . . 63,0 „

Северо-западный участок, опущенный по отношению к юго-восточному, сложен в основном отложениями норийского яруса. Только в низах разреза обнажаются аргиллиты и кварцевые песчаники пачки 16. Остальная часть карнийских отложений северо-западного участка вскрыта скважинами.

Над породами пачки 16, откуда, по определениям Я. Б. Лейе, известны споры папоротников *Coniopteris* sp., *Leiotriletes Microrugosus* (Ibr.) Neum, и пыльцевые зерна типа *Ginkgoceae* и *Cordaitales* на северо-западном участке Джермаинсского каменноугольного месторождения согласно залегают:

Верхний триас (норийский ярус)

17. Кварцевые песчаники, тонко- и среднеслоистые, мелко- и среднезернистые с вкрапленниками пирита и марказита, с обугленными остатками флоры . . . . . 24,0 *м*

18. Аргиллиты темно-серые, тонко- и среднеслоистые с прослоями кварцевых песчаников желтоватого цвета и углистых сланцев с *Myophoria verbecki* Boettger emend Krumbeck (определения Н. Р. Азаряна) . . 17,5 „

19. Кварцевые песчаники, мелкозернистые . . . . . 4,0 „

20. Аргиллиты ожелезненные, темно-серого цвета с прослоями плотных кварцевых песчаников и известково-железистыми конкрециями. В нижней части пачки имеется 30-сантиметровый пласт угля и углистых сланцев с *Nairites armenicus* Kiparisova et Azarian, *N. laevis* Kipar. et Az., *Cassionella gigantea* Kip. et Az., *Cardita (Paleocardita) globiformis* Boettger (=*buruca* Boehm. emend Krumb.), *Myophoria verbecki* Boettger emend Krumb., *Indopecten glabra* Douglas, *Leda* sp. indet., *Prolaria armenica Robinson, Pinna* sp. (определения Н. Р. Азаряна) . . . 55,0 „

21. Кварцевые песчаники желто-зеленого цвета . . . . . 23,0 „

22. Аргиллиты и глинистые сланцы с углистыми сланцами и с пластом угля мощностью 90 *см* . . . . . 6,5 „

23. Кварцевые песчаники светло-серые, мелкозернистые с вкрапленниками пирита . . . . . 22,7 „

24. Аргиллиты с конкрециями . . . . . 6,4 „

25. Кварцевые песчаники . . . . . 35,25 „

26. Аргиллиты, чередующиеся с кварцевыми песчаниками с остатками флоры . . . . . 17,0 „

Выше, на размытой поверхности верхнетриасовых отложений залегают с резким угловым несогласием конгломераты и известняки турона.

Следующей структурой в бассейне р. Веди, где обнажаются триасовые отложения, является Мармарасарская антиклиналь, расположенная в среднем течении р. Веди, между развалинами сел Карабахлар на западе и Азизкенд на востоке. Ядро антиклинали сложено сильно дислоцированными нижнепермскими битуминозными известняками. Крылья сложены верхнепермскими известняками, над которыми местами на юго-западном крыле в виде останцов сохранились нижне- и среднетриасовые отложения.

По данным Р. А. Аракеляна, здесь триасовые отложения снизу вверх представлены в следующем виде:

Нижний триас. Индский ярус

1. Известняки светло-серые, плитчатые с остатками цератитов и двустворчатых *Pseudomonotis (Claraia) aurita* Hauer	6 *м*
2. Известняки плитчатые, зеленовато-серого цвета	40 „

Оленекский ярус

3. Известняки светло-серые и зеленовато-серые с ходами червей . . .	120 *м*

Средний триас

4. Известняки средне- и тонкослоистые светло-серого цвета	40 *м*

По данным Р. А. Аракеляна (1964), аналогичные отложения обнажаются на юго-западном крыле Чанахчинской антиклинали. Согласно они залегают на породах верхней перми и трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего мела. В плитчатых розовато-серых известняках мощностью 120 *м* найдены отпечатки цератитов, а выше в желто-серых рассланцованных известняках *Claraia aurita* Hauer и *Claraia stachei* Bitt., которые характерны для нижнего триаса.

Разрез нижнетриасовых отложений Мегридагской (Мегрисарской) антиклинали (по Р. А. Аракеляну) следующий:

1. Известняки с отпечатками цератитов и *Claraia* sp.	20 *м*
2. Известняки рассланцованные с фукоидами	80 „

Из Хачикской антиклинали Р. А. Аракелян приводит следующий сравнительно полный разрез триаса:

Нижний триас

1. Известняки красновато-бурые и желтовато-серые, плитчатые, с цератитами плохой сохранности и с *Claraia* sp.	25 *м*
2. Известняки плитчатые, рассланцованные	120 „

Средний триас

3. Известняки фукоидные, плитчатые	160 *м*
4. Известняки светло-серые	50 „

Верхний триас

5. Известняки тонкоплитчатые и комковатые, светло-серые и желтовато-серые с *Myophoria plana* Koh., *Megelodon* sp., *Worthenia* sp.	150 *м*
6. Известняки доломитизированные, розовато-серые и серые	500 „

В разрезе триасовых отложений Хачикской антиклинали присутствуют все три его отдела, при этом нижняя часть (нижний и средний триас) разреза сходна с таковыми бассейна р. Веди, а верхняя часть в отличие от прибрежных отложений Джерманисской структуры представлена уже в карбонатной фации.

Разрез триасовых отложений в пределах Огбинской антиклинали, согласно данным Р. А. Аракеляна, следующий:

Нижний триас. Индский ярус

1. Известняки красные и желтовато-бурые, тонкослоистые, с отпечатками *Claraia* sp., *Xenodiscus* sp., *Paratirolites* sp., *Goniatites abichianus* Möell. (определения П. Боннэ) . . . . . 3 *м*
2. Известняки желтовато-серые и светло-серые с *Claraia* sp. . . . . 20 „

Оленекский ярус

3. Известняки плитчатые, комковатые и фукоидные . . . . . 200 *м*
4. Известняки светло-серые, средне-толстослоистые с *Pseudomonotis* ex gr. *venetiana* (Hauer), *Megalodon* aff. *rimosus* Worthenia sp. . . . . 50 „

Средний триас

5. Известняки желтовато-серые, тонкослоистые, плитчатые . . . . . 200 *м*

Выше, в пределах Нахичеванской АССР, в районе горы Субус-даг залегает мощная толща массивных кавернозных доломитизированных известняков, мощностью 500 *м*, относящихся, как и известняки Хачикской структуры, к верхнему триасу.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения на территории Армянской ССР в отличие от триасовых имеют довольно широкое распространение и приурочены к Сомхето-Карабахской, Кафанской и Еревано-Ордубадской зонам (рис. 15). В юрское время первые две тектонические зоны составляли единое целое.

В Сомхето-Карабахской зоне юра широко представлена почти всеми ярусами и выражена мощными вулканогенными и отчасти осадочными отложениями. В Кафанской зоне распространены вулканогенные отложения средней и верхней юры. В Еревано-Ордубадской зоне выходы юрских отложений известны только на Айоцдзорском хребте (Ехегнадзорский район) близ с. Хндзорут в весьма ограниченном количестве. Представлены они почти исключительно нормальными морскими осадками средней юры.

Первые указания на наличие в Армянской ССР юрских отложений имеются в работах Г. Абиха (1873, 1899, 1902), который отмечал верхнеюрские отложения в ее северной и южной частях.

Собранная им фауна была обработана М. Неймайром и В. Улигом (1892).

Зангезурский район был изучен Г. Г. Цулукидзе, В. И. Архиповым и Г. В. Халатовым (1869), которые на основании фаунистических данных выделили отложения верхнего оксфорда, лузитана и титона. М. Шапе (1893), работая в районе Ахтальских рудников, на основании обработанной Дувийее фауны, подтвердил байос-батский возраст вмещающих их пород. Среди собранной инженером-химиком Г. П. Конратом фауны из района месторождений Шамлуг и Ахтала К. Редлихом (1895) были определены среднеюрские виды и впервые для этого района установлены верхнебайосские зоны Stephanoceras humphriesianum и Parkinsonia parkinsoni.

В работе Ф. Освальда (1906) на основании критического анализа обобщены данные всех предыдущих исследователей. Им к кимериджу были отнесены отложения Кафанского района, считавшиеся Г. Г. Цулукидзе и другими (1869) верхнеоксфордскими. Описанию геологического строения Зангезура была посвящена работа Л. К. Конюшевского (1911). В дальнейшем юрские образования Алавердского и Кафанского районов изучались В. Г. Грушевым (1935, 1939), А. Л. Додиным

(1935) и В. Н. Котляром (1939). Ими были выделены лейас и доггер в вулканогенных фациях, а также мальм в Кафанском районе. Собранная фауна была обработана В. Ф. Пчелинцевым (1927) и Г. Я. Крымгольцем (1951, 1954).

В течение последних 35 лет геология Армянской ССР и прилегающих к ней районов изучалась К. Н. Паффенгольцем (1946), в работах которого детально разработана стратиграфия юрских отложений.

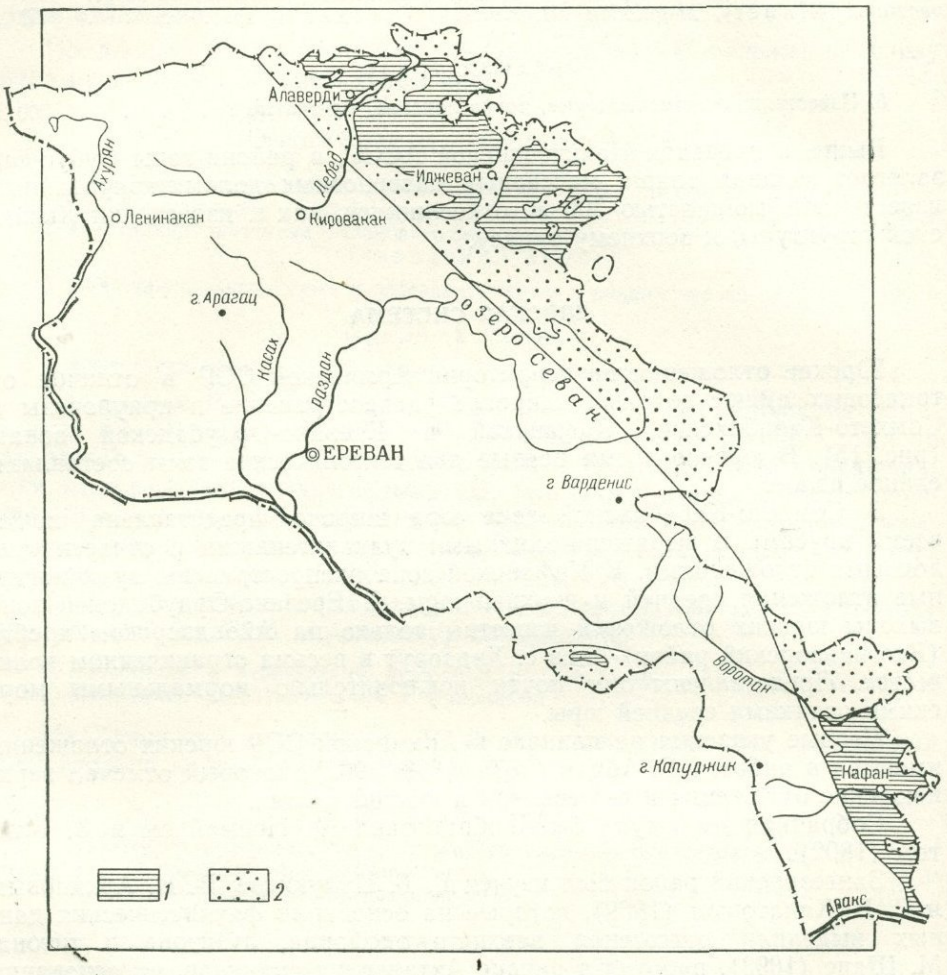


Рис. 15. Схема распространения юрских отложений (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — области первичного развития

К лейасу он относит «нижнюю» вулканогенную толщу, к аалену — свиту кварцевых плагиопорфиров, к доггеру — «верхнюю» вулканогенную толщу, а к мальму — карбонатные и вулканогенные отложения. Детальное стратиграфическое расчленение юрских образований Армянской ССР дается в работах А. Т. Асланяна (1949$_1$, 1958). Им к лейасу была отнесена «нижняя» вулканогенная толща Алавердского района, а также нижняя и хуступ-чимянская вулканогенные толщи Кафанского района. А. Т. Асланян установил верхнебайосский возраст толщи кварцевых плагиопорфиров, ранее относимых к аалену, а также наличие отложений келловея и оксфорда в Алавердском районе. Позже на се-

веро-восточном склоне Малого Кавказа, в верховьях рр. Ахинджа-чай и Асрик-чай Т. А. Гасановым (1967) впервые была установлена толща фаунистически охарактеризованных отложений синемюра, плинсбаха, тоара и нижнего аалена. Вышележащую «нижнюю» вулканогенную толщу он относит к нижнему байосу.

Геологическое строение района Кафанского месторождения изучались Р. А. Аракеляном и Г. О. Пиджяном (1956), которые «нижнюю» вулканогенную толщу также относят к байосу. В работе С. С. Мкртчяна (1958) наряду с другими вопросами освещалась и стратиграфия юрских образований. Им в Кафанском районе выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижней (?) — средней юры, средней юры, оксфорд-кимериджа и титона. Юрские отложения Алавердского и Кафанского районов изучены Б. С. Вартапетяном (1958). Юрские отложения Кафанского района изучались также В. Т. Акопяном (1960, 1962). В тот же период в Алавердском рудном районе исследования проводились Н. Р. Азаряном (1958, 1959, 1963).

Юрские отложения северной части Армянской ССР были закартированы С. И. Аванесяном, Ц. М. Айвазяном, М. А. Аракеляном, А. А. Гюрджяном, П. Л. Епремяном, Г. М. Акопяном, Г. А. Чубаряном, А. С. Саркисяном и другими, которые детализировали их стратиграфическую схему. Кроме указанных исследователей, в полосе развития юрских отложений работали О. С. Степанян (1950), Ю. А. Арапов (1945), К. А. Мкртчян (1962$_2$), Э. Г. Малхасян и другие (1959, 1960), а также Г. Т. Тер-Месропян, Д. Н. Логвин, Ю. А. Лейе и другие.

Юрские отложения Армянской ССР представлены в основном вулканогенными, а также песчано-глинистыми и карбонатными породами всех трех отделов с суммарной мощностью порядка 5—6 *км* (рис. 16).

Образования раннеюрской эпохи на территории Армянской ССР имеют весьма ограниченное распространение. На Малом Кавказе известны они только в Сомхето-Карабахской зоне, на периферии Локского массива, в верховьях рр. Асрик-чай и Ахинджа-чай, а также в верховьях р. Ахум (Шамшадинский район). Они представлены песчано-глинистыми породами максимальной мощностью 400 *м* с базальными конгломератами в основании. На территории Локского массива и в верховьях р. Асрик-чай и Ахинджа-чай фаунистически оха-

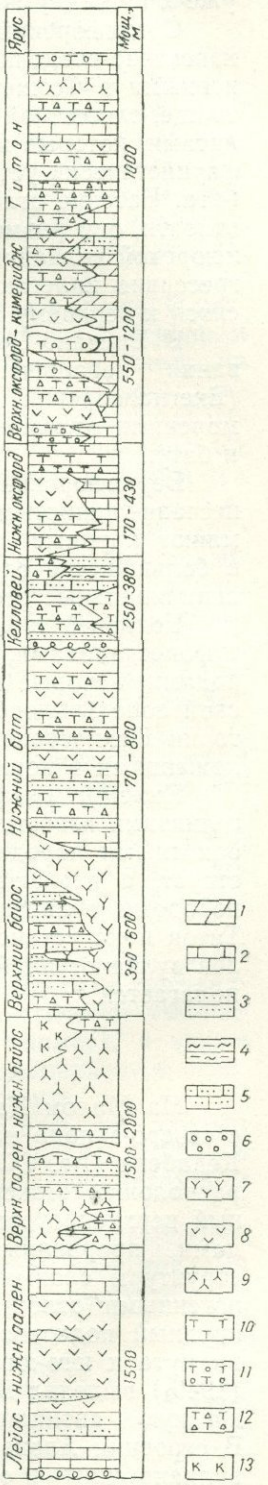


Рис. 16. Сводный стратиграфический разрез юрских отложений Сомхето-Карабахской зоны (составил Г. А. Чубарян)

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — известковистые песчаники; *6* — конгломераты; *7* — кислые эффузивы (кварцевые плагиопорфиры, дациты); *8* — андезитовые эпидотизированные порфириты; *9* — плагиоклаз-пироксеновые порфириты; *10* — туфы; *11* — туфоконгломераты; *12* — туфобрекчии; *13* — кератофиры

рактеризованы отложения синемюрского яруса нижнего лейаса, среднего лейаса (плинсбах — домер) и верхнего лейаса (тоар). Верхние слои этих отложений на основании фаунистических данных относятся уже к нижнему аалену.

Среднеюрский отдел представлен мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями байоса и бата, широко распространенными в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах. В среднеюрской толще, сложенной порфиритами, кислыми эффузивами и их пирокластолитами, которые переслаиваются с нормальноосадочными отложениями, фаунистически устанавливается присутствие верхнего байоса и нижнего бата. Батские отложения в Кафанской зоне отсутствуют, по всей вероятности, они размыты верхнеюрской трансгрессией. Нижняя часть среднеюрской вулканогенной толщи — «нижние» порфириты, которые трансгрессивно налегают на нижнеааленские и лейасовые отложения, относятся к верхнему аалену (?) — нижнему байосу.

В Еревано-Ордубадской тектонической зоне среднеюрские образования небольшой мощности известны в Айоцдзорском хребте (Ехегнадзорский район) в небольшом количестве, представлены морскими отложениями, на основании фауны относимыми к байосу и бату.

Верхнеюрский отдел во всех трех зонах представлен в основании песчано-глинистыми и карбонатными отложениями. Эти породы окаймляют крупные положительные структуры, ядра которых сложены в большинстве случаев среднеюрскими образованиями или заполняют синклинальные структуры.

Келловей в Сомхето-Карабахской зоне представлен в основном туфопесчаниками, а также глинистыми сланцами и вулканогенными породами, которые хорошо охарактеризованы фаунистически. В Кафанской зоне келловей отсутствует, а в Еревано-Ордубадской (на территории Нахичеванской АССР) он установлен совместно с батскими отложениями в нормальноморских фациях.

Нижний оксфорд представлен вулканогенными образованиями с линзами известняков, а верхний оксфорд (лузитан) — кимеридж карбонатными породами. В Кафанском районе нижний оксфорд отсутствует, а верхний оксфорд — кимеридж представлен вулканогенными породами с линзами известняков с характерной фауной гастропод. Титон пока установлен только в Кафанском районе и также представлен вулканогенной фацией, а в Сомхето-Карабахской зоне лишь предполагается.

Сомхето-Карабахская зона

На Малом Кавказе в пределах Армении эта зона прослеживается с северо-запада на юго-восток от Храмского массива (Груз. ССР) до Кедабека (Аз. ССР). На северо-западе, на границе Грузии и Армении расположен Локский антиклинорий широтного простирания, сложенный верхнепротерозойско-кембрийскими (?) метаморфическими сланцами, прорванными гранитоидными интрузивами карбона. Крылья структуры сложены нижне- и среднеюрскими терригенными и вулканогенными отложениями. Юго-восточнее этой структуры расположен крупный подковообразный Алавердский антиклинорий, ось которого выгнута к юго-юго-западу. Вдоль ущелья р. Дебед А. Т. Асланян (1949_1) выделил Дебедскую (Чатиндагскую) и юго-восточнее ее Кечалдагскую антиклинали, разделенные Маралдагской синклиналью. В строении Алавердского антиклинория основное участие принимают вулканогенные и отчасти осадочные отложения средней юры, окаймлен-

ные верхнеюрскими породами, которые на крыльях антиклинория погружаются под верхнемеловые и палеогеновые отложения.

Локский и Алавердский антиклинории разделены Лалварским (Сомхетским) синклинорием антикавказского простирания, заполненным верхнеюрскими и отчасти палеогеновыми отложениями.

Следующей крупной структурой Сомхето-Карабахской тектонической зоны, расположенной юго-восточнее Алавердского антиклинория и частично входящей в пределы территории Армянской ССР, является Шамшадинский (Шамхорский) антиклинорий субширотного простирания. В его строении участвуют верхнепротерозойско-кембрийские (?) метаморфические сланцы и вулканогенно-терригенные отложения нижней юры, а также в основном средне- и верхнеюрские вулканогенные и нормальноосадочные отложения, которые на крыльях антиклинория перекрываются отложениями последующих эпох.

Шамшадинский антиклинорий отделяется от Алавердского Иджеванским дугообразным синклинорием. Последний выполнен в основном верхнемеловыми и отчасти верхнеюрскими отложениями и имеет на юге широтное, а на севере — северо-восточное (антикавказское) простирание. По обоим склонам ущелья р. Агстев проходят разрывные нарушения, вследствие чего центральная часть синклинория приобретает характер грабена. К северу синклинорий расширяется и сливается с Куринской депрессией.

Нижняя юра — нижний аален. В ряде районов СССР, в том числе в Закавказье и в некоторых зарубежных странах, отложения ааленского яруса более тесно связаны (непрерывность разреза, фации, комплекс фауны и т. д.) с тоарскими, чем с байосскими отложениями.

Иначе говоря, более существенные различия имеются между ааленом и байосом, чем между ааленом и тоаром. С этой точки зрения для Армении целесообразно включить аален в состав нижнего отдела юрской системы. Однако граница между нижним и средним отделами юрской системы, исходя из права приоритета (Л. Фон Бух), должна проводиться по основанию ааленского яруса.

Самыми древними образованиями юрского возраста в Армянской ССР является терригенная свита нижней юры и нижнего аалена. Она обнажается на крыльях Локского и в ядре Шамшадинского (верховья рр. Ахум, Ахинджа-чай и Асрик-чай) антиклинориев.

В Локском антиклинории отложения нижней юры и нижнего аалена представлены конгломератами, аркозовыми и слюдистыми песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых фаунистически выделяются отложения синемюрского яруса, плинсбаха (+домер), а также верхнего тоара и нижнего аалена. Немая толща конгломератов в основании отложений условно относится к геттангскому ярусу.

Сводный разрез нижне- и среднеюрских отложений, по данным Л. К. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942), И. Р. Кахадзе (1947) и В. И. Зесашвили (1955), по долинам рек Поладаури, Гюльмагомет и Лок следующий.

На древний кристаллический субстрат, сложенный верхнепротерозойско-кембрийскими (?) метаморфическими сланцами, гранитоидами и различными интрузивами основного состава, трансгрессивно налегают:

1. Базальные конгломераты, постепенно переходящие в микроконгломераты и аркозовые песчаники, а еще выше в мелкозернистые, слюдисто-кварцевые песчаники с редкими остатками растений . . . . 150 *м*

2. Кварцевые песчаники, перемежающиеся с темными, почти черными, слюдистыми песчаниками, за которыми следует чередование темных слюдистых песчаников и глинистых сланцев. Кверху кварцевый материал

уменьшается и свита представлена черными, слюдистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Последние полностью господствуют в верхних горизонтах . . . . . 200—400 *м*

Из средних горизонтов этой свиты известны: *Arietites opinoides* Orb., *A. cordieri* Canav., *A.* aff. *conybeari* Sow., *A. (Vermiceras)* sp. indet. и др., доказывающие синемюрский возраст средних горизонтов второй пачки. Из более высоких горизонтов известны *Tropidoceras masseanum* Orb., *Oxynoticeras* cf. *haueri* Fuc., *Microderoceras* cf. *birchi* Sow. и *Amoltheus margaritatus* Montf., датирующие средний лейас, а последняя из перечисленных форм является зональным видом для домерского подъяруса. Присутствие тоара в верхней части этой пачки доказывается наличием *Coeloceras (Peronoceras) fibulatum* Sow., *Dactilioceras* cf. *regnianum* Orb.

Слои нижнего аалена, которые являются продолжением тоарских, содержат *Leioceras* cf. *costosum* Quenst., *Grammoceras* cf. *fuitas* Opp., *Hammatoceras subinsigne* Opp. и *Mytiloides dubius* Sow.

В Шамшадинском антиклинории нижнеюрские отложения обнажаются в присводовой части структуры, в верховьях рек Ахум (Арм. ССР), Асрик-чай и Ахинджа-чай (Аз. ССР), где они представлены соответственно терригенными отложениями и залегают, как и на Локском массиве, над метаморфическими сланцами эопалеозоя.

В верховьях р. Асрик-чай они выходят в ядре антиклинальной складки северо-восточного простирания. Здесь, в районе сс. Гандалар и Беюк-кишлак на размытой поверхности метаморфических сланцев, по данным Т. А. Гасанова (1967), залегают:

Геттангский ярус

1. Базальные конгломераты с прослоями серицит-кварцевых песчаников . . . . . 30 *м*
2. Серицит-кварцевые песчаники . . . . . 2 „

Синемюрский ярус

3. Глинистые песчаники серого цвета, кварцевые, местами сланцеватые с *Arnioceras abjectum* (Ficini) . . . . . 60 *м*
4. Песчаники серицит-кварцевые, плотные, желто-серого цвета с *Arnioceras abjectum* (Ficini), *Canavarites*(?) sp. indet. и др. . . . . 3 „
5. Песчаники сланцевые, серицит-кварцевые . . . . . 5 „
6. Туфопесчаники хлоритизированные и окварцованные, зеленовато-серого цвета, крупнозернистые, толстослоистые с *Echioceras declivis* Truem., *Eoderoceras* sp. indet., а также фораминиферами . . . . 10 „

Плинсбахский ярус

7. Глинистые сланцы темно-серого цвета . . . . . 10 *м*

Тоарский ярус

8. Глинистые сланцы темно-серого цвета, комковатые с прослоями песчанистых глинистых сланцев с *Grammoceras* cf. *thouarceuse* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Calliphylloceras semseyi* Prinz., *Dumortieria* cf. *exigua* Buckm., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *Posidonia buchi* Roem., *Inoceramus* sp. indet. . . . . 10—50 *м*
9. Песчано-глинистые сланцы, тонкослоистые, листоватые с прослоями плотных тонкозернистых песчаников с *Posidonia buchi* Roem., *Inoceramus* sp. indet., а также микрофауны *Verneulina georgia* Terq., *Trochemmina* sp.

Общая мощность нижнеюрско-нижнеааленских отложений районов сс. Беюк-кишлак и Гандалар составляет 230 *м*.

В междуречье верховьев Хндзорут и Ахум песчано-глинистые сланцы прослаивают андезитовые эпидотизированные порфириты. В этом районе М. А. Аракелян и Г. А. Чубарян выделяют два горизонта песчано-глинистых сланцев. Кроме того, небольшие пачки сланцев встречены по всей мощности толщи андезитовых порфиритов. Верхний горизонт сланцев прослеживается по кровле андезитовых порфири-

тов от верховьев р. Ахум до с. Геяли (Аз. ССР). Мощность его в разрезе р. Ахум 100 *м*. Нижний горизонт песчано-глинистых сланцев находится в основании толщи андезитовых порфиритов, непосредственно на пиритизированных, окварцованных эопалеозойских метаморфических сланцах ущелья р. Ахум.

Песчано-глинистые сланцы содержат прослои слюдистых песчаников. Глинистые сланцы имеют темно-серую, зеленоватую и черную окраску с блестящим шелковистым или матовым отливом. В песчано-глинистых сланцах междуречья Хндзорут и Ахум фауна не найдена, их возраст определяется большинством исследователей по аналогии с фаунистически охарактеризованными и литологически сходными лейас-нижнеааленскими отложениями бассейна р. Асрик-чай и Локского массива.

Описанную вулканогенно-терригенную свиту К. Н. Паффенгольц (1946, 1959) и А. Т. Асланян (1958) датируют нижней юрой, принимая за основание идентичность переслаивающих андезитовые порфириты глинистых сланцев и терригенных образований лейаса Локского массива и верховьев р. Асрик-чай.

В верховьях р. Ахум Т. А. Гасанов относит к верхнему тоару — нижнему ааленну только нижний горизонт песчано-глинистых сланцев, непосредственно залегающих на метаморфических сланцах эопалеозоя *.

Средняя юра. Среднеюрские образования широко развиты по всей Сомхето-Карабахской зоне, слагая ее положительные структуры, а в погруженных ее частях служат ложем верхнеюрских отложений.

Средняя юра, за исключением нижнеааленских отложений, которые описаны выше совместно с нижнеюрскими, представлена в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами большой мощности. Разрез среднеюрских отложений начинается плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластами, которые занимают нижнюю часть разреза и имеют мощность 600 *м*. Выше появляются кислые эффузивы (кварцевые порфиры) и их производные с максимальной мощностью 600 *м*. В верхах байоса опять появляются порфириты основного и среднего состава и их туфобрекчии с прослоями туфопесчаников и туффитов, местами с редкими остатками морской фауны. Туфобрекчии порфиритов вверх по разрезу переходят в кислые эффузивы (кератофиры) и их пирокласты с прослоями туфов и туфопесчаников с аммонитами, характерными для зоны Parkinsonia parkinsoni. Общая мощность этой вулканогенно-осадочной толщи более 2000 *м*.

Батские отложения представлены вулканогенными и нормально морскими отложениями с максимальной мощностью 500 *м*. Фаунистически доказывается наличие лишь нижнего бата.

Верхний аален (?) — нижний байос среди среднеюрских отложений играет подчиненную роль. Фаунистически охарактеризованы только отложения верхнего байоса. Эта фауна появляется в основании туфобрекчий, в средней части верхнебайосских отложений и развивается в его верхней части. Плагиоклазовые порфириты, кварцевые порфиры и вышележащие порфириты фауну не содержат.

Нижняя часть среднеюрского разреза составлена плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластолитами, которые соответствуют «нижней» вулканогенной толще Малого Кавказа по схеме К. Н. Паффенгольца. Возраст плагиоклазовых порфиритов и их пирокластолитов согласно стратиграфическому их положению — между нижним ааленом и верхним байосом — определен как верхний аален — нижний байос.

* По новым данным Н. Р. Азаряна в бассейне р. Ахум присутствует весь разрез нижней юры с базальных конгломератов геттанга до глинистых сланцев нижнего аалена.

В Локском антиклинории отложения байоса распространены на южном крыле, где они трансгрессивно перекрывают различные горизонты терригенных отложений нижней юры и нижнего аалена.

Основная часть разреза байосских отложений Локской структуры сложена андезитовыми порфиритами и их туфобрекчиями. Обнаруженная в прослоях туфопесчаников фауна *Calliphyloceras heterophyloides* Opp., *Pseudophyloceras* cf. *kudernatschi* Hauer., *Eurostomiceras* cf. *polihelictum* Böckh., *Oppelia* cf. *subradiata* Sow., *Posidonia buchi* Roem. и др. указывает на верхнебайосский возраст этих отложений.

В южном и юго-восточном направлениях байосские отложения погружаются под верхнеюрские и палеогеновые отложения, которые заполняют Лалварский синклинорий и выходят опять на Алавердский антиклинорий.

В Алавердском антиклинории среднеюрские отложения занимают территорию междуречья Дебед и Агстев. В строении антиклинория большая роль принадлежит байосским отложениям, представленным различного состава порфиритами, кислыми эффузивами, их туфобрекчиями и туфами, туфогенными песчаниками, которые вверх по разрезу местами переходят в нормальноосадочные породы.

Байосские отложения в Алавердском антиклинории расчленяются на три свиты: дебедскую — порфириты основного и среднего составов с прослоями туфобрекчий, кошабердскую — туфобрекчии порфиритов и кислых эффузивов с прослоями туфопесчаников и туфов с редкими остатками байосской фауны и алаверди-шамлугскую — агломераты, туфопесчаники, кислые эффузивы (кератофиры) и их туфы и туфобрекчии, с характерными для верхнего байоса (зоны Garantiana и Parkinsona) аммонитами.

Сводный разрез байосских отложений Алавердского антиклинория, по данным Н. Р. Азаряна (1963_2), следующий *:

1. Свита порфиритов, в основном андезитовых и диабазовых, с редкими *прослоями туфобрекчий, туфопесчаников и туффитов.* Породы хлоритизированы и эпидотизированы. Видимая мощность . . . . . 450 *м*

2. Свита туфобрекчий с угловатыми обломками подстилающих их порфиритов, а местами кислых эффузивов, с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников, местами известковистых. Цементирующая масса имеет флюидальную текстуру и сильно эпидотизирована. Вверх по разрезу, а также в восточном направлении, на правом берегу ущелья р. Дебед, преобладают туфобрекчии кислых эффузивов . . . . . 300 „

В известковистых туфопесчаниках в основании последней свиты, обнажающейся на левом склоне ущелья р. Шнох, Н. Р. Азарян определил *Protocardia stricklandi* Morris et Lycett: *Isocyprina subovalis* Pčel., *Isognomon* (Perna) *obliqua* Walton, *Pinna cuneata* Phill. и др., подтверждающие байосский возраст свиты.

3. Свита агломератовых пород, кислых эффузивов (кератофиры и дациты) и их туфов и туфобрекчий, известковистых песчаников и песчанистых сланцев, развитых в северо-западной периклинальной части Алавердского антиклинория. В междуречье Дебед и Агстев породы свиты представлены исключительно вулканогенно-обломочными породами . . . . . 350 „

В Алавердском рудном районе отложения этой свиты содержат богатую верхнебайосскую фауну, обработанную К. Редлихом (1895) (по сборам Конрата), В. Ф. Пчелинцевым (1927) и И. Е. Худяевым (по сборам В. Г. Грушевого), А. Т. Асланяном (1948) и Н. Р. Азаряном (1963_2). Из этой свиты известны *Pseudophylloceras kudernatschi* Hauer, *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Holcophylloceras mediterraneum* Neum., *H. zignodianum* Orb., *Partschiceras abichi* Uhlig,

* В основании этого разреза Н. Р. Азарян выделяет свиту ахтальских эффузивных кварцевых порфиров.

Nannolytoceras stremoouchofi Pčel., *N.* cf. *okribense* Kakh., *Dinolytoceras crimea* Strem., *D. zhivagoi* Besnossow, *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. planulata* Quenst., *P. neuffensis* Opp., *P. orbignyana* Wetz., *P. subarietes* Wetz., *Garantiana* aff. *garantiana* Orb., *Perisphinctes martinsi* Orb., *P. (Grassouvria)* cf., *defrancei* Orb., *Stephanoceras umblicum* Quenst., *S.* cf. *linguiferum* Orb., *Oppelia* cf. *subradiata* Sow., *Cosmoceras* cf. *michalskii* Boriss., а также *Dicrolama allaverdensis* Pčel., *Isoarca capulaeformis* Pčel., *Pleuromaria palaemon* Orb., *Pernomytilus latus* Pčel., *Neritopsis* cf. *baiocensis* Orb., *Limae scabrella* Terqu et Jourdy, *Astarte minima* Phill., *Camptonectes lens* Sow., *Pinna* cf. *buchi* Koch. et Dunker, *Gervillia* cf. *ferruginea* Benecke, *Entolium demissum* Goldf., *E. singulatum* Goldf., *Aequipecten novemfibrosus* Azarian и др., характерные для верхнего байоса.

Состав последней свиты резко меняется в северо-западном и в юго-восточном направлениях. Это видно на Локском разрезе, где отсутствуют нормальноосадочные отложения, уступая место грубообломочным вулканогенным породам с аналогичным вышеперечисленному комплексом верхнебайосских аммонитов. Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего байоса известны также на крыльях Карнутской брахиантиклинали. Они представлены здесь туфогенными и аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами с фауной *Parkinsonia orbignyana* Wetzel, *P. parkinsoni* Sow. Мощность отложений 25—30 *м*. Далее в юго-восточном направлении байосские отложения, погружаясь в Иджеванский синклинорий, обнажаются на северном крыле Шамшадинского антиклинория. Здесь отложения верхнего байоса представлены толщей андезитовых порфиритов, кварцевых плагиопорфиров и их туфов мощностью 600 *м*.

В Шамшадинском антиклинории в верховьях р. Асрик-чай на нормальноосадочные отложения верхнего лейаса, по данным Т. А. Гасанова, трансгрессивно налегает мощная вулканогенная свита (нижняя вулканогенная толща, по К. Н. Паффенгольцу), представленная различными порфиритами (авгитовыми, плагиоклазовыми, авгито-плагиоклазовыми), их туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Мощность свиты, в разрезе р. Дзегам-чай (АзССР), по Т. А. Гасанову, более 1500 *м*. К западу она широкой полосой прослеживается через верховья Ахинджа-чай, Хндзорут, Тавуш, Ахум, Нальтигет до ущелья р. Агстев.

На южном крыле Шамшадинского антиклинория, в междуречье верховьев Хндзорут и Ахум М. А. Аракелян и Г. А. Чубарян выделяют в основании вулканогенной свиты верхнего аалена (?) — нижнего байоса толщу переслаивающихся зеленоватых полосчатых фальзитовых туфов, порфиритов и «туфосланцев». Мощность толщи в разрезе р. Ахум 400—500 *м*. Выше по разрезу туфы и «туфосланцы» сменяются плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, слагающими брахисинклинальную складку Мургузского хребта. Мощность сохранившейся от размыва части толщи (так называемая мургузская толща) порфиритов 1500 *м*. Юго-восточнее долины р. Хндзорут плагиоклаз-пироксеновые порфириты фациально замещают туфы нижней толщи. Последние отсутствуют и на северном крыле Шамшадинского антиклинория. Здесь весь разрез верхнего аалена — нижнего байоса сложен плагиоклазовыми порфиритами и их брекчиями.

В долине р. Агстев, вдоль дороги г. Иджеван — с. Куйбышев, по данным К. Н. Паффенгольца (1934$_1$), обнажается только верхняя часть разреза вулканогенной свиты. Представлена она плагиоклазовыми порфиритами; в основании толщи залегают туфы (стекловатые, кристаллические, агломератовые). Мощность видимой части разреза свиты 400 *м*.

Погружаясь на левом склоне долины р. Агстев под верхнеюрские отложения, вулканогенная свита снова выходит на дневную поверхность в верхнем течении е левых притоков рр. Аксибара и Талигет, откуда она прослеживается в Алавердский район, занимая большие площади в бассейне среднего течения р. Дебед на участке ст. Санаин — ст. Ахтала.

В междуречье Агстев и Дебед вулканогенная свита, по данным А. А. Гюрджяна, слагает ядра антиклинальных структур — Кечалдагской и Карнутской (верховье р. Талигет). Основная роль в строении свиты принадлежит эпидотизированным плагиоклазовым порфиритам («нижние порфириты»). Будучи наиболее древними породами в разрезе Алавердского района, они выступают в приподнятых частях антиклинальных структур. В районе селений Ахтала, Негоц, гор Караглух и Кечалдаг, а также в бассейнах правых притоков р. Чейгошан на значительных площадях верхние горизонты толщи плагиоклазовых порфиритов замещаются туфобрекчиями, известными в литературе под названием Кошабердская свита. Мощность их в правобережье р. Дебед (по данным М. А. Аракеляна и Ц. М. Айвазяна 1961 г.) составляет 400 *м*. А. А. Гюрджян и А. С. Саркисян указывают на наличие в толще порфиритов и туфобрекчий линз мраморизованных известняков.

В районе гор Чатын-даг, Мирзакар, Шиштапа, Гальванер, Алачухсар происходит фациальное замещение порфиритов и туфобрекчий кислыми образованиями, представленными кварцевыми и бескварцевыми кератофирами и их пирокластами. Максимальная мощность их, по данным А. А. Гюрджяна (работы 1962 г.), составляет 300 *м*. Фациальным аналогом нижних порфиритов, по мнению К. А. Мкртчяна (1961), является так называемая жангарлинская свита, выступающая в левобережье р. Марцигет, среди эоценовых отложений в виде тектонического клина. Она представлена эпидотизированными плагиоклазовыми порфиритами с подчиненными линзами кремнистых известняков. На сходство жангарлинской свиты с нижними порфиритами Алавердского района указывает также П. Ф. Сопко (1947). Аналогичные породы выходят на поверхность в зоне надвига в районе Анкадзор-Сисимаданского рудного поля. Вопрос о возрасте нижней вулканогенной свиты междуречья Агстев и Дебед и Алавердского района остается пока спорным.

А. Т. Асланян (1949$_1$) считает, что песчано-глинистые образования лейаса Локского массива в Алавердском районе фациально замещаются описываемой вулканогенной свитой. По его наблюдениям, толща эпидотизированных порфиритов в районе с. Лок (Груз. ССР) «вклинивается в разрез песчано-глинистых отложений достоверного лейаса, налегая на нижний аркозовый горизонт геттанга — синемюра». Н. Р. Азарян отрицает существование вулканогенного лейаса в северной части Армянской ССР и, в частности, в Алавердском районе. Согласно этому автору, «нижней вулканогенной свите» нижнего байоса Шамшадинского антиклинория в Алавердском районе соответствуют плагиоклазовые эпидотизированные порфириты (подкварц-порфировая толща), вскрытые скважиной на глубине 500 *м* под кварцевыми плагиопорфирами Ахтальского месторождения. Кварцевые плагиопорфиры Н. Р. Азарян (1963$_2$) относит к верхнему байосу. Выше располагается надкварц-порфировая толща порфиритов — дебедская свита, которая, в свою очередь, перекрывается фаунистически охарактеризованными слоями верхнего байоса. По мнению А. А. Гюрджяна и М. А. Аракеляна, подкварц-порфировая и надкварц-порфировая толщи выделены В. Н. Котляром искусственно. В их представлении единая вулканогенная свита в районе Ахтальского месторождения разъединена в резуль-

тате внедрения интрузии кварцевых плагиопорфиров. Как указывалось выше, в районе с. Верхняя Ахтала и пос. Шамлуг вулканогенная свита перекрывается отложениями с фауной верхнего байоса. На этом основании А. А. Гюрджян, М. А. Аракелян и Н. Р. Азарян считают ее эквивалентом вулканогенных образований Локского массива, относимых грузинскими геологами к верхнему аалену — нижнему байосу, исходя из ее стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего аалена и верхнего байоса.

Батский ярус. Батские отложения в Сомхето-Карабахской тектонической зоне по сравнению с байосскими имеют ограниченное распространение. Они установлены только в Алавердском антиклинории и широко развиты в Азербайджанской ССР.

До 1962 г. фаунистически охарактеризованные отложения бата были известны лишь в Алавердском рудном районе, на склонах горы Шахтахт. Однако впоследствии работами Н. Р. Азаряна, А. А. Гюрджяна и М. А. Аракеляна было доказано наличие фаунистически охарактеризованных отложений нижнего бата также в междуречье Дебед и Агстев.

В Алавердском антиклинории батские отложения известны в двух местах — в северо-западной, периклинальной, части антиклинория (в бассейне р. Лалвар и на склонах горы Шахтахт) и в его центральной части. Батские отложения бассейна р. Лалвар протягиваются по полосе гора Шахтахт — скала Джейран — гора Дарк. Представлены они в низах разреза авгитовыми порфиритами, согласно залегающими над верхнебайосскими туфопесчаниками и агломератами алавердишамлугской свиты. Максимальная мощность порфиритов на южных обрывах горы Шахтахт 70 *м*.

Выше следуют грубозернистые среднеслоистые желтовато-зеленые песчаники и туфы с прослоями известковистых разностей, а также почти черных, углистых глинистых сланцев. Мощность песчаников и сланцев не превышает 60 *м*. К югу мощность батских отложений постепенно уменьшается, и у горы Дарк вследствие трансгрессивного налегания келловея и оксфорда они выпадают из разреза. Батский возраст этих отложений впервые был установлен В. Ф. Пчелинцевым (1927), который определил из сборов В. Г. Грушевого *Gervillia acuta* Sow., *Ctenostreon pectiniforme* Schlotch., *Anisocardia tenera* Sow., *Pinna buchi* Koch und Dunker, *Lima conrathi* Redl., *L. scabrella* Terqu. et Jordy, *Chlamys lotharingicus* Branco и др.

Позже Н. Р. Азарян (1963) из песчаников горы Шахтахт определил *Oppelia fusca* Quenst. и *Opp. aspidoides* Opp., на основании которых датируется нижнебатский возраст шахтахтской свиты.

Более широко батские отложения развиты в центральной части междуречья Дебед и Агстев в бассейнах рек Аксибара и Караханчай, где они с севера, востока и юга окаймляют нижележащую вулканогенную свиту (верхний байос по Н. Р. Азаряну) сводовой части Алавердского антиклинория. Здесь батские отложения представлены мощной вулканогенно-осадочной толщей, в нижней части которой большую роль играют песчаники, глинистые сланцы и брекчии с характерной нижнебатской фауной. Выше следуют туфобрекчии с пластами порфиритов, которые в верхах разреза сменяются порфиритовой толщей.

Характерный разрез батских отложений Алавердского антиклинория, составленный Н. Р. Азаряном (1963_2), на восточном склоне Гугарацкого хребта по линии гор Шиштапа — Саркут — Геог-даг, следующий.

Над туфобрекчиями и кислыми эффузивами нижней Кошабердской свиты залегают (снизу вверх):

1. Глинистые песчаники темно-серого цвета с редкими известково-глинистыми конкрециями и с *Planisphinctes planilobus* Beckm. . . . . 4 *м*

2. Туфопесчаники и туффиты грубо- и среднезернистые, хлоритизированные, с прослоями глинистых песчаников . . . . . 50 „

3. Туфобрекчии с прослоями грубозернистых туфопесчаников . . . 43 „

4. Песчаники плотные, известковистые, мелкозернистые с частично окатанными обломками эффузивных пород . . . . . 44 „

Из этой пачки определены *Stephanoceras (Cadomites)* cf. *rectelobatum* Hauer (нижний бат), *Posidonia buchi* Rorm., *Lima* sp. indet., *Acquipecten* sp. indet. и др.

5. Туфобрекчии зеленовато-серого цвета с прослоями туфопесчаников и туффитов, реже порфиритов с неопределимыми остатками морских организмов . . . . . 118 „

6. Порфириты зеленовато-серого цвета с включениями фенокристаллов фиолетового и черного цвета . . . . . 58 „

7. Глинистые песчаники с прослоями светло-желтых, плотных, аркозовых песчаников, преобладающих в верхней части пачки . . . . . 24 „

Из глинистых песчаников известны *Oecostraustes costiger* Buckman, *Oec. bradbeyi* Arkell, *Oppelia (Oxycerites) waterhousei* (Morris and Lycett), *Pseudophylloceras kudernatschi* (Hauer), *Partschiceras* sp. indet. и др. Первые три вида характерны для бата.

8. Порфириты зеленовато-серого цвета . . . . . 8 „

9. Туфопесчаники грубозернистые, зелено- или темно-серого цвета, иногда с фиолетовым оттенком с гнездами халцедона бело-молочного цвета . . . 100 „

Отсюда известны *Stephanoceras (Cadomites)* sp. indet., *Oppelia* sp. indet., *Lima (Montellum) duplicata* Sow., *Chlamys dewalquei* Opp., *Lopha eruca* (Defrance), *Entolium demissum* Phillips, а также представители Phylloceratidae и Lytoceratidae.

10. Аркозовые песчаники серо-бурого цвета, плотные, мелкозернистые с чешуйками слюд и зернами халцедона . . . . . 36 „

11. Песчаники, частично окварцованные, фиолетового и вишневого цвета с включениями и гнездами кварца и халцедона. Неизмененные песчаники, которые появляются в верхней части пачки, имеют зеленовато-серый цвет . . 38 „

12. Туфобрекчии серо-зелено-фиолетового цвета с пластами сильно измененных, хлоритизированных порфиритов . . . . . 10 „

13. Песчаники сильно измененные, плотные, раздробленные темно-серого цвета . . . . . 28 „

14. Толща дацитовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и туфобрекчий желто-серого цвета. Последние преобладают в низах разреза . . . 300 „

Выше, в районе горы Геог-даг, над вулканогенной толщей залегает трансгрессивный келловей.

На северном крыле Алавердского антиклинория описанные породы протягиваются на восток до среднего течения р. Аксибара.

В среднем течении р. Аксибара, у развалин монастыря Киранц, где вулканогенная толща верхней части разреза отсутствует вследствие трансгрессивного налегания келловея на темные глинистые сланцы, соответствующие пачкам 7 и 9 вышеприведенного разреза, А. А. Гюрджяном и М. А. Аракеляном была собрана коллекция аммонитов, среди которых Н. Р. Азаряном определены *Morphoceras macrescens* (Buckman), *M. multiforme* Arkell, *M. patescens* (Buckman), *Ebrayiceras filicosta* Wetzel, *E. pseudoanceps* (Ebray), которые характерны для нижнего бата Центральной и Западной Европы. Далее, окаймляя нижележащую вулканогенную свиту с востока, описанные породы переходят на южное крыло Алавердского антиклинория, в основании отложений которого А. А. Гюрджян выделяет пачку глинистых сланцев, переходящих кверху в туфопесчаники (мощность 160—170 *м*). Восточнее меридиана горы Кечал-даг и западнее меридиана горы Марал-даг они по простиранию и вверх по разрезу замещаются пачкой чередующихся слоев туфогенных и известковистых песчаников, содержащих отпечатки листьев, включения окремненных стволов и прослои углистых сланцев. Из этих же отложений происходят *Trigonia clavellata* Ag., *Tr. costata* Sow., *Coelastarta excavata* Sow., *C. carajmanensis Sibirjakova* (сборы

А. А. Гюрджяна), встречающиеся, по заключению Л. В. Сибиряковой, в верхнем байосе — бате. На основании приведенного списка фауны А. А. Гюрджян и М. А. Аракелян склонны относить описываемую вулканогенно-терригенную свиту к верхнему байосу — нижнему бату *.

В районе горы Дзианурт, устья р. Соух-булаг, зимовки Достлу песчаники и туфогенные песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в грубозернистые аркозовые песчаники мощностью до 25 *м*. Верхняя, бóльшая, часть разреза описываемой свиты, как и на северном крыле антиклинория, представлена туфобрекчиями, переходящими выше в авгитовые порфириты. На южном крыле Алавердского антиклинория вулканогенные породы достигают наибольшего развития в междуречье верхних течений Караханчай и Аг-буга.

В Шамшадинском антиклинории отложения нижнего бата в песчано-глинистой фации известны в районе сс. Чоратан и Чинари. Мощность сохранившейся от размыва части разреза этих отложений в окрестностях с. Чоратан составляет 50 *м*. В разрезе с. Чинари она доходит до 450 *м*. Из верхней половины разреза песчано-глинистых отложений окрестностей с. Чинари Ш. А. Азизбеков приводит следующую фауну *Hecticoceras* cf. *primaevum* Gross., *Perisphinctes pseudosubtilis* Liss., *Limatula helvetica* Oppel., *Pygorhytis ovalis* Leske., *Ptilophyllum cutchense* Morr. (определение Г. Я. Крымгольца). По заключению Г. Я. Крымгольца, эта фауна характеризует батский ярус, но присутствие перисфинкта скорее всего говорит о нижнем бате. Т. А. Гасанов также указывает на присутствие здесь бата (зона с *Oppelia fusca*).

Верхняя юра. Верхнеюрские образования широко развиты в Сомхето-Карабахской зоне и представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и нормально морскими отложениями. Они приурочены к крыльям и погруженным частям антиклинориев, а также к синклинориям. Келловей представлен трансгрессивной свитой туфопесчаников с прослоями известковистых и глинистых разностей, а также вулканогенными отложениями и хорошо охарактеризован фаунистически. Оксфорд также трансгрессивен и по петрографическому составу делится на три свиты. В основании оксфорда в восточной части зоны присутствуют кремнистые известняки, известные под названием будурской свиты. Выше располагается вулканогенная толща, представленная порфиритами и их пирокластами с прослоями и линзами туфопесчаников, туфов и известняков. Верхняя часть разреза представлена известняками и доломитами с лузитанской фауной в нижней части. Верхняя часть карбонатной свиты, где появляются и песчаники, относится к кимериджу. К верхнему титону — нижнему неокому относится немая вулканогенная толща Шамшадинского района, известная как артаминская свита.

Келловейский ярус. Келловейские образования в Сомхето-Карабахской зоне имеют довольно широкое распространение и приурочены в основном к северным крыльям Алавердского и Шамшадинского антиклинориев. Мощность этих отложений не превышает 400—450 *м*. В фаунистически хорошо охарактеризованных келловейских отложениях установлено наличие нижнего и среднего подъярусов и отсутствие верхнего. Отложения последнего, вероятно, и не отлагались или были размыты вследствие имевшего место перерыва перед нижним оксфордом. Во всей этой зоне оксфорд трансгрессивно и несогласно налегает на келловейские и более древние породы.

В Алавердском антиклинории келловейские отложения, впервые выделенные А. Т. Асланяном (1949), узкой полосой окаймляют среднеюр-

* Из этих отложений Н. Р. Азаряном были определены *Oppelia (Oxycerites) waterhousi* (Morr et Lycett), *Morphoceras densicostatum* Thal. и др. нижнебатские аммониты.

ские образования Алавердской структуры с северо-запада, северо-востока и юго-востока. Они представлены трансгрессивной серией туфопесчаников и глинистых сланцев с прослоями вулканогенных пород, налегающих на разные горизонты бата и верхнего байоса. Полоса распространения этих пород протягивается от восточного склона горы Лалвар, через правый берег р. Учкилиса, в пос. Шамлуг и до с. Чочкан. Далее они появляются в междуречье Дебед и Агстев, в районах горы Геогдаг, с. Боганис, годы Казанчи и узкой полосой прослеживаются в южном направлении до низовьев рек. Аг-буга и Хач-булаг.

Характерный разрез келловейских отложений, составленный Н. Р. Азаряном (1963_2) в Алавердском рудном районе, в ущелье р. Жанк, на восточном склоне горы Лалвар, являющейся фактически юго-восточным крылом Лалварского (Сомхетского) синклинория, представлен в следующем виде: над батскими песчаниками горы Шахтахт трансгрессивно залегают следующие отложения:

1. Грубозернистые аркозовые песчаники зелено-желтого цвета с окатанными обломками зерен полевых шпатов . . . . . 5 *м*
2. Известковистые туфопесчаники, толстослоистые, желтовато-серые с остатками растительности . . . . . 20 „
3. Глинистые песчаники и сланцы темно-зеленого цвета с примесью туфогенного материала . . . . . 15 „

Из этой пачки А. Т. Асланян (1949_1) и Н. Р. Азарян (1963_2) определили *Macrocephalites macrocephalus* Schloth, *M. tumidus* Rein., *Kepplerites* sp., *Perisphinctes* sp., *Aequipecten* cf. *subinaequicostatus* Kasansky, *A. fibrosodichotomus* Kas., *Chlamys dewalquei* Oppel, *Pholadomya* cf. *murchisonia* Sow., *Cerotomya callovensis* Kas., *Coelastarte incerta* Pčel., *Lima rigidula* Phill. и др., указывающие на келловейский возраст вмещающих их отложений.

4. Песчаники грубозернистые, конгломератовидные с хорошо окатанными гальками . . . . . 40 „

Выше расположена трансгрессивная толща порфиритов и их пирокластолитов оксфорда.

Аналогичный разрез наблюдается и у пос. Шамлуг, на склоне горы Бугакяр, откуда и келловейские отложения Алавердской структуры получили название бугакярской свиты. Из песчаников и глинистых сланцев окрестностей пос. Шамлуг Н. Р. Азарян приводит *Hecticoceras* cf. *pseudopunctatum* Lah., характерную для среднего келловея, *Zeilleria* cf. *carinata* Lam., *Rhynchonella caucasica* Uhlig, *Posidonia buchi* Roem., *Ctenostreon* cf. *pectiniforme* Schloth., *Lima (Montellum) duplicata* Sow., *Aequipecten* cf. *subinaequicostatus* Kas. и другие.

В междуречье Дебед и Агстев келловейские отложения появляются на водоразделе рек Аксибара и Гуляби, в районе горы Геог-даг, где они слагают крылья одноименной синклинали, заполненной оксфордскими породами. Далее к востоку келловейские отложения выпадают из разреза и вновь появляются южнее с. Воскепар, слагая склоны горы Казанчи, протягиваются в южном направлении до низовьев рек Аг-буга и Хач-булаг. Из этих отложений по сборам М. А. Аракеляна, А. А. Гюрджяна и Н. Р. Азаряна определены следующие характерные для келловея виды *Perisphinctes radschensis* Djan., *Ceratomya calloviensis* Kasansky, *Trigonia (Trigonia) cassiope* Orb., *Pholadomya rugosa* Kasansky, *Pleuromya* cf. *balkhanensis* Pčel., *Cucullaea elatmensis* Borissjak, а также *Pholadomya ovula* Agassiz, *Inoperna sowerbyi* (Orb.), *Anisocardia tenera* (Sow.), *Sphaera lajoyei* var. *cingenda* Morris and Lycett, *Procerites funatus* Opp.

Келловейские отложения в низовьях рек Аг-буга и Хач-булаг, согласно данным А. Т. Асланяна (1949_1), отличаются от вышеописанных содержанием вулканогенных пород, которые переслаиваются нормально осадочными отложениями с характерной келловейской фауной: *Macro-*

cephalites macrocephalum Schloth., *Perisphinctes radschensis* Djan., *P. tsessensis* Djan., *P. orionoides* Djan., и *P.* cf. *triplicatus* Quenst.

На северном склоне Алавердского антиклинория келловейские отложения дугообразно окаймляют вулканогенные образования оксфорда, слагающие Геогдагскую синклиналь. К юго-востоку от горы Большой Геог-даг М. А. Аракелян и Ц. М. Айвазян описывают следующий разрез этих отложений:

1. Грубозернистые известковистые песчаники, в основании базальный конгломерат из обломков подстилающих вулканогенных пород верхнего байоса — бата	15 *м*
2. Грубозернистые песчаники, переходящие выше в тонкослоистые известковистые песчаники	70 „
3. Глинистые песчаники и глинистые сланцы	60 „
4. Слабоглинистые песчаники и туфобрекчии	100 „

Далее к юго-востоку, после некоторого перерыва келловейские отложения снова появляются в долине р. Гиляс-дара. Здесь А. Т. Асланян (1949_1) описывает следующую последовательность наслоения этих пород (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые, брекчиевидные породы, состоящие из угловато-окатанных обломков порфиритов и туфов, сцементированных туфовым материалом	40—50 *м*
2. Шоколадного цвета глинистые сланцы, переполненные *Posidonia buchi* Roem.	30 „
3. Толща перемежающихся средне- и тонкозернистых туфогенных песчаников	150 „
4. Тонкослоистые, среднезернистые, сланцеватые песчаники	20 „
5. Желтовато-серые мергели	5 „
6. Тонкослоистые, среднезернистые песчаники	6 „
7. Желтовато-серые, известковистые глины	3 „
8. Тонко- и среднезернистые, зеленоватые песчаники	15 „
9. Среднезернистые, среднеслоистые песчаники	15 „
10. Желтовато-серые, известковистые глины	5 „

Выше следует оксфордская толща перемежающихся туфобрекчий, туфогенных песчаников и известняков. Из пачки 2 описанного разреза по сборам М. А. Аракеляна и Ц. М. Айвазяна известны *Camptonectes* cf. *lens* Sone., *Corbis* cf. *crossicosta* Orb., *Posidonia buchi* Roem. (определения Л. В. Сибиряковой).

Из долины р. Гиляс-дара келловейские отложения прослеживаются к югу до верховьев р. Аг-буга, где слагают восточное крыло Карнутской брахиантиклинали. В этом же направлении, по данным А. А. Гюрджяна, в них происходит замещение глинистых пород и песчаников верхней половины разреза туффитами, переходящими кверху в туфобрекчии. Мощность келловейских отложений в разрезах горы Яных-полуд и зимовки Карнут составляет 400 *м*.

Из песчано-глинистых сланцев нижней части разреза восточного склона горы Яных-полуд по сборам Г. М. Акопяна известны *Ceramya* cf. *concentrica* (Sow.), *Arcomya* cf. *caucasica* Vas., *Coelastarte incerta* Pčel. (определения Г. Т. Пчелинцевой). Из этой же пачки зимовки Карнут Г. М. Акопян приводит *Entolium* cf. *demissum* Phill., *Aequipecten fibrosodichotomus* Kas., *Pleuromya* cf. *duini* (Brongn), *Pl.* cf. *varians* Pets., *Pl. securiformis* Phill., *Modiola gibbosa* Sow., *Anisocardia tenera* (Sow.), *Trigonia costata* Park., *Goniomia trapezicosta* Push., *Pholadomya subcanaliculata* Kas., *Arcomya* aff. *helvetica* Ag. (определения Г. Т. Пчелинцевой).

Среди фауны, собранной А. А. Гюрджяном из этого же пункта, Н. Р. Азаряном определены келловейские формы *Pholadomya rugosa*

Kasansky, *Chlamys fibrosodichotomus* Kasansky, *Pleuromya* cf. *balkanensis* Pčel.

Юго-восточнее указанных пунктов, в окрестностях с. Тандзут, по данным А. Т. Асланяна (1949$_1$), нижняя половина разреза мощностью 100 *м* сложена брекчиевидными порфиритами, переходящими в туфобрекчии и туфогенные песчаники с прослоями известняков, содержащих *Perisphinctes radschensis* Djan. и *P. tsessiensis* Djan. Выше залегают известковистые песчаники мощностью 15 *м* с *Perisphinctes orionoides* Djan. и *Perisphinctes* cf. *triplicatus* Quenst.

Верхняя половина разреза мощностью 150 *м* сложена пиритоносными глинистыми сланцами, чередующимися со слабоизвестковистыми тонкозернистыми песчаниками, частью же грубозернистыми желтовато-сероватыми песчаниками. В основании пачки глинистых сланцев найдено несколько экземпляров *Macrocephalites macrocephalum* Schloth. Разрез келловейских отложений этого района венчают известковистые глины с *Quenstedticeras henrici* (?) Douv. Мощность горизонта 25—35 *м*. На основании приведенных фаунистических данных А. Т. Асланян с некоторой условностью относит брекчиевидные порфириты и туфобрекчии описанного разреза к верхам корнбраша, горизонт известковистых песчаников — к низам келловея; пачка глинистых сланцев и горизонт известковистых глин соответственно отнесены к нижнему и верхнему келловею.

На южном крыле Карнутской брахиантиклинали (северный склон Иджеванского хребта) келловейские отложения представлены туффитами, туфопесчаниками. Глинистые сланцы играют весьма незначительную роль. Погружаясь под отложения оксфорда, келловейские породы снова выходят на дневную поверхность на юго-восточном склоне Иджеванского хребта. На склоне горы Сари-булаг, обращенном в сторону р. Агстев, А. Т. Асланяном описан следующий разрез келловейских отложений (снизу вверх):

1. Грубозернистые, брекчиевидные песчаники, состоящие из угловатоокатанных обломков порфиритовых и туфовых пород, трансгрессивно с небольшим угловым несогласием перекрывают кварцевые порфиры	40 *м*
2. Тонкозернистые, серовато-бурые, сланцеватые песчаники	5 „
3. Грубозернистые, желтовато-серые туфогенные песчаники	2 „
4. Средне- и толстослоистые, сланцеватые, серые песчаники	80 „
5. Глинисто-песчанистые, серовато-желтые сланцы с обломками ростров белемнитов	30 „

Аналогичный разрез описан Г. М. Акопяном в урочище Моллакая. Из туфопесчаников средней части разреза Г. М. Акопян приводит *Anisocardia laubei* Roll. На противоположном склоне долины р. Агстев, по данным А. А. Атабекяна, келловейские отложения обнажаются вдоль Ревазлинского сброса, между сс. Црвиз и Ревазлу. В нижней части они представлены туфобрекчиями, состоящими из угловатоокатанных обломков разнообразных пород, сцементированных туфогенным материалом, слоистыми грубо- и среднезернистыми песчаниками с редкими покровами порфиритов, а в верхней — слоистыми мелкозернистыми песчаниками, содержащими *Anisocardia laubei* Roll., *Ceratomya calloviensis* Kas., *Heligmus polyptycus* Deslong., *Lima subrigidula* Schl., *Chlamys ambigus* Goldf., *Aequipecten fibrosodichotomus* Kas., *Limatula* cf. *helvetica* Kas. и др. (определения Г. Т. Пчелинцевой). Эта фауна, как отмечает А. Т. Асланян (1958), идентична указанной фауне верховьев р. Аг-буга и характеризует келловейский ярус в составе обеих его зон. Мощность разреза 330 *м*.

В Иджеванском синклинории описанные выше келловейские отложения бассейнов рек Аг-буга и Хач-булаг, южнее с. Карнут (Армутлы)

слагают уже северное крыло Иджеванского синклинория (Далидагская синклиналь). Эти же отложения выходят и на южном крыле синклинория, на юго-восточном склоне горы Сари-булаг и на левом берегу р. Агстев, севернее с. Ахкихлы, узкой полосой прослеживаются в северном направлении до горы Джейран-олан, где они перекрываются меловыми отложениями. По характеру пород и стратиграфическому положению келловейские отложения Иджеванского синклинория идентичны таковым Алавердского антиклинория. Представлены они согласно данным А. Т. Асланяна (1949_1) грубозернистыми брекчиевидными песчаниками, которые трансгрессивно, с угловым несогласием перекрывают верхнебайосскую толщу кварцевых порфиров. Выше следуют тонкозернистые и грубозернистые песчаники и глинисто-песчанистые сланцы с обломками ростров белемнитов.

Келловейские отложения присутствуют также на восточном крыле Иджеванского синклинория, в окрестностях сс. Црвиз и Ревазлу. По данным А. А. Атабекяна, келловейские отложения здесь представлены толщей вулканогенно-обломочных и терригенных пород. В нижней части она представлена туфобрекчиями зеленовато-серого цвета с грубо- и среднезернистыми песчаниками и с редкими покровами порфиритов. В верхней части толщи присутствуют мелкозернистые песчаники с прослоями конгломератов. Из этой толщи в районе с. Ревазлу найдены *Limatula* cf. *helvetica* K a s. (определения Г. Т. Пчелинцевой).

Восточнее ущелья р. Агстев келловейские отложения непрерывно прослеживаются под карнизами известняков оксфорда от горы Будур до с. Ицакар. На южном склоне горы Сарум М. А. Аракеляном описан следующий разрез келловейских отложений (снизу — вверх):

1. Базальные конгломераты, состоящие из плохо окатанных галек подстилающих кварцевых плагиопорфиров. Цемент туфогенный	1,5—2 *м*
2. Крупно-среднезернистые песчаники	30 „
3. Розовые песчаники с фауной аммонитов	7 „
4. Слоистые, темно-серые песчаники	100 „
5. Грубослоистые, туфогенные песчаники	60 „
6. Темные, глинистые сланцы с остатками аммонитов плохой сохранности	30 „
7. Средне-мелкозернистые, туфогенные песчаники	8 „
8. Переслаивающиеся песчаники и глинистые сланцы	15 „
9. Туфогенные песчаники	2 „
10. Слоистые тонко- и мелкозернистые песчаники	40 „
11. Известковистые песчаники с прослоями серых известняков	10 „
12. Желтоватые песчаники, постепенно переходящие кверху в органогенные кремнистые известняки оксфорда	30 „

Среди фауны нижней части, описываемого разреза (сборы М. А. Аракеляна в окрестностях зимовки Лачин) Л. В. Сибиряковой определен *Hecticoceras lunuloides* K i l., характеризующий келловей.

В разрезе ущелья р. Ахум в туфогенных песчаниках появляются прослои темно-серых известняков и глинистых сланцев мощностью 0,5—10 *м*. После некоторого перерыва келловейские отложения вновь выходят на дневную поверхность в районе с. Чоратан и далее, прослеживаясь на восток, через с. Чинари переходят на территорию Азербайджанской ССР.

В с. Чоратан разрез описываемых отложений, по данным А. Т. Асланяна (1949_1, 1958), начинается микроконгломератами, переходящими выше в грубозернистые песчаники розоватого оттенка, состоящими из угловатоокатанных зерен кварца и полевого шпата, образовавшихся за счет размыва подстилающих кварцевых плагиопорфиров. Мощность 30 *м*.

Кварц-полевошпатовые песчаники стратиграфически выше постепенно переходят в мелкозернистые песчаники, сменяющиеся выше гли-

нистыми, частично песчанистыми сланцами, содержащими многочисленные *Posidonia buchi* Roem. Мощность пачки 100 *м*.

Оксфордский ярус. Отложения оксфорда имеют широкое распространение. Особенно много их на юго-восточной примыкающей к Иджеванскому синклинорию части Алавердского антиклинория, а также в восточной части Шамшадинской структуры.

Оксфордские отложения в Сомхето-Карабахской зоне мощностью до 1000 *м* в виде неправильного кольца окаймляют положительные структуры района, трансгрессивно налегая на более древние породы, до верхнебайосских включительно. Фаунистически охарактеризованы все три свиты оксфорда. Нижние две свиты (будурская и бузханская) относятся к нижнему оксфорду, а верхняя карбонатная свита — к верхнему оксфорду — кимериджу.

В Лалварском синклинории оксфордские отложения широко развиты на северо-востоке структуры; в юго-западной части синклинория они погружены под среднеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения горы Лалвар. Оксфорд представлен трансгрессивной вулканогенно-осадочной толщей с прослоями и линзами туфогенных песчаников, туфов и известняков общей мощностью 350—400 *м*. Указанные отложения фаунистически не охарактеризованы и впервые были выделены А. Т. Асланяном (1949$_1$) и отнесены к нижнему оксфорду согласно их стратиграфическому положению. Указанный комплекс вулканогенных пород протягивается от горы Лалвар на северо-восток, занимая большую площадь в бассейне р. Бануш, откуда переходит на правый склон долины р. Дебед и в пределах Алавердского антиклинория, на его северном крыле, у с. Кохб, перекрывается отложениями сеномана. Еще дальше к востоку они уже перекрываются верхнеоксфордскими отложениями, будучи заключенными между келловеем и секваном.

Характерный разрез нижнеоксфордских отложений Лалварского синклинория, снятый Н. Р. Азаряном (1963), наблюдается на восточном склоне горы Лалвар, в ущелье р. Жанк. Здесь над келловейскими грубозернистыми, конгломератовидными песчаниками трансгрессивно залегают:

1. Порфириты плотные, темно-серые, фиолетового оттенка	50 *м*
2. Туфопесчаники мелкозернистые, плотные, известковистые, темно-серого цвета	8 „
3. Порфириты плотные, темно-серого цвета	60 „
4. Туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, сменяющие друг друга с мощными покровами мандельштейновых серо-фиолетового цвета порфиритов . . .	100 „
5. Порфириты серого цвета с прослоями и линзами обломочных пород и туфопесчаников	100 „
6. Туфы плотные, звенящие при ударе, темно-фиолетового цвета . . .	20 „

Выше резко трансгрессивно налегают базальные конгломераты среднего эоцена.

В Алавердском антиклинории разрез оксфордских отложений представлен более полно. Помимо вулканогенно-осадочной толщи нижнего оксфорда, которая окаймляет эту структуру со всех сторон, здесь присутствуют также карбонатные отложения лузитана. Последние широко развиты в юго-восточной примыкающей к Иджеванскому синклинорию части Алавердского антиклинория и слагают западное, северное и южное крылья южной части Иджеванской структуры.

В отличие от Лалварского синклинория, здесь в вулканогенно-осадочных отложениях оксфорда большую роль играют разнообразные песчаники, туфопесчаники и известняки, фациально сменяющие вулканогенные породы.

Разрез оксфордских отложений, составленный А. Т. Асланяном (1949$_1$), по линии гора Геог-даг — с. Джуджеван выглядит следующим

образом. Южнее вершины горы Геог-даг на известняки и сланцы келловея с *Macrocephalites* sp. налегают:

1. Порфириты афанитовые, темно-серые с туфобрекчиями в основании	60 *м*
2. Порфириты зеленовато-фиолетового цвета, переходящие местами в кварцевые порфириты. В верхах толщи наблюдаются слоистые туфогенные породы и линзы известняков	250 „
3. Песчаники плотные, тонкослоистые, известковистые	20 „

Эти отложения занимают обширное пространство на северном крыле Алавердского антиклинория, заполняя Геогдагскую синклиналь и прослеживаются в северо-восточном направлении до с. Достлу.

В южном и восточном направлениях терригенный компонент в нижнеоксфордских вулканогенных отложениях еще больше увеличивается и уже в бассейне рек Гиляс-дара, Аксибара, Аг-буга и Хач-булаг преобладают терригенные отложения с прослоями вулканогенных пород.

Разрез, составленный А. Т. Асланяном (1949$_1$), на правом склоне ущелья р. Хач-булаг, севернее вершины горы Ах-кая, выглядит следующим образом. На размытой поверхности мергелистых глин келловея залегают:

1. Перлитовые туфы, рассланцованные, слюдистые, зеленовато-серые с включениями валунов известковистых песчаников	35 *м*
2. Песчаники крупнозернистые, пепельно-серые, постепенно переходящие в серовато-зеленые. Средне- и тонкозернистые разности с прослоями почковидных зеленых известняков с *Belemnites* sp. и *Sowerbyceras tortisulcatum* Orb.	10 „
3. Песчано-глинистые сланцы	2 „
4. Туфогенные песчаники однородные, пепельно-серые, среднезернистые, толстослоистые с остатками растений	200 „

Выше на размытой поверхности туфогенных песчаников залегают псевдоолитовые известняки верхнего оксфорда (лузитана), широко развитые уже в пределах Иджеванского синклинория.

Описанные отложения бассейна р. Хач-булаг узкой полосой протягиваются в западном направлении, слагая склоны горы Дали-даг. Далее они прослеживаются в северо-восточном направлении севернее сс. Атан.

В Иджеванском синклинории широкое площадное развитие получают верхнеоксфордские (лузитанские) отложения, представленные разнообразными известняками и доломитами, которые постепенным переходом связаны с подстилающими нижнеоксфордскими отложениями. Наибольшего развития отложения лузитана достигают в бассейнах левых притоков р. Агстев: Соух-су, Агри и Макараванк. В южной же части Иджеванского синклинория, от массива горы Сарибулаг лузитанские отложения прослеживаются узкой полосой на запад, слагая южное и северное крылья Далидагской синклинали, ядро которой заполнено верхнемеловыми отложениями.

На восточном крыле Иджеванского синклинория, примыкающего к Шамшадинскому антиклинорию, оксфордские отложения имеют ограниченное развитие и представлены кремнистыми известняками (будурская свита) и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего оксфорда и будут описаны ниже с соответствующими отложениями Шамшадинского антиклинория.

Сводный разрез лузитанских отложений Иджеванского синклинория, по данным А. Т. Асланяна (1949$_1$), следующий. На нижнеоксфордских пепельно-серых среднезернистых туфопесчаниках горизонта 4 предыдущего разреза, западнее горы Кызыл-кая, согласно залегают:

1. Известковистые песчаники, переслаивающиеся с серыми песчанистыми известняками. Вверх по разрезу последние сменяются светло-серыми, тонко- и среднеслоистыми, брекчиевидными известняками, частично кремнистыми . . 30 *м*

Из этого горизонта А. Т. Асланян определил *Terebratula* aff. *andelotensis* Haas., *T.* cf. *etalloni* Roll., *T.* cf. *rouraca* Roll., которые доказывают ворак-ский (нижний подъярус лузитана) возраст этих отложений.

2. Доломиты в низах с примесью терригенного материала, средне- и толстослоистые, ноздреватые, розовато-желтого цвета. Встречаются в виде прослоев псевдоолитовые светло-серые, микрозернистые известняки с *Gumbelina*. Максимальная мощность по ущелью р. Агри . . . . . 350 „

Эти породы южнее каньона р. Агри переходят по простиранию в желтовато-серые песчано-обломочные известняки с прослоями псевдоолитовых известняков, которые содержат *Eustoma* aff. *germaini* Etall., *Nerinea* cf. *eugeniensis* Pčel., *N.* cf. *sculpta* Etall., *Poliptyxis* cf. *nodosa* Voltz. (определение А. Т. Асланяна), а также *Ptygmatis pseudobruntrutana* Zauschn, *Pseudonerinea jailensis* Pčel., *P. pupoidea* Pčel. (определение В. Ф. Пчелинцева).

Выше над доломитами, на плоском водоразделе рек Соух-су и Агри северо-западнее с. Енокаван, согласно залегают коричневато-желтые, тонкослоистые, сильно песчанистые известняки, которые условно относятся к кимериджу.

В нижнем течении р. Соух-су, в окрестностях с. Тала из нижних слоев лузитанских отложений по сборам Н. Р. Азаряна и З. В. Крячковой (1961_2) последней были определены *Fibula taurica* Pčel., *Pseudonerinea subbroni* Pčel., *Nerinea subsculpta* Pčel., *N. armenica* sp. nov., *Ptygmatis bruntrutana* (Thurmana), *Polyptyxis* cf. *nodosa* Voltz, *Ampullina millipora* (Buvignier) и *Cylindrites mitis* Loriol., характерные для воракского подъяруса.

В пределах Шамшадинского антиклинория на отложения келловея согласно налегает мощный комплекс вулканогенных и карбонатных пород оксфорда. Там, где келловейские отложения выпадают из разреза, он налегает на размытую поверхность среднеюрских образований и прорывающих их интрузий. В междуречье Агстев и Ахум А. А. Атабекян (1954) в составе этого комплекса выделяет три свиты: будурскую, бусханскую, сарумскую. По его данным вулканогенно-обломочные отложения келловея в ущелье рр. Ревазлу и Црвиз постепенно переходят вверх по разрезу в свиту розовато-желтых окремненных и серых оолитовых и псевдоолитовых известняков будурской свиты. Живописные эскарпы известняков этой свиты протягиваются по правому склону долины р. Агстев вдоль правого борта ущелья р. Сагнах в Шамшадинский район.

Стратиграфически выше следует свита туфогенных песчаников и туфоконгломератов, содержащая прослои и линзы коралловых известняков (бусханская свита). На плоском водоразделе рр. Агстев и Ахум песчаники бусханской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатными отложениями так называемой сарумской свиты. На южном склоне горы Сарум, по данным А. А. Атабекяна (1954), нижняя часть свиты представлена средне-тонкослоистыми мергелями, а севернее указанного района оолитовыми серыми известняками и доломитами. Верхняя же часть разреза сложена главным образом толстослоистыми белыми коралловыми известняками. В целом в разрезе сарумской свиты доминируют доломиты, они широко распространены в урочище Гамза.

Следует отметить, что мощности указанных свит непостоянны: наблюдается увеличение мощности одной за счет сокращения другой. На южном склоне горы Сарум мощности этих свит соответственно составляют 220, 300, 200 *м*. Будурская свита отнесена А. А. Атабекяном

(1954) условно к нижнему оксфорду на основании ее стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными отложениями келловея и бусханской свиты. Бусханская свита должна быть отнесена к оксфорду на основании следующих данных. Из средней части свиты в районе монастыря Чхмурад (левобережье р. Ахум), по сборам Г. А. Чубаряна, Н. Р. Азаряном определены нижнеоксфордский *Perisphinctes filocostatus* Haas. и *P. vicinus* Haas. В верхах этой свиты в истоках р. Хозмарак А. А. Атабекяном были собраны *Perisphinctes plicatilis* Sow., *Aspidoceras (Euaspidoceras) babeanum* d'Orb., *Sphaeroceras* sp., *Hibolites* sp. (определения Г. Я. Крымгольца), *Modiola* cf. *hannoverana* Struem., *Spondylopecten* ex gr. *moreanus* Buv. (определения Г. Т. Пчелинцевой), датирующие верхний оксфорд.

В известковистых песчаниках, залегающих непосредственно под карбонатами сарумской свиты, на южном склоне горы Сарум М. А. Аракеляном собрана аммонитовая фауна, среди которой Л. В. Сибиряковой определены *Perisphinctes plicatilis* Sow., *P. aeneas* Gemm, var. *plana* Siemir., *Aspidoceras* ex gr. *babeanum* Orb., *Perisphinctes* ex gr. *kiliani* Riaz. (верхний оксфорд).

Сарумская свита, по мнению А. Т. Асланяна (1949_1) и А. А. Атабекяна (1954), является эквивалентом верхнеоксфорд-кимериджских карбонатных отложений противоположного склона долины р. Агстев. Восточнее горы Сарум сарумская свита расщепляется на серию кулисообразно смещенных пачек карбонатов, переслаиваемых туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями, а внутри будурской свиты появляются прослои вулканогенных пород.

Характерен следующий разрез комплекса оксфорда — кимериджа междуречья Ахум и Тавуш, описанный Г. А. Чубаряном у с. Навур:

1. На кварцевые плагиопорфиры налегают известковистые песчаники, состоящие из обломков кварца, плагиоклаза и подстилающих пород	2,5 *м*
2. Доломитизированные, желтоватые известняки	1,5 „
3. Розовые, известковистые, туфогенные песчаники с мельчайшими обломками кварца	3,5 „
4. Желтоватые, серые, грубослоистые, перекристаллизованные известняки	59 „
5. Серые, кремнистые известняки с фауной кораллов	14,5 „
6. Выветрелые порфириты, местами обнаруживающие мандельштейновую структуру	21,5 „
7. Крупнослоистые, плотные, темно-серые коралловые известняки	5 „
8. Выветрелые мандельштейновые порфириты	4,5 „
9. Доломитизированные известняки, пропитанные окислами железа	1 „
10. Выветрелые мандельштейновые порфириты	7,5 „
11. Толстослоистые, кремнистые, светло-серые известняки	62 „
12. Туфобрекчии и туфопесчаники	30 „
13. Межпластовое внедрение габбро-диабазов	50 „
14. Туфопесчаники и туфобрекчии	60 „
15. Среднеслоистые серые коралловые известняки, содержащие новообразования хлорита	1,5 „
16. Туфоконгломераты с редкими прослоями грубозернистых туфопесчаников	185 „
17. Слоистые кремнистые известняки со стяжениями кремня	10,5 „
18. Выветрелые порфириты с многочисленными трещинками, выполненными карбонатным материалом	10,5 „
19. Серые, кремнистые известняки	76 „
20. Толстослоистые, доломитизированные, желтоватые известняки	82 „

На них согласно налегают пепельно-серые порфириты артаминской свиты. Пачки 1—10 описанного разреза составляют нижнюю карбонатную свиту, верхней свите соответствуют пачки 12—20. Восточнее р. Тавуш карбонаты представлены только в нижней части разреза описываемого комплекса, соответствующей нижнему оксфорду, верхняя же часть его сложена исключительно туфами, туфобрекчиями и потоками порфи-

ритов. От с. Кирги по направлению к долине р. Мегараб известняки нижней свиты постепенно замещаются вулканогенами, и в долине указанной реки комплекс оксфорда — кимериджа целиком представлен вулканогенной фацией — в нижней части туфами, туфобрекчиями, а в верхней порфиритами.

В левобережье р. Агстев и на склонах Иджеванского хребта в комплексе оксфорда—кимериджа выделяются две свиты — нижняя вулканогенная и верхняя карбонатная. На правом борту ущелья р. Хач-булаг, непосредственно севернее вершины горы Ах-кая, А. Т. Асланян (1949$_1$) описывает следующий разрез вулканогенной свиты:

1. Зеленовато-серые, рассланцованные перлитовые туфы, залегающие на размытой поверхности келловея	35 *м*
2. Пепельно-серые, крупнозернистые песчаники, выше переходящие в серовато-зеленые разности с прослоями почковидных зеленых известняков. В известняках найден *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. (нижний оксфорд)	10 „
3. Серовато-зеленые песчаники, постепенно обогащающиеся глинистым материалом, который выше обособляется в самостоятельный горизонт . . .	2 „
4. Пепельно-серые среднезернистые толстослоистые туфогенные песчаники с редкими растительными остатками	200 „

Выше залегают псевдоолитовые известняки верхней свиты.

По данным А. Т. Асланяна, вулканогенная свита претерпевает значительные фациальные изменения при переходе на восточный склон хребта. На юго-восточном склоне горы Сари-булаг разрез представлен в следующем виде:

1. Грубозернистые, брекчиевидно-конгломератовидные, туфогенные песчаники, содержащие в основании в большом количестве гальки вулканических пород, залегающие на глинисто-песчанистых отложениях келловея	100 *м*
2. Желтовато-зеленые, тонкозернистые, тонко- и среднеслоистые, частью сланцеватые песчаники с растительными остатками	120 „
3. Сланцеватые песчаники, кверху постепенно переходящие в среднезернистые зеленые песчаники	15 „

Выше песчаники перемежаются с псевдоолитовыми известняками, переходящими в известняки и доломиты верхней свиты. В сторону р. Агстев вулканогенная свита постепенно выклинивается и карбонатные отложения непосредственно налегают на кварцевые плагиопорфиры. Песчаники нижней свиты вновь появляются из-под трансгрессивной карбонатной свиты на юго-восточном склоне хребта. Здесь они, по данным С. В. Мартиросяна, налегают на отложения келловея и на кварцевые плагиопорфиры. Разрез этих отложений, обнажающихся в 2 *км* восточнее горы Ах-кихлу, представлен в следующем виде:

1. Среднезернистые, светло-серые, туфогенные песчаники	40 *м*
2. Грубослоистые, светло-серые, туфогенные песчаники	50 „
3. Среднезернистые и крупнозернистые, туфогенные песчаники . . .	50 „
4. Желтовато-серые, мелко- и среднезернистые песчаники со стволами окаменелых деревьев и с отпечатками листьев	120 „
5. Зеленовато-серые, среднезернистые и крупнозернистые, довольно однообразные песчаники	80 „

От верховьев р. Аг-буга вулканогенная свита прослеживается на север под карнизами известняков и доломитов до ущелья р. Гиляс-дара. На широком поле к северу и западу от горы Налтекян туфы и туфопесчаники этой свиты, по данным А. Т. Асланяна, по простиранию замещаются туфобрекчиями. На западном склоне горы Налтекян в верхах свиты появляются зеленоватые песчанистые известняки, из которых Г. А. Чубаряном собраны аммониты *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *S. protortisulcatum* Pomp. (оксфорд), *Hecticoceras* cf. *chatillonensis P.* et *Loriol* (нижний оксфорд) и *Partsticeras viatoz* (d'Orb.) (бат — оксфорд) (определения Н. Р. Азаряна).

В долине р. Гиляс-дара в нижней части свиты преобладающими становятся карбонатные отложения. На левобережье разрез, описанный А. Т. Асланяном, представлен в следующем виде (снизу—вверх):

1. Среднезернистые, известковистые песчаники, согласно залегающие на мергелистых глинах келловея . . . . . 5 *м*
2. Конгломерато-брекчиевидные, туфогенные известняки розовато-серого цвета . . . . . 2 „
3. Розовато-серые конгломераты с угловатоокатанной галькой и известково-туфогенным цементом, перемежающиеся с песчаниками . . . . . 20 „
4. Глинисто-песчанистые, желтовато-серые сланцы . . . . . 15 „
5. Брекчиевидные туфогенные песчаниковые известняки розовато-серого цвета . . . . . 60 „
6. Перемежающиеся красноватые песчаники и детритусовые известняки . 6 „
7. Грубозернистые, светло-серые известняки с неопределимыми остатками фауны . . . . . 10 „
8. Среднезернистые, туфогенные песчаники, пепельно-серые, зеленоватого оттенка . . . . . 50 „
9. Туфогенные микроконгломераты с кальцитовым цементом . . . . 5 „

К северо-западу породы указанной свиты слагают значительное пространство в междуречье Джогаз и Кохб; ими сложены мульда Геог-дагской синклинальной складки, вершины гор Зикатар, Гомшавер, Мисхана. По линии гора Геог-даг — с. Джуджеван А. Т. Асланяном описан следующий разрез этой свиты:

1. Покров афанитовых порфиритов, имеющий в основании брекчиевидные породы с угловатоокатанными обломками туфов и порфиритов, слабосцементированных туфогенным материалом, залегающий на известняках и сланцах келловея . . . . . 60 *м*
2. Зеленовато-фиолетовые порфириты, переходящие местами в кварцевые порфириты. В верхах горизонта туфогенные породы и отдельные «клочки» известняков, подчиненных порфиритам . . . . . 350 „
3. Туфогенные породы, переходящие в сильно известковистые песчаники, образующие пологую второстепенную синклиналь меридионального простирания. Уцелевшая от эрозии мощность . . . . . 15—20 „

Из этих отложений по сборам М. А. Аракеляна известен (по тропе горы Гомшавер и горы Мисхана) *Pholadomya* cf. *ovulum* Ag., характеризующий, по мнению Г. Т. Пчелинцевой, оксфордский возраст вмещающих слоев.

Севернее и северо-западнее горы Мисхана породы вулканогенной свиты широко развиты на участке ст. Айрум — с. Ноемберян — с. Достлу и в бассейне р. Улханы. Они представлены порфиритами, которым подчинены прослои и линзы туфобрекчий и рифогенных известняков. Э. А. Хачатурян и Г. О. Пиджян в линзах известняков района с. Кохб отмечают микрофауну верхнеюрского облика.

В пространстве между селениями Кохб и Ашаги-Керпилу порфириты верхней части разреза замещаются фиолетово-серыми кварцевыми порфиритами. Оксфордский возраст описываемой вулканогенной свиты довольно твердо устанавливается по заключенной в ней фауне и ее стратиграфическому положению.

Выше по разрезу вулканогенные породы оксфорда постепенно переходят в карбонатную свиту. Она выходит в обрывах Иджеванского хребта, а также слагают левый борт ущелья р. Агстев между реками Спитакджур и Гиляс-дара. Разрез свиты, описанный А. Т. Асланяном (1949_1), на водоразделе между реками Талигет и Агри, представлен:

1. Западнее горы Кзыл-кая туфогенные песчаники оксфорда, кверху переходящие в известковистые разности, переслаивающиеся выше серыми песчанистыми известняками, сменяющимися брекчиевидными, частью кремнистыми известняками. Мощность 30 *м*. На южном крыле Карнутской брахиантиклинали (гора Ах-кая) в окрестностях с. Тала З. В. Крячковой (1961_2), были встречены: *Febula taurica* P č e l., *Pseu-*

donerinea subbroni Pčel., *Nerinea subsculpta* Pčel., *N. contorta* Pčel., *N. armenica* Krejackowa., *Ptygmatis bruntrutana* (Thurm), *Poliptixis* cf. *nodosa Voltz., Ampullina millipora* (Buv.), *Cylindrites mitis Lor.*

Фауны свидетельствуют о ворокском возрасте горизонта.

2. Средне- и толстослоистые розовато-желтые доломиты, содержащие в низах примесь туфогенного материала и редкие прослои псевдоолитовых светло-серых афанитовых известняков. В ущелье р. Талигет доломиты по простиранию сменяются желтовато-серыми песчаниковидными известняками с обильной примесью туфогенного материала. Мощность 350 *м*. Среди гастроподовой фауны, происходящей из нижней половины песчаниковидных известняков окрестностей с. Тала, А. Т. Асланяном выделены: *Eustomya aff. germaini* Etall., *Nerinea* cf. *eugeniensis* Pčel., *N.* cf. *sculpta* Etall., датирующие верхний оксфорд (лузитан). Из этой же коллекции В. Ф. Пчелинцевым были определены верхнелузитанские формы *Ptygmatis pseudobruntrutana* Zeuschn., *Pseudonerinea jailensis* Pčel., *P. pupoidea* Pčel.

3. Разрез завершают коричнево-желтые тонкослоистые, частью доломитизированные тонкозернистые песчанистые известняки, переходящие по простиранию в микроконгломератовидные пестроцветные известняки. Еще выше залегает горизонт псевдоолитовых светло-серых афанитовых известняков. Мощность 20 *м*.

Описанный разрез не выдержан повсеместно. Площадь развития песчанистых известняков ограничивается междуречьем Талигет и Спитак-джур. В ряде пунктов (междуречье Агри и Макараванк, верховья р. Спитак-джур, окрестности с. Лусадзор) между горизонтом доломитов и псевдоолитовых известняков появляются темно-коричневые и темно-красные микротуфобрекчии и туфопесчаники мощностью 15—20 *м*. Доломиты не всегда образуют сплошные горизонты, чаще они переслаиваются известняками, в пределах же Иджеванского хребта они почти полностью замещаются ими.

На Иджеванском хребте, по данным К. Н. Паффенгольца (1948), карбонатная свита максимальной мощностью 500 *м* характеризуется сравнительно однообразным составом. В описанном им сводном разрезе этой свиты преобладают толстослоистые серые, светло-серые псевдоолитовые известняки, подчиненную роль имеют мергели и глинистые известняки.

По данным А. А. Гюрджяна, на северном склоне Иджеванского хребта мощность известняков в западном направлении на крыльях Агбугской антиклинальной складки уменьшается и доходит до 40 *м*. Здесь же верхнеюрские отложения трансгрессивно срезаются отложениями среднего эоцена. Ранее А. Т. Асланяном указывалось на явление уменьшения мощности карбонатной свиты в направлении с северо-запада на юго-восток путем последовательного замещения ее нижних членов песчаниками.

На северном склоне Иджеванского хребта к югу от горы Сангяр в известняках Г. М. Акопяном собрана фауна, среди которой В. Ф. Пчелинцевым определен *Steri rigipera* Zittell.

Переходя к обоснованию возраста описываемых карбонатных пород, следует отметить, что приведенная выше фауна верхнего оксфорда (лузитана) происходит из нижней половины свиты. Немой горизонт песчанистых и микроконгломератовидных известняков А. Т. Асланян относит к кимериджу на основании литологических и стратиграфических сопоставлений с подобными отложениями Загликского месторождения алунитов (Аз. ССР) и западной Грузии, где их возраст заведомо кимериджский. Скудные фаунистические остатки, известные из верх-

ней части карбонатной свиты, не дают ясных представлений о ее возрасте.

Титонский ярус. Достоверно установленные титонские отложения в пределах Сомхето-Карабахской тектонической зоны известны только на северном склоне Мургузского хребта, северо-западнее с. Берд. В пачке известняков и туфопесчаников, венчающей разрез карбонатно-вулканогенной толщи верхней юры, В. Т. Акопяном (1966) собраны *Rhynchonella* cf. *lacunosa* Schlosser. *«Terebratulla» simplicissima* Zeuschm., *«T.» moravica* Glocker (определения В. П. Камышана), известные из верхнего кимериджа — нижнего титона Западной Европы, а последний вид в более восточных областях (Крым, Северный Кавказ) распространен только в титоне *.

В. Т. Акопян присоединяет эту пачку к следующей вулканогенной толще (артаминская свита) и относит их вместе к титону — нижнему неокому. Следует отметить, что В. П. Ренгартен, впервые выделивший артаминскую свиту, отграничивает коралловые известняки от вышележащих вулканогенных образований, относя первые к титону, а вторые к нижнему неокому.

По наблюдениям В. Т. Акопяна, известняки не образуют самостоятельный горизонт, а представляют линзу в низах артаминской свиты.

Ряд исследователей условно относит к титону известняковую толщу Иджеванского хребта и южного склона Мургузского хребта.

Титонский возраст известняков Иджеванского хребта установлен В. П. Ренгартеном на основании малохарактерной фауны из коллекции В. Н. Котляра. К. Н. Паффенгольц (1934) считает возможным отнести к титону только верхние горизонты указанных известняков.

По псевдоолитовому строению и микрофауне они, по заключению И. Э. Карстенса, «чрезвычайно напоминают титон-неокомские экзотические глыбы известняков, развитых в Кахетинском хребте, а также титон-неокомские известняки района Красных колодцев Грузинской ССР».

Кафанская зона

В Кафанской зоне юрские отложения имеют значительное распространение. Обнажаются они в восточном Сюнике в бассейнах рек Воротан, Кашуни и Вохчи. Юрские породы в Сюнике представлены в основном вулканогенными образованиями — различными порфиритами, *туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками с линзами* известняков, суммарная мощность которых достигает 2500 *м*. На основании фаунистических данных здесь установлены отложения средней и верхней юры, а нижняя юра отсутствует (возможно, она еще не вскрыта, так как основание средней юры не обнажается).

Средняя юра. Отложения средней юры слагают ядро Кафанского антиклинория и обнажаются в ущелье р. Вохчи в районе Кафанского рудного поля. К северу выходы этих пород прослеживаются до ущелья р. Ачанун (Халадж).

Верхнеааленский подъярус и байосский ярус. Средняя юра в Сюнике представлена только байосским ярусом, выраженным вулканогенными образованиями мощностью около 1000 *м*, нижней части карбонатной свиты, не дают ясных представлений о ее возрасте.

* Н. Р. Азаряном собрана фауна, среди которой определена *Umbonea dilatata* Pčel. (определение В. Ф. Пчелинцева), характерная для нижнего кимериджа Франции, а также брахиоподы *Ptyctothyris* aff. *andelotensis* (Haas) (определение Л. Прозоровской), характерные для верхнего оксфорда — кимериджа Швейцарии и Северного Кавказа, а также аммонит и двустворчатые моллюски нижнего кимериджа: *Camptonectes grenieri* Contejo, на основании которых он относит эти отложения к кимериджу.

ние слои которых, по-видимому, образовались еще в ааленском веке. К нижнему байосу относится свита эпидотизированных брекчиевидных порфиритов (нижняя вулканогенная свита), к верхнему байосу — плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые и кварцевые порфириты и их пирокластолиты с прослоями песчаников и туфопесчаников. Породы байоса трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры.

Разрез байосских отложений на левом склоне ущелья р. Вохчи к северу от г. Кафана, согласно данным В. Т. Акопяна (1962), представлен следующими породами:

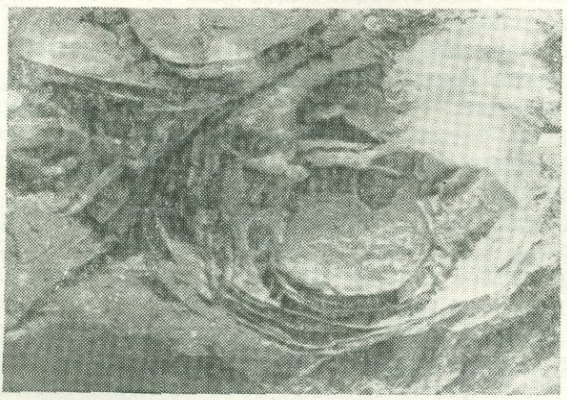


Рис. 17. Шаровые песчаники верхнего байоса (развалины с Каварт в Кафанском районе). Фото А. Г. Казаряна

1. Синевато-зеленые, эпидотизированные порфириты с порфировыми выделениями плагиоклазов и пироксенов ядра Кафанской антиклинали. Видимая мощность (основание не обнажается) . . . . . 35 *м*
2. Серые, брекчиевидные порфириты и порфиритовые брекчии, местами сильно пиритизированные . . . . . 30 „
3. Туфобрекчии с крупными обломками (диаметром до 20 *см*) порфиритов и туфогенных пород . . . . . 23 „
4. Сине-зеленые и зеленовато-серые брекчии порфиритов . . . . . 9,5 „
5. Серые, плагиоклазовые порфириты . . . . . 27 „
6. Серо-зеленоватые, брекчиевидные, эпидотизированные и гидротермально сильно измененные порфириты . . . . . 140 „
7. Зеленоватые, брекчиевидные порфириты, порфирито-брекчии и туфобрекчии . . . . . 215 „
8. Поток плагиоклазовых, гидротермально измененных порфиритов . . 36 „

Породы пачек 1—8 образуют нижнюю вулканогенную свиту, которая обнажается в районе Кафанского рудного поля, и отнесены к верхнему аалену и нижнему байосу.

На нижнюю вулканогенную толщу в районе с. Арфик налегают:

9. Маломощная пачка зеленовато-серых, тонкослоистых песчаников с мелкими (до 5 *см*) гальками порфиритов . . . . . 0,3 *м*
10. Серо-зеленоватые туфобрекчии и бурые туффиты с тонкими прослоями туфопесчаников . . . . . 5,5 „
11. Конгломераты с гальками пиритизированных порфиритов с вкрапленниками кварца . . . . . 0,2 „
12. Серо-зеленоватые, неяснослоистые, мелкообломочные туфобрекчии кварцевых порфиритов, которые в верхней части пачки переходят в грубозернистые песчаники . . . . . 5 „
13. Серые с желтоватым или зеленоватым оттенком тонкослоистые, мелкозернистые, слабомергелистые песчаники с *Tatrophylloceras* ex gr. *tatricum* Pusch, *Nannolytoceras flanense* Strem. Из этих пород А. Т. Асланян указывает также *Holcophylloceras mediterraneum* Neum. . . . . 9 „

14. Желтовато-серые, грубозернистые песчаники . . . . . 4 *м*
15. Грубообломочные, рассланцованные туфобрекчии кварцевых порфиритов . . . . . 35 „
16. Зеленовато-серые, кварцевые порфириты с вкрапленниками бипирамидального кварца, плагиоклазов и роговой обманки . . . . . 200 „
17. Лавобрекчии кварцевых порфиритов, в которых обломки и цементирующий материал имеют одинаковый состав . . . . . 14 „
18. Пачка чередующихся прослоев (мощностью до 3—5 *см*) мелкозернистых бурых, светлых и зеленых туфопесчаников. В основании пачки имеется слой (10,4 *м*) светло-серых туфов . . . . . 5 „
19. Маломощный поток кварцевых порфиритов . . . . . 0,6 „
20. Зеленоватые, тонкослоистые, мелкозернистые туфопесчаники . . . 1,5 „
21. Кварцевые порфирито-брекчии с обломками кварцевых и плагиоклазовых порфиритов . . . . . 7 „
22. Зеленовато-серые, кварцевые порфириты и их туфобрекчии . . . 25 „

Эта часть разреза уже относится к верхнему байосу. Выше трансгрессивно и с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования верхнего оксфорда — кимериджа.

В северо-западном направлении кварцевые порфириты постепенно переходят в кварц-плагиоклазовые порфириты (район с. Каварт), а последние, в свою очередь, фациально замещаются плагиоклазовыми порфиритами. Возраст свиты кварцевых, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов на основании найденной в ней вышеприведенной фауны устанавливается как верхний байос. Верхнебайосский возраст свиты подтверждается также региональным сопоставлением ее с толщей кварцевых порфиров северо-восточных склонов Малого Кавказа, где (Кировабадский район) в кровле кварцевых порфиров встречается руководящая верхнебайосская фауна: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. planulata* Quenst., *Oppelia subradiata* Sow. и др.

Нижняя вулканогенная свита восточного Сюника фаунистически не охарактеризована, но на основании своего стратиграфического положения относится к нижнему байосу. Не исключается возможность отнесения низов толщи к верхнему аалену. Она хорошо сопоставляется с нижней вулканогенной толщей северо-восточных склонов Малого Кавказа, которая (бассейн р. Асрик-чай и др.) трансгрессивно налегает на фаунистически охарактеризованные песчано-глинистые отложения тоара — нижнего аалена и перекрывается свитой кварцевых порфиров с характерной верхнебайосской фауной.

Верхняя юра. Верхнеюрские отложения слагают крылья Кафанского антиклинория и представлены вулканогенными образованиями, которые подразделяются на две свиты, нижняя из которых относится к верхнему оксфорду — кимериджу, а верхняя — к титону — нижнему валанжину. Породы верхней юры кверху постепенно переходят в нижнемеловые образования.

Верхний оксфорд—кимеридж. Верхний оксфорд и кимеридж выражены свитой вулканогенно-осадочных образований, которые окаймляют выходы байоса, обнажаясь в ущельях рек Вохчи, Ачанун, Кашуни и Воротан. Представлены они туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками с потоками порфиритов и линзами известняков, суммарная мощность которых достигает 900—1000 *м*.

На левом склоне ущелья р. Ачанун в районе с. Антарашат, согласно данным В. Т. Акопяна (1962), наблюдается следующий разрез свиты верхнего оксфорда—кимериджа, трансгрессивно залегающей на породах байоса:

1. Туфоконгломераты с гальками порфиритов . . . . . 35 *м*
2. Красновато-розовые, средне- и крупнозернистые песчанистые известняки с *Spondylopecten* cf. *moreanus* Buv., *Entolium spathulatum* Roem., *Rhynchonella dilatata* Roll., *Rh. caucasica* Uhl., *Rh.* cf. *orbignyana* Opp., *Rh.* cf. *pinguis* Roem., *Sephaliphoria arolica* Opp. et Waag., *S.* cf. *lacunosa*

Qnenst., S. corallina Leym., *S. moeschi* Roll., *Terebratula cincta* Cott., *T.* cf. *andelotensis* Haas., *T. subsella* Leym., *Zeilleria* aff., *abdiensis* Mois., *Aulacothyris* aff. *pala* d'Orb. Встречены также неопределимые аммониты Phylloceratoceae, Lytoceratoceae, *Oppelis* sp. Из этой пачки происходят указанные Л. Конюшевским (1911) *Terebratula semisella* Et.— Douv., *T. subsella* Leym., *T. zieteni* Lor., *T.* cf. *gregaris* Suess. . . . . 20 *м*

3. Чередующиеся серо-зеленоватые, туфогенные и серые, известковистые, мелкозернистые песчаники . . . . . 18 „

4. Туфоконгломераты с гальками порфиритов . . . . . 25 „

5. Зеленоватые, мелкозернистые, тонкослоистые песчаники . . . . 5 „

6. Темно-серые порфириты с крупными (до 1 *см*) вкрапленниками плагиоклазов . . . . . 180 „

7. Темно-серые, тонкослоистые туффиты . . . . . 16 „

8. Чередующиеся грязно-зеленоватые, среднезернистые туфопесчаники, редкообломочные туфобрекчии и мелкогалечные туфоконгломераты с гальками плагиоклазовых порфиритов . . . . . 140 „

9. Серые, среднезернистые известковистые песчаники, кверху переходящие в конгломераты с известковым цементом . . . . . 5 „

10. Серые и темно-серые, мелкозернистые порфириты с вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов . . . . . 80 „

11. Крупногалечные туфоконгломерато-брекчии с редкими маломощными (по 5—15 *м*) потоками серых, плагиоклазовых порфиритов . . . . . 100 „

12. Серые порфириты с вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов . . 110 „

13. Чередующиеся туфобрекчии (с крупными обломками фиолетовых, серых и темно-серых порфиритов) и маломощные (до 20—30 *м*) потоки темно-серых, плагиоклазовых порфиритов . . . . . 250 „

14. Равномерно чередующиеся фиолетово-серые туфобрекчии и темно-серые, плагиоклазовые порфириты . . . . . 180 „

Выше согласно залегают известняки с характерной нижнетитонской фауной *Pentaptyxis staszycii* Zeuschn., *P. renevieri* Lor., *Paradiceras alsusense* Pčel., *P. favrei* Pčel. Встреченная в пачке 2 фауна и в первую очередь присутствие *Rhynchonella dilatata* Roll., *Rh.* cf. *pinguis* Roem., *Septaliphoria arolica* Opp. et Waag., *S. corallina* Leym., *S. moeschi* Roll., *Terebratula cincta* Cott., *T. subsella* Leym. указывает на верхнеоксфордский (лузитанский) возраст вмещающих пород. Учитывая согласное перекрывание описываемой свиты породами нижнего титона, верхний возрастной предел ее нужно ограничить кимериджем. В карбонатных породах верхнеоксфордско-кимериджской свиты на южном крыле Кафанского антиклинория, в районе с. Гехануш, А. Т. Асланян (1958) указывает верхнеоксфордский аммонит *Ochetoceras canaliculatum* Buch. Редкие пелециподы и губки в основании свиты вулканогенно-осадочных пород встречены у с. Каварт.

К северу, в ущелье р. Воротан, отложения верхнего оксфорда — кимериджа фациально не отличаются от вышележащих титонских пород и выражены вулканогенно-осадочными образованиями с линзами известняков. В последних в районе с. Татев (у Чёртова моста) В. Т. Акопяном были встречены *Plegiocidaris* aff. *fillograna* Agas. (определение Е. С. Порецкой) и остатки белемнитов и морских лилий. Г. В. Абих из этих же известняков указывает *Plegiocidaris coronata* Schloth., *P. blumenbachi* Goldf., *Pentacrinus cingulatis* Münst., а также *Septaliphoria lacunosa* Quenst, которые характеризуют верхнеоксфордско-кимериджский возраст отложений.

Титонский ярус — средневаланжинский подъярус. К титону относится нижняя часть тапасар-кармракарской мощной (до 1000—1200 *м*) вулканогенной свиты, верхняя часть которой имеет валанжинский возраст. Представлена тапасар-кармракарская свита различными (плагиоклазовыми, плагиоклаз-пироксеновыми, диабазовыми и др.) порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с линзами известняков. Указанные породы имеют наиболее широкое распространение среди юрских отложений Сюника. На северо-восточном крыле Кафанского антиклинория развиты они в бассейнах рек Ачанун, Ка-

шуни и Воротан и содержат многочисленные крупные линзы известняков. *На юго-западном крыле антиклинория тапасар-кармракарская* свита слагает Хуступ-Чимянский хребет, а линзы известняков в ней встречаются очень редко.

Наиболее полный разрез тапасар-кармракарской свиты, составленный В. Т. Акопяном (1962), на левом склоне ущелья р. Ачанун, в районе с. Шабадин и Кармракарского перевала, представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Чередующиеся порфириты и туфобрекчии, согласно налегающие на вулканогенные породы кимериджа	200 *м*
2. Плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты с маломощными прослоями пирокластического материала	140 „
3. Пачка темно-серых, мелкозернистых известняков	6 „
4. Темно-серые порфириты с вкрапленниками полевых шпатов и пироксенов	27 „
5. Серые, брекчиевидные известняки	25 „
6. Зеленоватые, грубозернистые туфопесчаники	25 „
7. Пачка желтовато-серых и серых известняков. В верхах пачки на западном склоне горы Ахчкасар (Ахчикаин) встречены многочисленные экземпляры *Triptyxis belbekensis* (Vogdt) Pčel., *Ostrea* sp. Из нижней части пачки севернее с. Шабадин П. Л. Епремян указывает *Pentaptyxis austriaca* Zitt. (определение В. Ф. Пчелинцева), а А. Т. Асланян *Rhynchonella inconstans* Sow.	45 „
8. Зеленовато-серые, плагиоклазовые порфириты	38 „
9. Темно-серые, черные туффиты с пропластками кремня	3 „
10. Чередующиеся коричневато-фиолетовые туффиты и зеленовато-серые, мелкозернистые, тонкослоистые песчанистые мергели	2 „
11. Чередующиеся кремнистые известняки и кремнистые песчаники	2,5 „
12. Тонкослоистые, грубозернистые туфопесчаники	2 „
13. Чередующиеся зеленоватые, среднезернистые песчаники и бурые, тонкослоистые (по 5—10 *см*) туффиты	11 „
14. Светло-серые, розоватые, известковистые туфопесчаники	30 „
15. Коричнево-фиолетовые туффиты	12 „
16. Чередующиеся потоки фиолетово-серых и темно-серых плагиоклаз-пироксеновых порфиритов	350—400 „
17. Туфопесчаники и туфоконгломераты с редкими гальками порфиритов	15 „
18. Темно-серые, мелкозернистые, песчанистые известняки и грязно-зеленоватые, крупнозернистые и серо-зеленоватые, мелкозернистые песчаники	14 „
19. Желтовато-серые, глинистые и песчанистые известняки	20 „
20. Буро-коричневые, мелко- и крупногалечные туфоконгломераты; в верхней части содержат прослой песчанистого известняка с *Nerinea alizadei* K. Aliev	43 „
21. Розовато-желтые известковистые, грязно-зеленые, грубозернистые и зеленоватые, среднезернистые песчаники	2 „
22. Туфоконгломераты с гальками фиолетовых порфиритов и с прослоями известковистых песчаников и известняков	3 „

Выше согласно залегают известняки верхов верхнего валанжина—готерива.

К нижней части тапасар-кармракарской свиты на горе Тапасар, хребте Инджабель и у сс. Тандзавер и Нор-Арачадзор подчинены довольно крупные линзы известняков с нижнетитонской фауной гастропод и рудистов штрамбергского типа: *Nerinea silesiaca* Zitt., *N. strambergensis* Pet., *Ptygmatis bruntrutana* Thurm., *Diozoptyxis affinis* Gemm., *Pentaptyxis staszycii* Zeuschn., *P. renevieri* Ler., *P. obtusiceps* Zitt., *Ph. austriaca* Zitt., *Heterodiceras luci* Defr., *Paradiceras alsusense* Pčel., *P. speciosum* Münst., *Megadiceras urkustense* Pčel., *Natheronia salevensis* Farve и др. Стратиграфически выше, в линзе известняков, подчиненных средней части вулканогенной свиты на горе Аламлу, встречены *Itieria rugifera* Zitt., *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn и др. Первый вид распространен в верхнем титоне и в низах неокома. Учитывая, что вместе с *Itieria rugifera* Zitt. встречается

титонская форма (*Phaneroptyxis staszycü* Z e u s c h n), возраст вмещающих пород можно считать верхнетитонским. В верхней части свиты, как видно из вышеприведенного разреза, найдены уже валанжинские виды гастропод (*Triptyxis belbekensis* (V o g d t) P č e l., *Nerinea alizadei* K. A l i e v.). Таким образом, на основании фаунистических данных тапасардагская вулканогенная свита должна быть отнесена к нижнему и верхнему титону и валанжину. В низах вышележащей свиты известняков встречается еще валанжинская фауна, а несколько выше — фауна готерива. Ясно, что верхи валанжина представлены карбонатными отложениями. Верхняя возрастная граница тапасар-кармракарской свиты и, следовательно, нижний возрастной предел вышележащей зейвинской свиты карбонатных пород условно проводятся внутри верхнего валанжина, так как самые верхи вулканогенной свиты фаунистически плохо охарактеризованы.

Еревано-Ордубадская зона

Эта зона по схеме А. Т. Асланяна (1958) входит в состав Араксинского оротектонического пояса, занимая ее северную половину, и протягивается вдоль полосы Талин — Аштарак — Ереван — Джерманис — Элпин — Арени — Гюлистан, захватывая и северную часть Нахичеванской АССР. В этой зоне выделяется ряд антиклинориев и синклинориев, но только в одном из них, Айоцдзорском, обнаружены выходы юрских отложений. Здесь в отличие от вышеописанных двух зон юрские отложения представлены исключительно терригенными фациями, если не считать спорную эффузивную толщу (диабазовые порфириты и их туфы) в Неграмском ущелье р. Аракс, условно относимую к лейасу. Указанные отложения имеют весьма ограниченное распространение и известны в районе с. Хндзорут, в верховьях р. Джагры-чай. Представлены они зеленовато-серыми аргиллитами, глинистыми сланцами байосбатского возраста мощностью около 50 *м*. Основание байоса не обнажается, а с карбонатными отложениями триаса их контакт тектонический. Из среднеюрских отложений с. Хндзорут, по сборам Р. А. Аракеляна, А. Т. Асланян определил *Holcophylloceras mediterraneum* N e u m., *Oppelia subradiata* S o w., *Posidinia buchi* R o e m., *Pholadomya* sp. Из этой же коллекции Н. Р. Азарян определил также *Parkinsonia parkinsoni* S o w., *Garantiana* sp., *Partschiceras* sp. и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

На территории Армянской ССР меловые отложения имеют значительное распространение (рис. 18). Большую площадь они занимают в северной и северо-восточной частях республики, в Ноемберянском, Иджеванском и Шамшадинском районах, на северо-восточном побережье оз. Севан, на северном склоне западной части Базумского хребта и в бассейне верхнего течения р. Ахурян. Небольшие выходы меловых отложений имеются и на Памбакском и Цахкуняцком хребтах. Меловые отложения указанных участков образуют северную, довольно широкую, но прерывистую полосу. Вторая, южная, полоса выходов меловых пород тоже прерывистая, но сравнительно узкая. К ней относятся меловые отложения бассейна рек Гарни, Веди, Аргичи и Арпа центрального и восточного Зангезура. Мел представлен всеми своими ярусами, достаточно хорошо фаунистически охарактеризованными.

Нижнемеловые отложения выражены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, имеющими ограниченное распространение по сравнению с верхнемеловыми породами. Их выходы установлены в восточном Зангезуре (неоком—апт) на северном

склоне западной части Базумского хребта и в Иджеванском и Ноемберянском районах (альб). Верхнемеловые отложения имеют более широкое распространение и представлены в фациальном отношении разнообразными породами. К сеноману относятся в основном туфоосадочные и терригенные отложения, к турону — карбонатные и редко терриген-

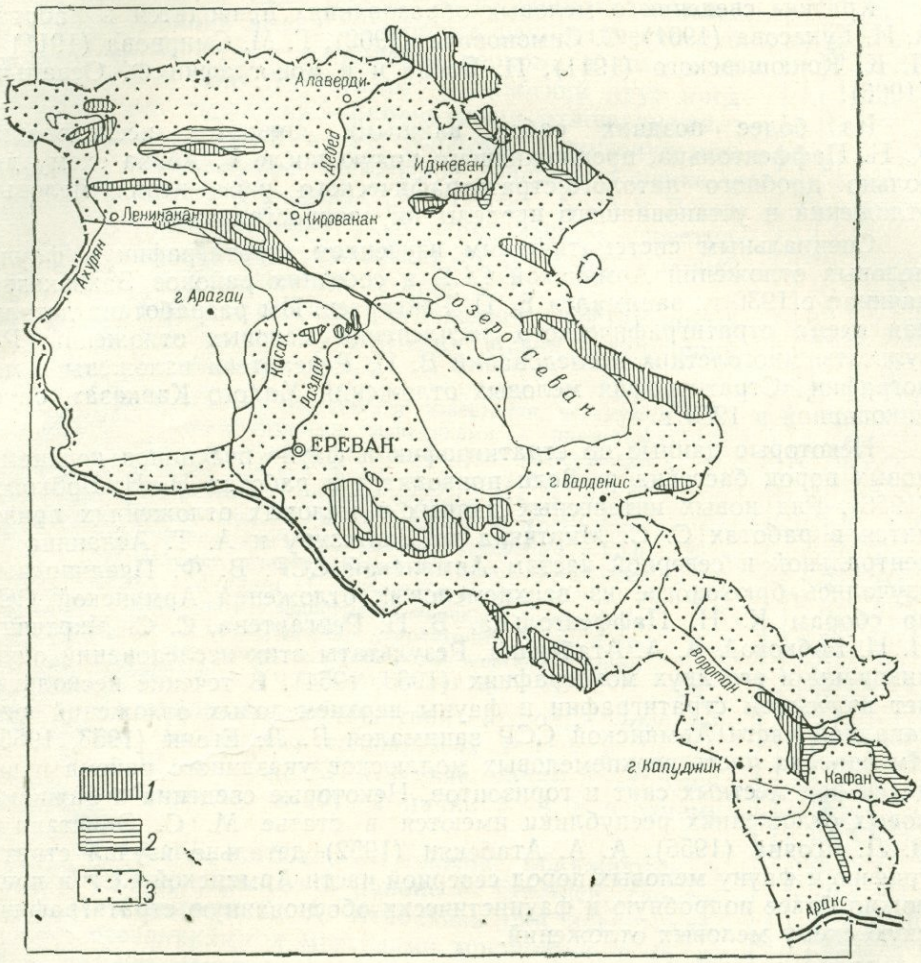


Рис. 18. Схема распространения меловых отложений (составил В. Т. Акопян)
1 — выходы на поверхность верхнего мела; *2* — то же, нижнего мела; *3* — области первичного развития

ные, к коньяку и сантону — вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные, к кампану — маастрихту — карбонатные, к датскому ярусу — терригенные и карбонатные породы.

Первые краткие сведения о меловых отложениях северной и северо-восточной частей Армянской ССР были получены И. И. Эйхфельдом (1827), А. Кунем и И. Барроцци де Эльсом (1829), А. Гурьевым (1830). Более важные данные о меловых отложениях Армянской ССР приводятся в статьях и в сводной работе Г. В. Абиха (1858). Им описаны основные выходы меловых пород и часто фаунистически обоснован их возраст. В частности, Г. В. Абих установил наличие «ургонских» известняков в Зангезуре, меловых отложений на горе Хуступ, известняков

турона в бассейне р. Веди и указал на широкое развитие известняков и мергелей сенонского возраста. К указанному периоду относятся работы Г. Г. Цулукидзе, В. И. Архипова и Г. Б. Халатова (1869) и И. Валентина (1891), в которых приводятся некоторые данные о нижнемеловых отложениях Зангезура и меловых породах западного Айоцдзора.

Краткие сведения о меловых образованиях приводятся в работах А. И. Гукасова (1901), С. Симоновича (1902), Г. М. Смирнова (1911) и Л. К. Конюшевского (1911), П. Боннэ и в монографии Ф. Освальда (1906).

Из более поздних работ важными являются исследования К. Н. Паффенгольца, предложившего новую после Г. Абиха схему довольно дробного литолого-стратиграфического расчленения меловых отложений и установившего пределы их распространения.

Специальным систематическим изучением стратиграфии и фауны меловых отложений Армянской ССР и соседних районов Закавказья, начиная с 1936 г., занимался В. П. Ренгартен. Им разработана детальная схема стратиграфического расчленения меловых отложений. Результаты многолетних исследований В. П. Ренгартена изложены в монографии «Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа», опубликованной в 1959 г.

Некоторые данные по стратиграфии и фауне пелеципод верхнемеловых пород бассейна р. Веди приводятся в работах Н. Н. Бобковой (1956). Ряд новых интересных данных о меловых отложениях приводится в работах С. С. Мкртчяна по Зангезуру и А. Т. Асланяна по центральной и северной частям Армянской ССР. В. Ф. Пчелинцевым изучались брюхоногие из верхнемеловых отложений Армянской ССР по сборам К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, С. С. Мкртчяна, Н. Н. Бобковой, А. А. Атабекяна. Результаты этих исследований опубликованы в его двух монографиях (1953, 1954). В течение нескольких лет изучением стратиграфии и фауны верхнемеловых отложений юго-западной части Армянской ССР занимался В. Л. Егоян (1953, 1955). Им описана часть верхнемеловых моллюсков указанного района и выделен ряд местных свит и горизонтов. Некоторые сведения о нижнемеловых отложениях республики имеются в статье М. С. Эристави и В. Л. Егояна (1955). А. А. Атабекян (1952) детально изучал стратиграфию и фауну меловых пород северной части Армянской ССР и предложил более подробную и фаунистически обоснованную стратиграфическую схему меловых отложений.

Некоторые данные о нижнемеловых отложениях Зангезура приводятся в работе А. Г. Халилова (1959). В течение ряда лет Ю. А. Мартиросян изучались фораминиферы верхнемеловых отложений Армянской ССР, на основании чего были выделены комплексы микрофауны верхнего сенона, дата и палеоцена. Ряд ценных данных по стратиграфии меловых пород имеется в отчетах П. Л. Епремяна, Г. Т. Тер-Месропяна, Г. М. Акопяна, Г. А. Чубаряна, М. А. Аракеляна, проводивших крупномасштабные съемки в различных районах Армянской ССР. Начиная с 1955 г., систематическим изучением стратиграфии и фауны меловых отложений Армянской ССР занимается В. Т. Акопян. Им предложена новая, фаунистически обоснованная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Зангезура, уточнена и детализирована схема стратиграфического расчленения верхнемеловых пород юго-западной и северо-западной частей Армянской ССР, установлен меловой возраст метаморфизованных пород некоторых районов, которые раньше считались более древними.

Сомхето-Карабахская зона

Меловые отложения играют значительную роль в геологическом строении описываемой зоны, особенно в ее северной и северо-восточной частях. Мел представлен здесь нижним и верхним отделами.

Нижний мел. Достоверные фаунистически охарактеризованные отложения неокома и апта в названной зоне отсутствуют, а альбский ярус представлен терригенно-карбонатными отложениями.

Альбский ярус. Альбские отложения имеют сравнительно небольшое распространение и обнажаются в районах сс. Котигех, Кохб и Верин Агдан. Представлен альб чередованием известняков, песчаников, туфопесчаников и туффитов общей мощностью свыше 100 *м* (рис. 19).

Разрез альбских отложений, составленный А. А. Атабекяном у с. Верин Агдан, следующий (снизу — вверх):

1. Почковатые песчанистые известняки, чередующиеся с глауконитовыми песчаниками, с примесью туфогенного материала, трансгрессивно залегающие на известняках верхней юры и кварцевых порфиритах байоса. Встречаются: *Trigonia daedalea* Park., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods, *Exogyra arduennensis* d'Orb., *Exogyra corpulenta* Atab. 25 *м*
2. Зеленые, глауконитовые и серые, туфогенные песчаники с *Exogyra* cf. *djamandjarica* Muzaf. . . 8 „
3. Известково-глинистые песчаники с *Kossmatella agassizinus* Pict., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др. 6 „
4. Серые, слоистые, песчанистые мергели с *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Neohibolites* sp. . . . . 25 „

На основании присутствия *Trigonia daedalea* Park., *Inoceramus concentricus* Park и *In. anglicus* Woods А. А. Атабекян пачки 1—2 относит к среднему альбу, а пачки 3—4 к верхнему альбу.

К северу альбские отложения обнажаются в бассейне р. Джогаз в районе с. Геташен, где согласно данным А. А. Атабекяна они представлены песчаниками и мергелями мощностью в 76 *м*, содержат *Hysteroceras orbignyi* Spath, *H. carinatum* Spath, *Anisoceras* ex gr. *armatum* Sow. и относятся к среднему и верхнему альбу.

Далее, к северу, в Ноемберянском районе, у с. Котигех А. А. Атабекян условно к альбу относит свиту песчаников и туффитов мощностью в 120 *м*, которая трансгрессивно залегает на породах верхней юры и перекрывается сеноманом. К альбу относятся также туфогенные песчаники с *Exogyra praecolumba* Atab., которые обнажаются из-под сеноманских отложений в районе с. Кохб.

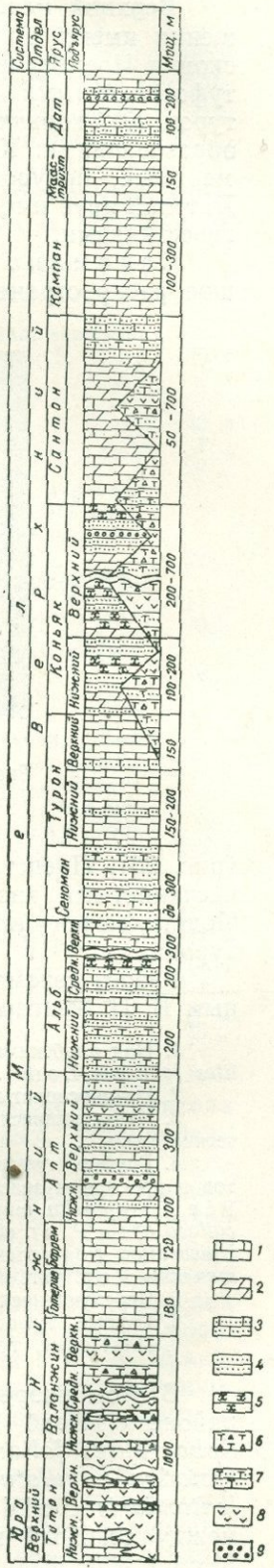


Рис. 19. Сводный стратиграфический разрез меловых отложений Армянской ССР (составил В. Т. Акопян)

1 — известняки; *2* — мергели; *3* — известковистые песчаники; *4* — песчаники; *5* — аргиллиты; *6* — туфобрекчии; *7* — туфопесчаники; *8* — порфириты; *9* — конгломераты

Верхний мел. В Сомхето-Карабахской зоне верхнемеловые отложения имеют широкое распространение в Шамшадинском, Иджеванском и Ноемберянском районах. Сеноманские отложения представлены туфоосадочными и терригенно-карбонатными породами, а верхний турон (?), коньяк и сантон выражены вулканогенными и осадочными образованиями. К кампан-маастрихту относится свита известняков и мергелей, приуроченная в основном к синклинальным структурам. Датский ярус имеет очень ограниченное распространение и представлен известняками.

Сеноманский ярус. Сеноманские отложения имеют небольшое распространение и известны в районах селений Котигех и Кохб

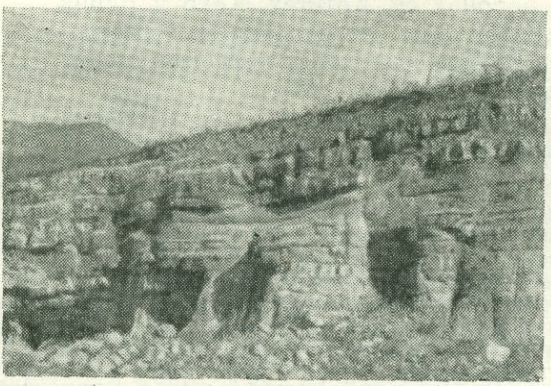


Рис. 20. Выходы отложений сеномана (восточная окраина с. Котигех). Фото В. Т. Акопяна

(рис. 20). Представлены они туфогенными песчаниками, песчаниками, песчанистыми известняками и туффитами общей мощностью 150 *м*. Подстилаются альбскими отложениями и перекрываются осадками турона.

Разрез сеноманских отложений в районе с. Котигех согласно данным В. П. Ренгартена следующий (снизу вверх):

1. Над альбскими песчаниками залегают туфогенные песчаники с *Sphaerulites foliaceus* Lam.	35 *м*
2. Неясно-слоистые, грубые, туфогенные песчаники	9 „
3. Чередующиеся рыхлые, туфогенные песчаники и крепкие, кристаллические туфы	7 „
4. Грубые, туфогенные, известковистые песчаники с линзами конгломератов и прослоями зеленовато-серых туфов; фауна — *Volutoderma subfenestratum* Pčel., *Trajanella munieri* Pop.-Hatz., *Grammatodon angulatus* Reuss, *Cucullaea obesa* Pict. et Roux, *Trigonoarca passyana* d'Orb., *Tr. trigona* Segu., *Unicardium ringmeriense* Mant., *Eriphylla lenticularis* Goldf., *Cyrena cenomanensis* Rep. var. *armenica* Renng. и др.	12 „
5. Чередующиеся туфогенные песчаники и крепкие пепловые туфы	20 „
6. Грубые, туфогенные песчаники и конгломераты	7 „
7. Плитчатые, туфогенные, известковистые песчаники	10 „

В этом разрезе общая мощность сеномана составляет 100 *м*, а в районе с. Кохб 150 *м*. На сеноманский возраст пород указывают *Sphaerulites foliaceus* Lam., *Trajanella munieri* Pop.-Hatz., *Grammatodon angulatus* Reuss, *Trigonoarca passyana* d'Orb., *Eriphylla lenticularis* Goldf. В. П. Ренгартеном в описываемых отложениях между сс. Кохб и Калача найден сеноманский *Inoceramus crippsi* Mant.

Верхнетуронский подъярус — сантонский ярус. В Сомхето-Карабахской зоне среди меловых образований отложения верхнего турона, коньяка и сантона имеют наиболее широкое распространение. Занимают они большие площади в Шамшадинском, Иджеванском и Ноемберянском районах и представлены мощными терригенными и вулканогенными отложениями.

Наиболее полный разрез указанных отложений наблюдается в Иджеванском районе в окрестностях с. Ачаджур, где А. А. Атабекяном составлен следующий разрез (снизу вверх):

Верхний турон

1. Пачка песчаников с базальным конгломератом в основании, залегающая на верхнеюрских породах . . . . . 30 *м*

Нижний коньяк

2. Розовато-серые, туфогенные песчаники . . . . . 10 *м*
3. Среднезернистые песчаники с *Inoceramus* cf. *crassus* Petr. . . . 7 „
4. Темно-серые и черные, диаллаговые габбро-порфириты . . . . . 20 „
5. Сиреневато-серые, крупно- и мелкозернистые песчаники с туфогенным и известковым цементом. Встречаются *Plesioptygmatis bicincta* Bronn, *P. atschadjurensis* Pčel., *Neithea quadricostata* d'Orb., *Radiolites galloprovincialis* Math. и др. . . . . 22 „
6. Серые, среднезернистые туфогенные песчаники и розовато-желтые туфиты . . . . . 17 „
7. Розовато- и желтовато-серые агломератовые туфы . . . . . 70 „
8. Желтовато-серые полимиктовые песчаники с *Trochactaeon obesus* Pčel., *T. speciosus* Pčel., *T. solidus* Pčel. и др. . . . . 10 „

Верхний коньяк—нижний сантон

9. Толща темно-серых и черных туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов с пачками песчаников и редкими потоками черных порфиритов. В песчаниках нижней части толщи встречаются *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Vaccinites giganteus* d'Hombr.—Firm., *Radiolites galloprovincialis* Math., а в более высоких горизонтах обнаружены *Lapeirouseia berguschetica* Renng., *Plagiopthychus exogyra* Reuss, *Pl. sevanensis* Renng. . . . . 850 *м*

Верхний сантон

10. Серые, крупнозернистые, туфогенные песчаники с *Plagioptychus* cf. *sevanensis* Renng., *Pl. exogyra* Reuss, *Neithea regularis* Schloth. . 15 *м*
11. Серовато-желтые, среднезернистые песчаники . . . . . 15 „
12. Светло-серые мергели с *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb. . . . . 7 „
13. Зеленовато-серые, известковистые, туфогенные песчаники . . . . 11 „
14. Светло-серые и зеленовато-серые, туфогенные песчаники . . . . 25 „

Выше залегают известняки кампана.

Как видно из приведенного разреза, наличие коньяка и сантона устанавливается на основании фаунистических данных. Принадлежность низов описываемых образований к турону (скорее всего к верхнему отделу этого яруса) подтверждается следующей фауной, найденной в них В. П. Ренгартеном и А. А. Атабекяном на горе Гева-Бахан (к юго-западу от с. Севкар): *Caprinula* sp., *Radiolites trigeri* Coq., *Durania* ex gr. *cornu-pastoris* Des.-Moul., *Plesioptygmatis exponata* Pčel. Из этих форм *Radiolites trigeri* Coq. характеризует туронский возраст, а представители рода *Caprinula* не поднимаются выше турона.

В течение последних лет работами Г. А. Чубаряна и М. А. Аракеляна было установлено, что верхнетурон-нижнесенонские вулканогенно-осадочные образования имеют довольно широкое распространение и в северной части Шамшадинского района, где налегают на разные горизонты верхнеюрских образований и перекрываются известняково-мергелевой свитой кампан-маастрихта. Представлены они туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфами с линзами известняков и потоками различных лав (в основном кислых). В этой свите в районе сс. Паравакар и Цахкаван Г. А. Чубаряном и М. А. Аракеляном собрана довольно богатая

фауна гастропод и пелециpод: *Plesioptygmatis bicincta* Bronn, *P. tausensis* Pčel., *P. ampla* Münst., *Trochactaeon humboldti* Böse (определения В. Т. Акопяна), указывающих на нижнесенонский возраст включающих их пород.

Кампанский и маастрихтский ярусы. Кампан-маастрихтские отложения развиты только на северной и северо-восточной периферии Сомхето-Карабахской зоны и в районе г. Иджевана. Представлены они свитой известняков и мергелей общей мощностью в 300—400 *м*.

В Ноемберянском районе карбонатные отложения кампан-маастрихта распространены на его северной границе, где подстилаются вулканогенно-обломочными отложениями сантона. Здесь они образуют возвышенность с вершинами Гилик, Таре, Бабакяр, Кякил. Из свиты известняков и мергелей в районах сс. Керпилу и Верхние Шихилы В. П. Ренгартен, А. А. Атабекян и А. Т. Асланян указывают кампанские *Eupachydiscus* cf. *levyi* Gross., *Inoceramus sarumensis* Woods, *Pseudoffaster caucasicus L.* Dru., *Austinocrinus erckerti* Dames и др., а в верхах свиты Г. И. Тогонидзе были найдены маастрихтские *Kossmaticeras tschihatscheffi* Boehm и *Diplomoceras cylindraceum Defr.* (определения А. Л. Цагарели).

В Иджеванском районе отложения кампана и маастрихта приурочены к ядру Иджеванского синклинория. Верхнемеловые образования здесь с востока и запада ограничиваются разломами, за которыми обнажаются юрские породы. Отложения кампана и маастрихта подстилаются нижнесенонскими вулканогенно-осадочными образованиями, а на границе Иджеванского и Казахского районов, на правом склоне долины р. Агстев перекрываются породами эоцена.

Разрез кампанских и маастрихтских отложений, составленный А. А. Атабекяном к востоку от с. Ачаджур, представлен следующими породами (снизу вверх):

Кампан

1. Красные, слоистые, песчанистые известняки с *Inoceramus* cf. *crassus* Petr., *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoffaster caucasicus L. Dru.*, фораминиферы (по определению В. Т. Балахматовой): *Globotruncana arca* Cushm., *Gl. linneiana* d'Orb., *Globigerina cretacea* d'Orb. и *Echinocorys ovatus* Leske, *Ech.* cf. *pyramidatus* Portl., *Seunaster subconicus* Renng. и др. . . . . 7 *м*

2. Светло-серые, пелитоморфные известняки с остатками иноцерамов . . 3 „

3. Светло-розоватые, мягкие, бентонитовые глины . . . . . 8 „

4. Светло-серые известняки с тонкими прослойками сланцеватых мергелей со стяжениями кремня. Встречаются *Inoceramus balticus* Boehm, *In. tenuilineatus* Hall. et Meek., *In.* cf. *regularis* d'Orb., *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *Austinocrinus solignaci* Val., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru. и др. . . . . 149 „

Маастрихт

5. Желтовато-серые и светло-серые, песчанистые известняки с тонкими прослоями мергелей. В основании свиты найдены *Hauericeras sulcatum* Kner., *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb., *Echinocorys ovatus* Leske, *Ornithaster evaristei* Cott., *Pseudoffaster renngarteni* Schm. и др., а в верхней части свиты *Pachydiscus* sp., *Inoceramus* sp., *Stegaster* cf. *georgicus* Rouch., *Physaster abichi* Anth. . . . . 146 *м*

А. А. Атабекяном были встречены: *Diplomoceras* cf. *cylindraceum* Defr., *Inoceramus colchicus* Tsag., *In. nebrascensis* Owen., *In.* cf. *decipiens* Zitt., *Stegaster georgicus* Rouch. и др. Из нижней части маастрихтских отложений, обнажающихся на горе Цаккар, В. П. Ренгартен (1959) указывает *Belemnitella langei* Schatsk., *Conulus magnificus* d'Orb., *Coraster sphaericus* Seunes, *Cyclaster gindrei* Seunes, *C. integer* d'Orb.

Из приведенного разреза видно, что наличие кампана и маастрихта доказывается богатой фауной. По мнению В. П. Ренгартена, маастрихт

залегает на кампанских отложениях трансгрессивно. К югу, в окрестностях г. Иджевана известняки и мергели кампана и маастрихта имеют значительное развитие и фаунистически хорошо охарактеризованы. В Шамшадинском районе породы кампана и маастрихта отсутствуют.

Датский ярус — палеоцен. В пределах описываемой зоны датские отложения имеют незначительное развитие. Их выходы установлены А. А. Атабекяном (1959) на левом склоне ущелья р. Агстев, севернее с. Софлу, а также в соседнем Казахском районе Азербайджанской ССР — на горе Цаккар и у с. Алпаут. Представлен даний вместе с палеоценом мшанково-литотамниевыми известняками с прослоями мергелей (мощностью до 15 *м*), трансгрессивно залегающими на разных горизонтах маастрихтских карбонатных пород.

Ниже приводится разрез датско-палеоценовых отложений, составленный А. А. Атабекяном на левом склоне ущелья р. Агстев, против пос. Узунталинская почта (к северу от с. Софлу).

Над маастрихтскими известняками и мергелями с *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Radiolites* sp., *Echinocorys duponti* Lam., *Ornithaster* aff. *cordiformis* Boehm обнажаются:

1. Базальные конгломераты с гальками известняков	0,1—0,6 *м*
2. Светлые, мшанково-литотамниевые известняки с желваками кремня. Встречен *Echinocorys* sp.	2,4 „
3. Светлые, слоистые известняки с прослоями мергелей. В мергелях встречаются *Globorotalia angulata* White, *Truncorotalia conicotruncata* Subb. (определения Л. В. Захаровой и А. А. Атабекяна)	3,5 „
4. Мшанково-литотамниевые известняки	1,0 „
5. Светлые известняки с прослоями мягких мергелей	3,0 „
6. Толстослоистые, мшанково-литотамниевые известняки	2,0 „
7. Светло-серые, глинистые известняки с прослоями мергелей	3,5 „

В осыпях пачек 3—7 найдены *Echinocorys* cf. *sulcatus* Goldf., *Cyclaster munieri* Seunes, *C.* cf. *gindrei* Seunes, *Physaster abichi* Anth., *Coraster vilanovae* Cott., *C. sphaericus* Seunes. В низах свиты найдены также *Globorotalia membranacea* Ehrenb. (определения Л. В. Захаровой и А. А. Атабекяна), а в средней части *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gl. triloculinoides* Plumm., *Vulvulina spinosa* Cush. и др. (определения В. Т. Балахматовой).

Пачки 1—4 А. А. Атабекян относит к верхнему дату, а пачки 5—7 условно к палеоцену.

Присеванская зона

В Присеванской зоне меловые отложения имеют значительно большее развитие и приурочены в основном к антиклинальным структурам. Особенно значительную площадь они занимают на северо-восточном побережье оз. Севан и в Степанаванском районе. Представлены они карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями, принадлежащими нижнему и верхнему мелу.

Нижний мел. В пределах Присеванской зоны нижнемеловые отложения распространены в западной части Базумского хребта (верховье р. Дзорагет) и на Иджеванском хребте, где выражены карбонатными и терригенными отложениями с прослоями туфогенных и вулканогенных пород, среди которых фаунистически хорошо охарактеризованы альбские образования.

Наиболее полный разрез нижнемеловых отложений наблюдается в верховьях р. Дзорагет, где согласно данным В. Т. Акопяна (1962) имеется следующая восходящая последовательность пород:

Катнахбюрская свита

1. Известняки, переслаивающиеся с их глинистыми и алевритистыми разновидностями. Известняки часто рассланцованы. В верхней части свиты встречаются остатки белемнитов . . . . . 430 *м*

Арчидзорская свита

2. Чередующиеся глинистые известняки, алевролиты и известняки с прослоями туфогенных пород, согласно налегающие на предыдущую свиту. В алевролитах имеются редкие остатки аммонитов неудовлетворительной сохранности . . . . . 350 *м*

Дацитовые порфиры

3. Обнажаются в ущельях рр. Белая, Мец-ару и Арчи-дзор . . от 100 до 250 *м*

Спитакская свита

4. Известняки, иногда глинистые, с редкими прослоями известковистых алевролитов, песчаников, туфов и туфогенных пород. В светло-серых сильно рассланцованных известняках верхней части свиты на вершине горы Спитак встречаются редкие остракоды нижнемелового облика. Песчанистые и туфогенные прослои свиты местами сильно метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы . . . . . 520 *м*

Чахчахская свита

5. С подстилающей спитакской свитой связана постепенными переходами. Представлена чередующимися алевролитами, известняками (нередко глинистыми), туфами и туфопесчаниками. На отдельных участках туфогенные прослои сильно метаморфизованы. В алевролитах верхней части свиты в верховьях р. Гергер встречаются аммониты: *Puzosia sharpei* Spath, *Anisoceras* sp. Из этих слоев происходят также указанные П. Л. Епремяном *Kossmatella agassizinus* Pict., *K.* cf. *chabaudi* Fal., *Puzosia* ex gr. *planulata* Sow. (определения М. С. Эристави) . . . . . 500 *м*

Выше трансгрессивно залегают нижнесенонские породы.

Найденные в чахчахской свите аммониты доказывают альбский возраст свиты. Учитывая согласные переходы между вышеописанными свитами, возраст нижележащих свит 1—4 можно принять как нижнемеловой (неоком—апт), что подтверждается также региональным сопоставлением этих образований с аналогичными отложениями Зангезура. Возможно, что низы описываемых образований Базумского хребта, подстилающие породы которых не вскрыты эрозией, принадлежат уже к верхам верхней юры.

Следует отметить, что нижнемеловые отложения Базумского хребта, за исключением альбских пород бассейна р. Гергер, некоторыми исследователями относились к нижнему палеозою на основании метаморфизованности пород. Однако наличие на Базумском хребте палеозоя исключается в виду обнаружения белемнитов в самой нижней (катнахбюрской) свите, присутствие которых показывает, что включающие их отложения не могут быть древнее юры. Кроме того, согласно данным В. Т. Акопяна и А. Г. Казаряна (1962) установлен меловой возраст метаморфических сланцев описываемого района. На основании вышеизложенного не подтверждается также мнение других исследователей (К. Н. Паффенгольц и И. В. Барканов) о верхнемеловом возрасте всех терригенно-карбонатных образований Базумского хребта.

К юго-востоку нижнемеловые отложения обнажаются на Иджеванском (Далидагском) хребте, где подстилаются известняками верхней юры, представлены альбским ярусом и согласно данным А. А. Атабекяна имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Серые, почковатые, песчанистые известняки и известковистые песчаники с *Exogyra djamandjarica* Muz., *E. corpulenta* Atab., *Ditrupa crasiata* Nic. 18 *м*
2. Зеленовато-серые, среднезернистые, глауконитовые песчаники с *Neohibolites* sp. . . . . 18 „

3. Серые, средне- и мелкозернистые песчаники с известковистым или глинистым цементом. Найдены: *Anisoceras armatum* Sow., *A. picteti* Spath, *Kossmatella agassizinus* Pict, *Turrilites hugardianus* d'Orb., *Puzosia sharpei* Spath, *P. quenstedti* Par. et Bon., *Stoliczakaja rhamnonota* Seeley, *Hysteroceras* aff. *varicosum* d'Orb., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др. . . . . 5 *м*

4. Темно-серые, песчанистые мергели и алевролиты с отпечатками аммонитов и пелециподо . . . . . 28 „

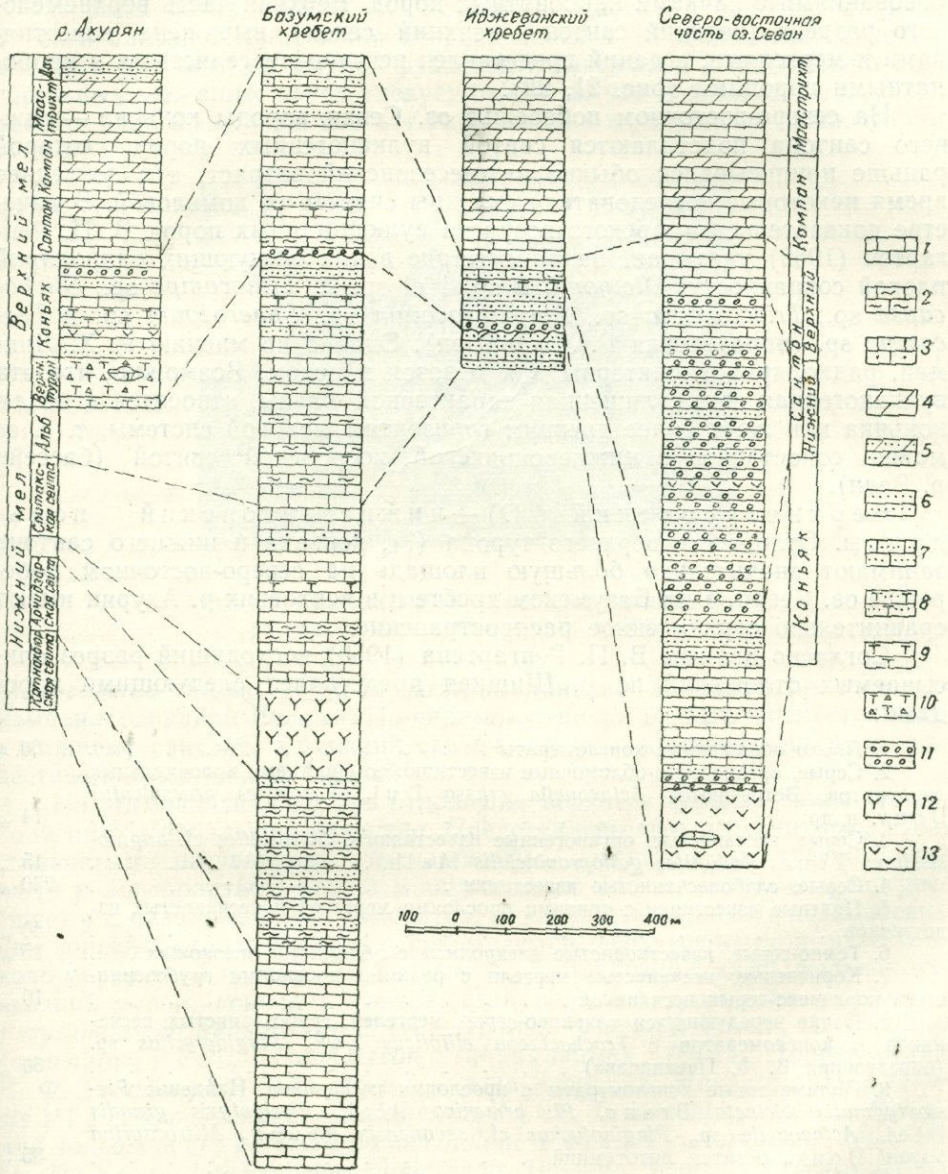


Рис. 21. Схема сопоставления разрезов меловых отложений Присеванской зоны (составил В. Т. Акопян)

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — песчанистые известняки; *4* — мергели; *5* — песчанистые мергели и мергелистые песчаники; *6* — песчаники и алевролиты; *7* — известковистые песчаники; *8* — туфогенные песчаники; *9* — туфы и туффиты; *10* — туфобрекчии; *11* — конгломераты; *12* — дацитовые порфириты; *13* — порфириты и их пирокласты

Породы 1—4, которые трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего турона — нижнего сенона, на основании встреченной в них

характерной фауны А. А. Атабекян относит к среднему и верхнему альбу.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения в Присеванской зоне по сравнению с нижнемеловыми имеют более широкое распространение. Верхний турон (?), коньяк и сантон (по-видимому, только его нижний подъярус) представлены вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями с пачками карбонатных пород. Верхняя часть верхнемелового разреза (верхний сантон — верхний сенон) выражена известняками и мергелями, а даний представлен песчано-мергелистыми и карбонатными породами (рис. 21, 22).

На северо-восточном побережье оз. Севан породы коньяка — нижнего сантона подстилаются свитой вулканогенных пород, которой раньше приписывался обычно нижнесенонский возраст, а в последнее время некоторые исследователи склонны считать ее домеловой. В качестве доказательства юрского возраста вулканогенных пород В. П. Ренгартен (1959) указывает на присутствие в них следующих радиолярий плохой сохранности: *Dictyomitra* sp. 1 et sp. 2., *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Amphibrochium* sp., *Spaerozoum* sp. и *Theocampa* sp. (определения Р. Х. Липман). Однако по мнению Р. Х. Липман, радиолярии характерны для мезозоя в целом. Возможно, что эта вулканогенная свита, лишенная характерной фауны, относится к низам коньяка или же к более древним горизонтам меловой системы, т. е. ее можно сопоставить с нижнеконьякской хосровской свитой (бассейн р. Веди).

Верхнетуронский (?) — нижнесантонский подъярусы. Отложения верхнего турона (?), коньяка и нижнего сантона занимают значительно бо́льшую площадь на северо-восточном побережье оз. Севан, а на Базумском хребте и в верховьях р. Ахурян имеют сравнительно ограниченное распространение.

Согласно данным В. П. Ренгартена (1959) восходящий разрез описываемых отложений по р. Шишкая представлен следующими породами:

1. Плохо обнаженные конгломераты	50 *м*
2. Серые, органогенно-обломочные известняки со сростками колониальных гиппуритов. Встречаются *Actaeonella crassa* Duj., *Vaccinites praesulcatus* Douv. и др.	14 „
3. Серые, песчанистые, органогенные известняки с *Biradiolites* cf. *angulosissimus* Touc., *Radiolites galloprovincialis* Math.	15 „
4. Серые, слабопесчанистые известняки	230 „
5. Палевые известняки с тонкими прослоями мергелей и песчанистых известняков	40 „
6. Темно-серые, известковистые алевролиты с обломками иглокожих	15 „
7. Коричневые, песчанистые мергели с редкими прослоями грубозернистых, коричнево-серых песчаников	10 „
8. Пачка чередующихся оливково-серых мергелей, грубозернистых песчаников и конгломератов с *Trochactaeon ellipticus* Zek., *Plagioptychus* sp. (определения В. Ф. Пчелинцева)	30 „
9. Полимиктовые конгломераты с прослоями песчаников. Найдены: *Plesioptygmatis bicincta* Bronn, *Pl. armenica* Pčel., *Plesioptyxis grandis* Pčel., *Actaeonella* sp., *Plagioptychus* cf. *sevanensis* Renng., *Mitrocaprina bayani* Douv., остатки литотамний	85 „
10. Серые известняки, в нижних слоях содержащие гальки эффузивных и кремнистых пород	50 „
11. Поток порфиритов	25 „
12. Черные, алевролитовые песчаники	20 „
13. Конгломераты с гальками разнообразных пород	5 „
14. Черные алевролиты с прослоями песчаников	50 „
15. Конгломераты с редкими тонкими прослоями песчаников	до 300 „
16. Зеленые песчаники с *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Radiolites galloprovincialis* Math.	10 „
17. Черные, рассланцованные алевролиты	10 „
18. Песчанистые известняки	3 „

19. Светло-серые, пелитоморфные известняки . . . . . 80 *м*
20. Черные алевролиты с прослоями грубозернистых песчаников. Встречен *Vaccinites giganteus* d'Hombres—Firmas . . . . . 20 „
21. Серые конгломераты и грубозернистые песчаники . . . . . 30 „
22. Темно-серые мергели с обломками устричных и кораллов с редкими фораминиферами . . . . . 20 „

Выше залегает свита известняков и мергелей.

Породы пачек 1—8 В. П. Ренгартен относит к коньяку, а пачек 9—22 к сантону. Коньякский возраст пачек 1—8 доказывается встреченной в них богатой фауной рудистов и гастропод. Относительно возраста вышележащих пачек следует отметить, что и здесь фауна указывает на нижнесенонский возраст включающих их пород, за исключением



Рис. 22. Крутопадающие известняки кампана (юг п-ова Адатапа). Фото В. Т. Акопяна

Mitrocaprina bayani Douv., которая описана из сантона — нижнего кампана Западной Европы. По-видимому, пачки 9—22 относятся только к нижнему сантону, а верхний сантон вместе с кампаном выражен известняково-мергельной фацией.

На Инджеванском хребте отложения верхнего турона — нижнего сенона имеют небольшое развитие. Представлены они песчаниками, известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками, туфопесчаниками и алевролитами общей мощностью до 140 *м*, которые трансгрессивно и с базальным конгломератом в основании залегают на альбских или юрских отложениях и перекрываются верхнесенонской известняково-мергельной свитой. По данным А. А. Атабекяна, здесь выделяются верхний турон, коньяк и сантон. Для верхнего турона он указывает *Pseudomesalia subcarinata* Pčel., *Itruvia armenica* Pčel., *Actaeonella supernata* Pčel., *Trochacteon subangustatus* Pčel. (определения В. Ф. Пчелинцева), для верхов турона—коньяка: *Haustator dalidagensis* Pčel., *Trochactaeon dalidagensis* Pčel., *T. armenicus* Pčel., *Orbignya toucasi* d'Orb., *Durania bertholoni* Perv., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Lapeirouseia aumalensis* Douv., *Vaccinites praesulcatus* Douv., *Y. inferus* Douv., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Neithea shavi* Perv., *Hemiaster (Integraster) ligeirensis* d'Orb., *H. (Leymeriaster) nucleus* Desor, *Guathiericeras rennense Gross.* (?), *Inoceramus* cf. *wandereri* And. и др. В сантонских отложениях А. А. Атабекяном обнаружены: *Micraster coranguinum* Klein, *Echinocorys* cf. *striatus* Lam., *Ech.* cf. *vulgaris* Breyn., *Infulaster* cf. *excentricus* Rose. и др.

К северо-западу нижнесенонские отложения обнажаются на Базумском хребте. Небольшая полоса этих пород приурочена к ядру синкли-

нальной складки и протягивается от левого склона ущелья р. Желтая в западном направлении до горы Урасар (Аглаган), где образуют урасарскую свиту, представленную алевролитами, алевритистыми и глинистыми известняками и туфами, общей мощностью до 400 *м*, которые трансгрессивно налегают на альбские породы. Нижнесенонский (коньякский) возраст этих пород доказывается обнаруженной В. Т. Акопяном (1962) в нижней их части следующей фауной: *Plesioptygmatis nobilis* Münst., *Pl. turbinata* Zek., *Pl. bicincta* Bronn, *Pl. pupoidea* Pčel., *Trochactaeon* cf. *obtusus* Zek., *Plagioptychus sevanensis* Renng. и др.

Далее к западу нижнесенонские образования развиты в районах сс. Мец-Сариар, Кармракар (Дарбанд) и Кети, в ядрах антиклинальных складок и имеют весьма ограниченное распространение. Представлены они свитой (мощностью до 250 *м*) алевролитов, песчаников, туфов и конгломератов с линзами известняков. Основание свиты здесь не обнажается, а выше она перекрывается известняками и мергелями сантона—верхнего сенона. В описываемой свите А. Т. Асланяном (1958) у с. Кармракар были найдены: *Vaccinites inferus* Douv., *Plagioptychus* ex gr. *aguilloni* d'Orb., *Radiolites peroni* Choff., *Inoceramus* sp. и гастроподы. В конгломератах указанной свиты в ущелье р. Мец-Сариар В. Т. Акопяном встречены многочисленные *Actaeonella laevis* Sow., *Ac. grandis* Pčel. и др., указывающие на нижнесенонский (скорее всего на коньякский) возраст включающих ее пород.

В бассейне верхнего течения р. Ахурян нижнесенонские отложения имеют небольшое развитие. Представлены они свитой туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов и порфиритов с линзами и пачками известняков и песчаников. Мощность свиты, по данным А. Т. Асланяна, составляет около 400 *м*. Перекрывается она сенонской известняково-мергельной свитой. Вулканогенная свита здесь прорывается массивами основных и ультраосновных пород и местами сильно метаморфизована.

Верхнесантонский подъярус и верхнесенонский надъярус. Сантон-верхнесенонские отложения представлены обычно известняками и мергелями с редкими прослоями песчаников.

На северо-восточном побережье оз. Севан, на п-ове Адатапа над сантонскими алевролитами, образующими ядро антиклинали, по данным В. П. Ренгартена, составлен следующий схематический разрез:

1. Палевые и светло-серые, пелитоморфные известняки с прослоями песчанистых известняков. Встречаются обломки морских ежей, известковистых водорослей (*Lithothamnium*) и фораминифер . . . . . 100 *м*

2. Чередующиеся дымчато-серые, пелитоморфные известняки, сланцеватые хрупкие мергели и (редко) песчанистые известняки. Найдены: *Inoceramus balticus* J. Boehm., *In.* cf. *regularis* d'Orb., *In. alaeformis* Zek., *Seunaster bouillei* Cott. var. *agdamensis* Renng. . . . . 170 „

3. Серые известняки с редкими прослоями мергелей, слагающие вершину горы Адатапа . . . . . 300 „

По данным В. Т. Акопяна мощность свиты здесь значительно меньше (около 400 *м*).

В. П. Ренгартен весь описанный разрез относит к кампану. Однако следует отметить, что характерные кампанские формы здесь отсутствуют. Встреченные в пачке 2 *Inoceramus balticus* J. Boehm. и *In. regularis* d'Orb. являются сантон-маастрихтскими формами, а *In. alaeformis* Zek. обычно характеризует нижний сенон и редко поднимается в кампан. Возможно, что низы свиты принадлежат еще к сантону (повидимому, верхнему его подъярусу), а верхи — к маастрихту.

Полоса известняково-мергельных пород протягивается на юго-восток, где в районах селений Памбак, Шишкая, Караиман, Джанахмед налегает на терригенные отложения коньяка—нижнего сантона, а

в районе с. Инакдаг перекрывается нуммулитовыми известняками эоцена.

На Иджеванском хребте, согласно данным А. А. Атабекяна, кампан и маастрихт выражены светло- и желтовато-серыми известняками с прослоями мягких мергелей общей мощностью 400 *м*. В низах этих пород на северном склоне горы Иджеван указанный исследователь собрал *Inoceramus balticus* Boehm., а в средней части (на южном склоне горы Бузхана) — *In.* cf. *planus* Goldf. и *In.* cf. *balticus* Boehm. Отложения кампана и маастрихта здесь подстилаются известковистыми песчаниками сантона и трансгрессивно перекрываются породами среднего эоцена.



Рис. 23. Известняки верхнего сенона (район с. Мец-Сариар западнее Джаджурского перевала). Фото В. Т. Акопяна

Далее к западу-северо-западу отложения верхнего сантона—маастрихта обнажаются у Джаджурского перевала, в районах селений Ахкилиса, Мец-Сариар, Кармракар, Кети, где налегают на коньяк-нижнесантонские образования и достигают мощности 350—400 *м*. Фауна в них встречается редко. А. Т. Асланян из известняков района Джаджурского перевала указывает *Inoceramus balticus* Boehm.

В верховьях р. Ахурян выходы верхнесенонских известняково-мергельных пород с *Globotruncana arca* Cush. установлены над нижнесенонскими вулканогенными образованиями в районах сс. Дашкерпи и Красар. Они обнажаются также в ядрах антиклинальных структур из-под эоценовых пород у сс. Ениел и Овуни (рис. 23).

Кафанская зона

В Кафанской тектонической зоне меловые отложения приурочены к крыльям Кафанского антиклинория. Здесь распространены породы нижнего и верхнего отделов мела, причем верхнемеловые образования на северо-восточном крыле антиклинория обнажаются уже за пределами Армянской ССР, а на юго-западном крыле — в районе его северо-западного погружения. Представлен мел карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями, общая мощность которых составляет около 2000 *м*.

Нижний мел. Нижнемеловые породы в Кафанской тектонической зоне имеют сравнительно большее развитие, чем верхнемеловые. Широкое поле они занимают на северо-восточном крыле Кафанского антиклинория и в области его северо-западного погружения, а на юго-запад-

ном крыле срезаются Хуступ-Гиратахским разломом, приходя в контакт с породами палеозоя. На основании фаунистических данных среди нижнемеловых отложений устанавливается наличие валанжина, готерива, баррема и апта; готерив и баррем представлены известняками, а валанжин и верхний апт в основном вулканогенными породами. Общая мощность карбонатных и вулканогенных отложений нижнего мела достигает 1000 *м*.

Валанжинский ярус (без его верхов). Выше было уже отмечено, что валанжин вместе с титоном образует мощную (1000—1100 *м*) тапасар-кармракарскую вулканогенную свиту, представленную различными порфиритами и их пирокластолитами с крупными линзами известняков. Разрез тапасар-кармракарской свиты и районы ее распространения описаны в разделе «Юрская система».

К валанжину относится верхняя часть (около 500—600 *м*) свиты, в которой найдены гастроподы: *Nerinea alizadei* К. Aliev, *Triptyxis belbekensis* (Vogdt) Pčel.

Верхи валанжинского яруса, готеривский и барремский ярусы. Верхи валанжина, готерив и баррем образуют зейвинскую свиту карбонатных пород, которая согласно налегает на породы тапасар-кармракарской свиты и согласно перекрывается терригенно-карбонатными образованиями нижнего апта.

Зейвинская свита фаунистически лучше охарактеризована на восточном крыле Кафанского антиклинория, где она разделяется на две подсвиты — агаракскую (мощность 180 *м*) и кармирванкскую (мощность 120 *м*).

Согласно данным В. Т. Акопяна (1962) восходящий разрез зейвинской свиты у с. Арцваник следующий:

Агаракская подсвита (верхи валанжина — готерив)

1. Оолитовые, песчанистые известняки, залегающие на туфоконгломератах тапасар-кармракарской свиты . . . . . 0,2 *м*
2. Серые, мелкозернистые, известковистые песчаники и известняки. Встречены: *Lima (Mantellum) sanctae-crucis* Pict. et Camp., *L. (Mantellum) longa* Roem. . . . . 20 „
3. Грязно-зеленоватые, грубозернистые песчаники, которые выше постепенно переходят в туфоконгломераты с мелкими (2—6 *см*) гальками фиолетовых порфиритов . . . . . 24 „
4. Серые, среднезернистые, песчанистые известняки с *Trigonia longa* Agas., *Cardium* cf. *gilleroni* Pict. et Camp., *C.* cf. *valtzi* Leym., *C.* cf. *inornatum* d'Orb., *Cyprina speetonensis* Mordv., *Dosinimeria vendoperana* Leym. . . . . 12 „
5. Буровато-серые, известковистые песчаники с многочисленными *Trigonia longa* Agas. . . . . 0,8 „
6. Серые, брекчиевидные известняки . . . . . 8 „
7. Серые, тонкослоистые, среднезернистые известняки . . . . . 4 „
8. Среднеслоистые, мелкозернистые, слабо брекчиевидные, песчанистые известняки. Встречены крупные гастроподы и *Neithea* cf. *atava* Roem. Из них А. Г. Халилов (1959) указывает *Terebratula acuta* Quanst., *Nucula* sp., *Nerinea* sp., *Natica* sp. . . . . 118 „

В нижней части агаракской подсвиты у с. Агарак В. Т. Акопяном встречены *Nerinea renngarteni* Pčel., *Diozoptyxis marcousana* d'Orb., *D. valdensis* Pict. et Camp., *Monopleura* sp., а в средней части *Nerinea renngarteni* Pčel, *Protocardia* ex gr. *imbricataria* Leym., *Requienia ammonia* Goldf., *R. gryphoides* Math., *Monopleura sulcata* Math., *M. imbricata* Math., *Pachytraga kafanensis* Renng., *Cyprina bernensis* Leym. var. lata Mordv. и др.

Аналогичная фауна гастропод, рудистов и пелеципод из различных горизонтов агаракской подсвиты в районах селений Агарак, Егвард и Саралы Хаштаб указывается В. П. Ренгартеном (1959), А. Г. Халиловым (1959), М. С. Эристави и В. Л. Егояном (1955).

Кармирванкская подсвита (баррем)

9. Розовато-серые крупнозернистые песчанистые известняки с остатками брахиопод . . . . . 43 *м*
10. Серые тонкослоистые мелкозернистые известняки . . . . . 10 „
11. Розовато-серые тонкослоистые мелкозернистые известняки со стяжениями и линзами кремня. В верхах пачки встречаются: *Salfeldiella milaschewitschi* Kar., *Protetragonites crebrisulcatus* Uhl., *Costidiscus* aff. *binodosus* Kulj.-Vor., *Anahamulina* cf. *subcincta* Uhl., *Crioceratites* cf. *dissimilis* d'Orb., *Leptoceras* cf. *pumilum* Uhl., *Asteridiscus elegans* Kar., *Pulchellia sauvageaui* Herm., *P. nicklesi* Hyatt, *P. changarnieri* Sayn, *P. armenica* Hacob., *Barremites difficilis* d'Orb., *B. subdifficilis* Kar., *B. falloti* Kil., *B. psilotatus* Uhl., *B. charrierianus* d'Orb., *B. compsense* Kil., *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *Holcodiscus perezianus* d'Orb., *H. geronimae* Herm., *Rhynchonella eichwaldi* Kar., *Rh. decipiens* d'Orb., *Terebratula moutoniana* d'Orb., *Nucleopygus placentula* Desor и др. М. С. Эристави и В. Л. Егоян из этой пачки указывают также *Phyllopachyceras infundibulum* d'Orb., *Pseudohaploceras* cf. *neumayri* Haug, *P.* cf. *ponticum* Kar. . . . . 15 „
12. Серые тонкослоистые мелкозернистые известковистые песчаники . . 4,5 „
13. Серые среднеслоистые известняки со стяжениями кремня . . . 45—50 „

Выше залегают отложения аптского яруса.

Возраст агаракской подсвиты устанавливается как верхи валанжина — готерив, так как она согласно подстилает нижнебарремские породы с характерными аммонитами, подстилается тапасар-кармракарской свитой и содержит следующую фауну: *Trigonia longa* Agas. (готерив), *Nerinea renngarteni* Pčel. (валанжин), *Diozoptyxis valdensis* Pict. et Camp. (валанжин), *D. marcousana* d'Orb. (валанжин), *Cyprina bernensis* Leym. var. lata Mordv. (готерив), *Dosinimeria vendoperana* Leym. (готерив), *Lima (Mantellum) sanctae-crucis* Pict. et Camp. (валанжин) и др. Верхневаланжин-готеривскому возрасту агаракской подсвиты не противоречат также встреченные в ней многочисленные другие пелециподы, гастроподы и брахиоподы. В этом отношении исключение составляют только некоторые рудисты и гастроподы, которые известны из ургонской фации (верхний баррем — нижний апт) Западной Европы. Таковыми являются: *Nerinea archimedi* d'Orb., *N. vogdtiana* Mort., *Requienia gryphoidis* Math., *R. triangularis* Math., *Monopleura urgonensis* Math.

Однако как отмечалось выше, агаракская подсвита с рудистами древнее баррема и относится к верхнему валанжину—готериву. Возможно, что в низах агаракской подсвиты присутствует не весь верхний валанжин, а только его верхи, так как среди валанжинских форм из основания подсвиты зональные виды отсутствуют. Следовательно, нужно принять, что в восточной части Средиземноморского бассейна вышеуказанные нижнемеловые рудисты имеют более широкое вертикальное распространение и приурочены не к определенному возрасту, а к определенной фации, почему и появляются на различных стратиграфических уровнях. Кроме того, состав фауны заметно отличается от типичного ургонского комплекса.

Следует отметить, что В. Л. Егоян значительно повышает нижнюю возрастную границу агаракской подсвиты и соответственно верхний возрастной предел нижележащей тапасар-кармракарской вулканогенной свиты. Он оспаривает присутствие в агаракской подсвите верхов валанжина и большей части готерива, указывая на наличие в них рудистов. Если руководствоваться только рудистами и игнорировать значение других групп фауны, то придется отказаться и от нижнебарремского возраста известняков, так как горизонт с характерным и богатым комплексом нижнебарремских аммонитов залегает стратиграфически значительно выше горизонта рудистовых известняков, и всю свиту карбонатных пород отнести к верхнему баррему, с чем не согласен В. Л. Его-

ян, который признает наличие нижнего баррема и, возможно, верхнего готерива в этих известняках.

Принадлежность нижней части кармирванкской подсвиты к нижнему баррему доказывается встреченными в пачке 11 такими руководящими нижнебарремскими формами, как *Holcodiscus perezianus* d'Orb., *Pulchellia sauvageaui* Herm., *Asteridiscus elegans* Kar., *Barremites psilotatus* Uhl., *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *B. charrierianus* d'Orb. и др.

Верхняя часть кармирванкской подсвиты относится к верхнему баррему на основании ее стратиграфического положения (между нижним барремом и согласно залегающим нижним аптом), чему не противоречат найденные в ней *Lacunosella malbosi* Pict. var. *tenuicostata* Noutz., *Belbekella multiformis* Roem. var. *rotundicosta* Jac. et Fall., *Terebratula acuta* Quenst. (район с. Егвард), а также рудисты, встреченные В. П. Ренгартеном на вершине горы Ханага: *Requicnia gryphoides* Math., *Monopleura urgonensis* Math. Карбонатные отложения зейвинской свиты в виде небольших останцов сохранились в северной части Зангезура — на водоразделе рр. Воротан и Кашуни (горы Кяпаз и Уюги-хут), а также в верховьях р. Кашуни (районы селений Малдаш, Арвани и др.), где в них найден *Barremites psilotatus* Uhl.

На юго-западном крыле Кафанского антиклинория породы верхов валанжина, готерива и баррема имеют ограниченное распространение и образуют фациально однообразную свиту известняков, выходы которых установлены на западном склоне Хуступского хребта, на вершинах гор Хуступ, Комбах и Карентак, в районе с. Верин Гиратах. Мощность этих отложений, залегающих на тапасар-кармракарской вулканогенной свите, на вершине горы Хуступ достигает 350—400 *м*. На горах Карентак и Хуступ в известняках В. Т. Акопяном (1962) встречена богатая фауна брахиопод и редких пелеципод: *Neithea* ex gr. *daghestanensis* Renng., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Belbekella multiformis* Roem., *B. multiformis* Roem. var. *castellanensis* Jac. et Fall., *B. multiformis* Roem. var. *ardescica* Jac. et Fall., *B. lata* d'Orb., *B. renaxiana* d'Orb., *B. kiparisovaensis* Mois., *Sulcorhyncia* cf. *valangiensis* Lor., *Terebratula acuta* Quenst., *T. sella* Sow., *T. valdensis* Lor. var. *kentugajeasis* Mois. и др. В. П. Ренгартеном в известняках вершины горы Хуступ были найдены также *Exogyra subsinuata* Leym., *Ostrea leymeriei* Desh., *Orbitolina* cf. *bulgarica* Boue. Эта фауна в целом указывает на неокомский возраст известняков.

Аптский ярус. В Кафанской зоне отложения апта имеют небольшое распространение и фаунистически хорошо охарактеризованы. Нижний апт представлен в основном терригенно-карбонатными образованиями общей мощностью до 80—100 *м*, а верхний апт — трансгрессивной (окузаратской) свитой осадочных и вулканогенных пород мощностью до 300 *м*. Ввиду трансгрессивного залегания верхнего апта отложения нижнеаптского возраста сохранились лишь на небольших участках в ядрах синклинальных складок на северо-восточном крыле Кафанского антиклинория (районы селений Агарак, Егвард, Кахнут).

Разрез нижнеаптских отложений, составленный В. П. Ренгартеном (1959), в районе с. Агарак представлен следующими породами:

1. Красноватые конгломераты с гальками порфиритов, согласно залегающие над барремскими известняками . . . . . 1 *м*

2. Чередующиеся серые, песчанистые известняки и рыхлые, туфогенные песчаники. Найдены: *Phyllopachyceras baborense* Coq., *Hemitetragonites* cf. *crebrisulcatus* Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var *plana* Kil., *Argvetites lasheensis* Roukh., *Imerites* cf. *planus* Roukh. и др. . . . . 3—20 „

3. Чередующиеся серые, глинистые и песчанистые известняки с прослойками бурых и фиолетовых туфогенных песчаников. Встречены: *Lima moreana* d'Orb., *Cidaris cornifera* Agas. и др. . . . . 14 „

4. Оливково-серые мергели с прослоями глинистых и песчанистых известняков, известковистых туфогенных песчаников. Найдены: *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var. *plana* Kil., *Uhligella* cf. *melchioris* Tietze, *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *D.* cf. *dechyi* Papp., *Procheloniceras amadei* (Hoh.) Uhl. . . . . 56 „

5. Серые, хрупкие мергели с редкими прослойками туфогенных песчаников. Встречены: *Costidiscus recticostatys* d'Orb. var. *plana* Kil., *Uhligella melchioris* Tietze, *Deshayesties* cf. *dechyi* Papp., *Cheloniceras seminodosum* Sinz. . . . . 10 „

Выше трансгрессивно залегают конгломераты и туфогенные песчаники верхнего апта.

Нижнеаптский возраст пород вышеописанного разреза доказывается найденными в них *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *D. dechyi* Papp., *Procheloniceras amadei* (Hoh.) Uhl., *Cheloniceras seminodosum* Sinz.

Сравнительно полный разрез верхнеаптских отложений наблюдается в районе с. Давид-бек на левом склоне ущелья р. Кашуни, где, по данным В. П. Ренгартена (1959), имеются следующие породы (снизу вверх):

1. Туфоконгломераты и туфобрекчии с обломками порфиритов, залегающие на известняках баррема . . . . . 30 *м*

2. Слоистые, известковистые, туфогенные песчаники . . . . . 6 „

3. Туфогенные песчаники с обломками порфиритов . . . . . 45 „

4. Рыхлые конгломераты и туфобрекчии . . . . . 15 „

5. Оливково-серые, известковистые, туфогенные песчаники с *Phylloceras aptiense* Sayn, *Salfeldiella quettardi* Rasp., *Uhligella zürcheri* Jac. et Tobl., *Colombiceras tobleri* Jac. var. *discoidolis* Sinz., *C. subtobleri* Kasan., *Gargasiceras gargasense* d'Orb. var. *aptiensis* Rouch., *Cheloniceras martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth., *Aucellina aptiensis* Pomp. и др. . . . . 22 „

6. Туфоконгломераты с гальками порфиритов . . . . . 3 „

7. Чередующиеся туфогенные песчаники и песчанистые известняки с *Phylloceras pseudoernesti* Coll., *Ammonitoceras carinatoverrucosum* Sinz. . . . 13 „

8. Светло-коричневые туфобрекчии с обломками порфиритов . . . . 8 „

9. Зеленые туфогенные песчаники . . . . . 5 „

10. Палевые, песчанистые, органогенно-обломочные известняки с прослоями зеленоватых известковистых туфогенных песчаников. Встречены: *Acanthoplites multispinatus* Anth., *Nautilus montmollini* Pict. et Camp. . . . 38 „

Верхнеаптский возраст этих отложений, суммарная мощность которых составляет 185 *м*, доказывается встреченными в них *Gargasiceras gargasense* d'Orb. var *aptiensis* Rouch., *Cheloniceras martini* d'Orb. var *caucasica* Anth. (руководящими для нижней зоны верхнего апта), *Colombiceras tableri* Jac. var. *discoidalis* Sinz., *C. subtobleri* Kasan. (характерными для средней зоны верхнего апта) и *Acanthoplites multispinatus* Anth. (характерным для верхней зоны верхнего апта).

К западу, на водоразделе Кашуни и Воротан (Окузаратский хребет) и в ущелье р. Воротан (район с. Татев) верхний апт представлен довольно мощной (около 300 *м*) вулканогенно-осадочной (окузаратской) свитой (порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники с пачками известняков), которая трансгрессивно налегает на различные горизонты неокомских и верхнеюрских отложений и трансгрессивно перекрывается породами верхнего турона (?) — коньяка. В прослоях туфопесчаников верхнеаптской свиты на горе Навчалу встречены редкие аммониты (*Salfeldiella guettardi* Rasp. и др.).

Верхний мел. В Зангезуре верхнемеловые отложения развиты в ущелье р. Воротан, занимая значительную площадь в районах сс. Сваранц, Татев, Яйджи и Лцен. Известны также к востоку на северо-восточном крыле Кафанского антиклинория в Кубатлинском районе Азербайджанской ССР.

Породы верхнего мела Зангезура, по данным В. Т. Акопяна (1962), образуют три свиты карбонатных, туфогенных и вулканогенных образований общей мощностью около 1000 *м*, которые относятся к верхнему турону (?) — коньяку и сантону.

Наиболее полный восходящий разрез пород верхнего мела составлен В. Т. Акопяном (1962) на правом склоне ущелья р. Воротан в районе с. Сваранц, где представлен следующими породами:

Татевская свита (верхний турон (?) — нижний коньяк)

1. Туфоконгломераты и туфобрекчии с гальками темно-серых известняков, песчаников и различных порфиритов. В средней части пачки отмечаются серо-зеленоватые, мергелистые песчаники	25 *м*
2. Чередующиеся мергелистые песчаники, песчанистые и глинистые известняки	7 „
3. Туфобрекчии с обломками порфиритов и известняков	4 „
4. Желтовато-серые, среднезернистые песчаники, кверху переходящие в рассланцованные мергелистые песчаники и мергели	11 „
5. Зеленоватые конгломераты и брекчии с гальками известняков	2 „
6. Зеленоватые и темно-серые, средне- и мелкозернистые, тонкослоистые песчаники в верхах пачки известковистые	22 „
7. Туфобрекчии с обломками порфиритов, песчаников, известняков	30 „
8. Зеленоватые, рассланцованные, мелкозернистые, известковистые песчаники	12 „
9. Светло-серые, глинистые известняки	8 „
10. Зеленые, тонкослоистые, крупнозернистые песчаники	65 „
11. Темно-серые, известковистые песчаники	7 „
12. Серые, микрозернистые известняки	130 „

Общая мощность татевской свиты составляет 323 *м*. В верхней части свиты на горе Чур-Чур В. П. Ренгартен и П. Л. Емпремян указывают *Pectunculus subpulvinatus* d'Arch., *P.* cf. *subconcentricus* Lam., *Trigonoarca* cf. *brahminica* Forb., *Trigonia scabra* Lam., *T.* cf. *buchi* Gem., *Crassatelites* cf. *macrodonta* Sow., *Protocardia hillana* Sow., *Pecten marroti* d'Orb., *Neithea quinquecostata* Sow. (определения В. П. Ренгартена и Т. А. Мордвилко).

Сваранцская свита (верхний коньяк)

13. Туфоконгломераты и туфобрекчии с гальками темно-серых плагиоклазовых порфиритов, известняков, туффитов	80—100 *м*
14. Желтоватые, среднезернистые туфопесчаники	1 „
15. Брекчии с песчанистым цементом и обломками темно-серых известняков	2 „
16. Зеленовато-серые, мелкозернистые мергелистые песчаники и серые массивные известняки	2 „
17. Зеленоватые, мелкозернистые туфопесчаники	3 „
18. Черные, глинистые сланцы	2 „
19. Зеленовато-желтые, грубозернистые песчаники с прослоями мелкозернистых песчаников	16 „
20. Чередующиеся грязно-зеленоватые, грубозернистые песчаники, брекчии и конгломераты	21 „
21. Желтоватые, мелкозернистые песчаники с прослоями черных мергелистых песчаников. Встречены *Pectunculus* sp., *Inoceramus glatziae* And., *In. sturmi* And. и мелкие неопределимые гастроподы	22 „
22. Желтовато-зеленые, грубозернистые песчаники	18 „
23. Брекчии с песчанистым цементом. Гальки представлены фиолетово-серыми, плагиоклазовыми порфиритами	41 „
24. Зеленовато-желтоватые песчаники	9 „
25. Туфоконгломерато-брекчии с гальками плагиоклазовых порфиритов и песчаников	36 „
26. Желтовато-зеленые, средне- и крупнозернистые песчаники	15 „
27. Мелкообломочные брекчии с туфопесчанистым цементом	38 „
28. Зеленоватые, мелкообломочные брекчии, часто переходящие в туфопесчаники	80 „

Сраберд-такцарская свита (сантон)

29. Порфириты, туфобрекчии, туфы с небольшими линзами известняков. (Породы слагают вершины гор Сраберд, Такцар, Кавасар и к северу протягиваются до левого склона ущелья р. Воротан)	350—400 *м*

Верхнеконьякский возраст сваранцской свиты устанавливается на основании иноцерамов, встреченных в пачке 21. Фауна, найденная в татевской свите, указывает на верхнетуронский — нижнесенонский возраст. Учитывая, что татевская свита согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего коньяка, возраст ее нужно ограничить как верхний турон (?) — нижний коньяк. Срабердтакцарскую вулканогенную свиту, согласно залегающую на породах верхнего коньяка, на основании стратиграфического положения и регионального сопоставления условно можно отнести к сантону (скорее всего к нижнему его подъярусу).

Мисхано-Зангезурская зона

В Мисхано-Зангезурской зоне меловые отложения в ограниченном количестве установлены в северо-западной части. Следует отметить, что исследованиями последних лет в пределах южной части описываемой зоны верхнемеловые отложения обнаружены также на юго-западных склонах горы Арамазд. Мел представлен верхним отделом.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения представлены терригенными и карбонатными отложениями коньяка, сантона и верхнего сенона, которые занимают небольшие площади, образуя отдельные выходы. Породы верхнего мела перекрываются отложениями палеогена.

Коньякский ярус. Среди верхнемеловых пород коньякские отложения имеют незначительное развитие. Их выходы установлены в ущелье р. Даллар, на левом склоне ущелья р. Мармарик в ее верховьях и к северу — на правом склоне ущелья р. Памбак, южнее г. Спитак. Представлен коньяк песчано-глинистыми отложениями с прослоями карбонатных пород и конгломератов.

В бассейнах рр. Мармарик и Даллар указанные отложения впервые подробно описывались В. Н. Котляром (1958). Собранная В. Н. Котляром фауна пелеципод и аммонитов была определена В. П. Ренгартеном и Т. А. Мордвилко. На основании предварительных определений, возраст вышеуказанных пород считался сеноман-туронским. Впоследствии изучениями В. П. Ренгартена и В. Л. Егояна, новыми сборами фауны и переопределением прежних сборов выяснилось, что эти отложения имеют коньякский возраст.

Разрез коньякских отложений, составленный В. Л. Егояном, в верховьях р. Даллар следующий:

1. Серые, слабо известковистые, слюдистые песчаники, которые с базальным конгломератом в основании трансгрессивно залегают на метаморфических породах . . . . . 30 *м*
2. Конгломераты крупногалечные с гальками метаморфических и изверженных пород и кварцитов. Цемент песчано-известковистый . . . . . 6 „
3. Серые, зеленовато- и синевато-серые, мелко- и среднезернистые песчаники, местами пиритизированные. В низах пачки найдены: *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Panopaea rustica* Zitt., *Pinna armenopiramidalis* Eg. . 57 „
4. Бурые, грубо- и крупнозернистые, неслоистые песчаники, мелкообломочные брекчии с прослоями мелкогалечных конгломератов . . . . . 54 „
5. Серые и зеленовато-серые, слоистые песчаники с *Trigonoarca* ex gr. *brahminica* Forb. и др. . . . . 43 „
6. Серые и желтовато-серые, некрепкие, плитчатые песчаники с *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Inoceramus kleini* Müll., *In. costellatus* Woods, *Neithea quardricostata* Sow. . . . . 63 „
7. Серые и темно-серые, песчанистые глины, мергели и мергелистые песчаники, в которых встречены: *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Inoceramus frechi* Fleg. . . . . 103 „
8. Красные, мелкозернистые песчаники и песчанистые пелитоморфные мергели с *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Inoceramus gratus* Eg. . . . 61 „

Выше залегают известняки сантона.

В. Л. Егоян (1955) породы пачек 1—6 считал аналогом ахсуинского горизонта Вединского района и относил к турону, а пачки 7—8 к коньяку. Однако как показали данные В. П. Ренгартена, туронскому возрасту пород нижней части вышеприведенного разреза противоречит присутствие коньякских форм *Inoceramus frechi* And. и др.

К северу, в бассейне р. Мармарик, коньяк представлен песчаниками, мергелями, в основании которых имеется базальный конгломерат. Общая мощность около 120 *м*. Здесь, в районе с. Пушкино и по пути к перевалу, в с. Галавар В. Н. Котляром и В. П. Ренгартеном собрана довольно богатая фауна, среди которой последним определены: *Hamites ellipticus* Roem., *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Protocardia hillana* Sow., *Inoceramus waltersdorfensis* And., *In. glatziae* And., *In. protractus* And., *In koegleri* And., *Lima (Plagiostoma) althi* Favre, *Pecten (Camptonectes) curvatus* Gein., *Neithea quinquecostata* Sow., *Spondulys requientanus* Math. и др.

Свита песчано-мергельных пород выше по разрезу перекрывается карбонатными осадками сантона.

Коньякский возраст свиты обосновывается присутствием *Baculites bohemicus* Fr. et Schloenb., *Inoceramus waltersdorfensis* And., *In. glatziae* And., *In. koegleri* And., *In. protractus* And.

К северу, на правобережье р. Памбак коньякские отложения обнажаются в ущельях рр. Байдак и Кара-Чобан и в районе с. Лернаван (Качаган). Представлены они песчаниками, конгломератами, алевролитами и мергелями общей мощностью 200—300 *м*. Согласно данным В. Т. Акопяна, в районе с. Лернаван в низах верхней части коньякских образований значительную роль играют грубозернистые туфопесчаники, а на южном склоне горы Спитак, в разрезе коньяка, внутри конгломератов и песчаников наблюдаются небольшие (8—10 *м*) залежи порфиритов.

Сантонский ярус и верхнесенонский надъярус. Отложения сантона и верхнего сенона распространены шире коньякских, которые (или более древние образования) их подстилают, и представлены известняками и мергелями мощностью до 250—300 *м*.

По данным В. П. Ренгартена, на правом берегу р. Раздан у с. Бжни наблюдается следующий разрез сенонских отложений:

1. Бурые песчаники, несогласно залегающие на метаморфических сланцах	1 *м*
2. Серые, грубозернистые, органогенно-обломочные известняки с *Rhynchonella* sp. и *Terebratula* sp.	5 „
3. Красный, алевритовый известняк с фораминиферами и обломками панцирей морских ежей	4 „
4. Палевые, пелитоморфные известняки	10 „
5. Красные, пелитоморфные, глинистые и алевритистые, фораминиферовые известняки с *Echinocorys gibbus* Lam., *Ech. subglobosus* Goldf., *Ech.* cf. *ovatus* Leske, *Ech. humilis* Lamb., *Ech. conicus* Agass. var. lata Lamb., *Micraster schroederi* Stoll. (juv), *Coraster velanovae* Cott., *C. sphaericus* Seun. и др.	2 „
6. Палево-белые известняки	14 „
7. Красные, глинистые известняки	2 „
8. Светло-серые, пелитоморфные, фораминиферовые известняки с прослоями хрупкого мергеля	27 „
9. Красноватые и палево-серые мергели с примесью алевритового материала	12 „

Вышележащие породы размыты эрозией, а к востоку от с. Бжни карбонатные отложения трансгрессивно перекрываются туфопесчаниками эоцена.

Породы пачек 1—4 В. П. Ренгартен относит к сантону, а пачек 5—9 к кампану. Следует отметить, что встреченные в них морские ежи распространены как в кампане, так и в маастрихте.

Небольшие выходы аналогичных известняков имеются также к востоку — в районах сс. Солак, Верин Ахта, у г. Раздан и к северо-западу в верховьях р. Даллар и в районе с. Зовуни. Из красных, грубозернистых, известковистых песчаников бассейна р. Даллар В. Л. Егоян указывает коньякский *Durania bertholoni* Perv. и предполагает, что низы свиты карбонатных пород принадлежат еще к верхам коньяка. Для выяснения данного вопроса нужны дополнительные данные.

В бассейне р. Мармарик согласно данным В. П. Ренгартена сантон представлен чередованием известняков и песчанистых известняков мощностью 53 *м*, которые согласно подстилаются песчано-глинистыми породами коньяка и перекрываются пелитоморфными известняками кампана (мощностью 130 *м*). По мнению указанного исследователя, маастрихт здесь залегает трансгрессивно на породы сантона — кампана или непосредственно на метаморфические сланцы и представлен песчанистыми, глинистыми и чистыми известняками мощностью около 40 *м*.

Необходимо отметить, что исследованиями последних лет, проведенными В. Т. Акопяном, Г. Б. Межлумяном и О. П. Гуюмджяном, в Зангезуре установлено наличие меловых отложений в бассейне р. Гехи и на горе Арамазд. Здесь над свитой темно-серых, битуминозных известняков пермского (?) возраста залегают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения общей мощностью 1500—2000 *м*. Они соответствуют верхнемеловым (верхний турон (?) — коньяк — сантон) образованиям северо-восточных склонов горы Арамазд (районы селений Сваранц и Татев).

Еревано-Ордубадская зона

Меловые отложения в Еревано-Ордубадской зоне развиты значительно, причем нижний мел имеет весьма ограниченное распространение по отношению к верхнему мелу. Породы мела фаунистически охарактеризованы и достаточно хорошо изучены.

Нижний мел. В пределах Еревано-Ордубадской зоны нижнемеловые отложения известны только в Айоцдзоре в районе с. Гнишик, где они впервые установлены Н. Н. Яковлевым (1931), который на основании находки в них *Inoceramus concentricus* Park. (определение Д. В. Дробышева) относил песчано-мергелистые породы к альбскому ярусу. Позже, в 1939 г., этот разрез был детально изучен В. П. Ренгартеном, который описывает следующую восходящую последовательность альбских пород, залегающих на известняках верхнего палеозоя.

1. Базальный конгломерат с гальками палеозойских известняков	19 *м*
2. Серые мергели с *Baculites gaudini* Pict. et Camp., *B.* aff. *baculoides* Mant., *Inoceramus* sp.	30 „
3. Серые, крепкие, мергелистые песчаники, чередующиеся с рыхлыми глинистыми песчаниками	10 „
4. Серые, мягкие, мергелистые алевролиты	50 „
5. Серые, хрупкие и крепкие, мергелистые песчаники с *Baculites gaudini* Pict. et Camp., *Scaphites meriani* Pict. et Camp., *Mortoniceras (Deiradoceras)* ex gr. *bipunctatum* Spath, *Nuculana vibrayeana* d'Orb., *N. angulata* Sow., *Cardium raulini* d'Orb., *Inoceramus anglicus* Woods, *Pecten (Camptonectes) curvatus* Gein. и др.	40 „
6. Серые, глинистые алевролиты и песчаники	60 „

Альбские образования общей мощностью около 200 *м* трансгрессивно перекрываются породами турона.

В. П. Ренгартен на основании присутствия в списках фауны *Baculites gaudini* Pict. et Camp. и *Scaphites meriani* Pict. et Camp. ограничивает возраст вышеописанных песчано-мергелистых пород верхним альбом.

Верхний мел. В Еревано-Ордубадской зоне верхний мел распространен в бассейнах рр. Азат, Веди, Аргичи, Арпа и Джаук (Джагрычай) и представлен карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями, среди которых устанавливается наличие сеномана, турона, коньяка, сантона, верхнего сенона и датского яруса, трансгрессивно налегающими на различные горизонты палеозоя и триаса. Выходы пород верхнего мела приурочены в основном к антиклинальным складкам, на крыльях которых они перекрываются осадками палеогена (рис. 24).

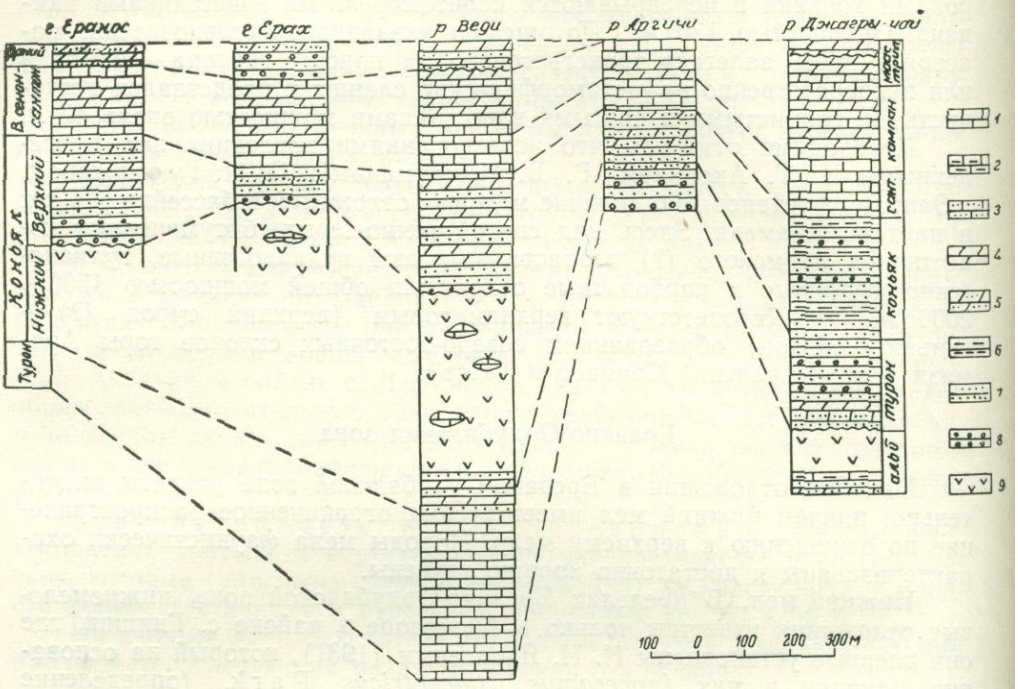


Рис. 24. Схема сопоставления разрезов меловых отложений Еревано-Ордубадской зоны (составил В. Т. Акопян)

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — песчанистые известняки; *4* — мергели; *5* — песчанистые мергели; *6* — глины; *7* — песчаники и алевролиты; *8* — конгломераты; *9* — порфириты и их пирокласты

Сеноманский ярус. Отложения сеномана известны только в западном Айоцдзоре, где представлены мергелями и песчанистыми известняками мощностью 215 *м*. По В. П. Ренгартену (1959), породы имеют ограниченное распространение, в районе с. Гнишик трансгрессивно перекрывают альбские отложения и характеризуются следующим разрезом:

1. Серые, песчанистые известняки, в нижних слоях содержащие гальки подстилающих пород	60 *м*
2. *Песчанистые мергели, содержащие прослои известняков с Exogyra sp.*	5 „
3. Палево- и синевато-серые, крепкие, песчанистые мергели, в верхах которых найдены *Sharpeiceras kabardinense* Sim., Bac. et Sor., а в низах — остатки растений	150 „

Сеноманский возраст отложений устанавливается по находке *Sharpeiceras kabardinense* Sim., Bac. et Sor.

Условно к сеноману относятся также песчанистые и сланцеватые мергели (мощность 50 *м*) района с. Авуш, которые подстилаются из-

вестняками триаса и трансгрессивно перекрываются конгломератами и песчаниками коньяка. В этих мергелях встречаются редкие *Cyrena* sp. и *Corbula* sp., остатки ганоидной рыбы *(Lepidotus ohonnes* Bog.), а также обильные отпечатки флоры, среди которых И. В. Палибин (1930, 1937), В. В. Богачев (1939) и А. Л. Тахтаджян (1944) указывают: *Gleichenia shaporenkoi* Takht., *Brachyphyllum araxenum* Palib., *B. obesiforme* Sap., *Araucariopsis cretacea* Vel. et Vin., *Pinus quenstdetii* Heer., *Myrica zenkori* (Ett.) Vel., *Pseudoginkgo bohemica* Vel. et Vin., *Platanus cuneifolia* Bronn, *Eucalyptus geinitzii* Heer. и др.

И. В. Палибин указанную флору считает нижнесеноманской по аналогии с флорой нижнего сеномана (перуцкие слои) Чехословакии.

Туронский ярус. Фаунистически охарактеризованные карбонатные и терригенные отложения турона установлены в бассейнах рр. Веди, Аргичи, Джагры-чай. Мощность их достигает 300—400 *м*.

В ущелье р. Веди турон представлен карбонатными породами, залегающими трансгрессивно на отложениях перми и триаса. На правом склоне ущелья р. Веди, выше устья р. Ах-су, по данным В. Т. Акопяна и М. А. Сатиана, наблюдается следующий восходящий разрез туронских отложений, залегающих на сильно дислоцированных верхнепермских и нижнетриасовых известняках:

1. Серые, окремненные, органогенно-обломочные известняки с редкими остатками гастропод и рудистов	8 *м*
2. Коричневатые, рыхлые, полевошпат-кварцевые алевролиты с прослоями желтоватых песчанистых известняков. Встречены *Itruvia caucasica* Pčel., *I. subcycloidea* Pčel., *Oligoptyxis turricula* Pčel., *O. plicata* Pčel., *O. armenica* Pčel., *O. robusta* Pčel., *O. ornata* Pčel., *Exechocirsus socialis* Zek. и др.	1,5 „
3. Серые, плотные, неяснослоистые, органогенно-обломочные известняки, в низах которых встречаются мелкие гальки темно-серых, кремнистых известняков	26 „
4. Серые и темно-серые, песчанистые известняки и коричневатые алевролиты. Найдены: *Pseudomesalia regularis* Pčel., *P.* aff. *aquensis* Holz., *P. angustata* Pčel., *P. aksuensis* Pčel., *P. bicarinata* Pčel., *P. imbricata* Pčel., *I. subcycloidea* Pčel., *I. gigantea* Pčel., *I. caucasica* Pčel., *Oligoptyxis armenica* Pčel., *O. cylindrica* Pčel., *Actoeonella grossouvrei* Cossm., *Trochactaeon solomonis* Fraas., *T. matensis* Fittip., *Aptyxiella posthuma* Pčel., *Itruvia armenica* Pčel.	8,5 „
5. Серые, массивные, крупнозернистые известняки с крупными *Actaeonella crasse* Duj., *A. ovata* Pčel.	27 „
6. Пачка чередующихся массивных и толстослоистых, органогенно-детритовых известняков	48 „
7. Розовато-серые, сахаровидные, тонкослоистые, органогенно-детритовые известняки с редкими остатками гастропод	25 „
8. Серые, на поверхности розоватые, органогенно-детритовые известняки с линзами брекчированных известняков. Встречены: *Oligoptyxis armenica* Pčel., *O. angustata* Pčel., *O. robusta* Pčel., *O. pulchra* Pčel. обломки рудистов	30 „
9. Чередующиеся массивные, светло-серые крепкие мелкозернистые, пористые и желтовато-серые, среднезернистые, органогенно-детритовые известняки	35 „
10. Темно-серые и более светлые, массивные, трещиноватые, мраморизованные, среднезернистые, органогенно-детритовые известняки	10 „
11. Светло-серые известняки, содержащие горизонт известняковой брекчии. Встречаются *обломки крупных рудистов*	20 „

Выше согласно залегают песчано-мергелистые породы нижнего коньяка.

В низах туронских известняков в ущелье р. Ах-су В. П. Ренгартеном (1959) встречены также *Itruvia ovalis* Pčel., *I. cycloidea* Pčel., *I. gigantea* Pčel., *Actaeonella supernata* Pčel., *Protocardia armenica* Eichw., *P. renngarteni* Bobk., *Caprinula boissyi* d'Orb., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Radiolites peroni* Choff., *Durania araxena* Renng. и др.

К северо-западу в ущелье р. Хосров из нижней части туронских известняков В. Л. Егоян (1955) указывает *Durania arnaudi* Choff. и *Radiolites peroni* Choff. В средней и верхней частях этих известняков В. Т. Акопяном были встречены *Actaeonella ovata* Pčel., *Trachactaeon obtusus* Zek., *T. matensis* Fittip., *T.* cf. *ellipsoides* Fittip.

Нижнюю часть свиты известняков нужно отнести к нижнему турону, так как встреченные в них в различных участках *Radiolites peroni* Choff. и *Durania arnaudi* Choff. являются характерными нижнетуронскими формами. Верхнюю часть свиты необходимо отнести уже к верхнему турону, так как встреченный в ней комплекс гастропод (*Actaeonella crassa* Duj., *A. grassouvrei* Cossm., *A. ovata* Pčel., *Trochactaeon obtusus* Zek., *T. matensis* Fittip. и др.) характеризует верхний турон. На верхнетуронский возраст известняков указывает также их согласное перекрывание нижнеконьякскими отложениями. Раньше обычно считалось, что возраст описываемых известняков бассейна р. Веди ограничивается нижним туроном. В литературе существует также мнение (К. Н. Паффенгольц, В. П. Ренгартен, В. Л. Егоян) о наличии в бассейне р. Веди известняков сеномана на основании присутствия в списках фауны аммонита *Acanthoceras newboldti* Kossm. var. *spinosa* Kossm.

Если учитывать, что указанный аммонит, распространенный в верхнем сеномане — нижнем туроне, встречается вместе с характерными нижнетуронскими рудистами (*Radiolites peroni* Choff. и др.), то ясно, что сеноманский возраст низов известняков исключается, тем более, что известняки образуют единую свиту, а нижнетуронская фауна во многих пунктах встречается непосредственно в основании свиты известняков.

К западу-северо-западу туронские отложения погружаются под сенонские породы и на Ерахском (Боз-Бурунском) и Ераносском хребтах не обнажаются.

В верховьях бассейна р. Аргичи, находящегося к северо-востоку от ущелья р. Веди, туронские отложения претерпевают значительное фациальное изменение и представлены песчаниками, алевролитами и конгломератами с прослоями известняков, суммарная мощность которых составляет около 120 *м*. Они трансгрессивно налегают на известняки перми, которые раньше ошибочно считались сеноманскими, а выше по разрезу перекрываются отложениями коньяка. Туронский возраст пород подтверждается встреченной в них богатой фауной гастропод и пелеципод: *Pseudomesalia regularis* Pčel., *P. bicarinata* Pčel., *P. angustata* Pčel., *Oligoptyxis turricula* Pčel., *Aptyxiella posthuma* Pčel., *Actaeonella ovata* Pčel., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Radiolites armenicus* Renng., *R. peroni* Choff., *Protocardia* cf. *armenica* Eichw., *Ostrea (Biauris) biauriculata* Lam., *Exogyra (Amphidonta) columba* Lam. var. *plicata* Lam. и др.

В верховьях р. Джаук (Джагры-чай), в районе с. Рюлистан породы турона трансгрессивно налегают на толщу эффузивных пород (порфиритов), возраст которых точно не установлен. Представлен турон, согласно данным В. Л. Егояна (1955), внизу песчаниками, глинами и мергелями с прослоями известняков, а наверху красноцветными конгломератами, красно-бурыми песчаниками и глинами, общая мощность которых составляет около 250 *м*. Из нижней части этих образований В. П. Ренгартен (1959) и В. Л. Егоян указывают следующую туронскую фауну: *Prinotropis woolgari* Mant., *Oligoptyxis turricula* Pčel., *Aptyxiella posthuma* Pčel., *Plesioptyxis olisiponensis* Sharpe, *P. fleuriausa* Pčel., *Radiolites peroni* Choff., *Inoceramus labiatus* Schl. и др. Выше по разрезу следуют породы коньякского яруса.

Коньякский ярус. Коньякские породы распространены в районах развития туронских отложений (бассейны рр. Джаук, Аргичи, Веди), а также на Ерахском и Ераносском хребтах. Представлен коньяк в основном песчано-мергелистыми и вулканогенными образованиями с преобладанием первых.

В бассейне р. Веди отложения коньяка, мощность которых достигает 800 *м*, можно подразделить на три части: а) песчано-глинистые породы (нижняя часть нижнего коньяка), б) вулканогенная (хосровская) свита (верхняя часть нижнего коньяка), в) песчано-алевритистые отложения (верхний коньяк). Песчано-глинистые породы нижнего коньяка согласно налегают на туронские известняки и согласно перекрываются вулканогенной (хосровской) свитой, а верхнеконьякские отложения залегают трансгрессивно на различных горизонтах нижележащих пород.

Разрез коньякских отложений, составленный В. Т. Акопяном и М. А. Сатианом, на правом склоне ущелья р. Веди, по линии Коралловый овраг — гора Црдут (Кесуз), представлен следующими породами:

Нижний коньяк

1. Фиолетовые и желтовато-серые, тонкослоистые, рыхлые алевролиты и кварц-полевошпатовые, глинистые песчаники с отпечатками иноцерамов и *Globotruncana* sp. . . . . 10 *м*

2. Чередующиеся зеленовато-серые, тонкослоистые, рыхлые, глинистые песчаники, алевролиты и реже песчанистые известняки с богатой фауной пелеципод, гастропод, кораллов и редко аммонитов. Найдены: *Barroisiceras* ex gr. *haberfellneri* Hauer, *Pleurotomaria gigantea* Sow., *Ampullospira punctata* Sharpe, *Tylostoma stoliczkai* Scup., *T. ovale* Pčel., *T. subglobosum* Pčel., *Trajanella gigantea* Stol., *Gyrodes subpansus* Hacob. (sp. nov., in litt.), *Hercorhynchus nodiferus* Stol., *Haustator nodosus* Roem., *H. acanthophorus* Müll., *Rostrocerithium plicatum* Sow., *Armenocerithium* Primum Eg., *Helicaulax gibbosum* Zek., *Rostellana bronni* Zek., *Rostellinda dalli* Stant. и др. Из этой пачки В. П. Ренгартен (1959) указывает: *Fagesia* sp. nov. aff. *thevestensis* Peron, *Barroisiceras haberfellneri* Hauer var. cf. *desmoulinsi* Gross., *Cucullaea zimmermani* And., *Trigonoarca* aff. *chimiensis* Gümb., *Cardium productum* Sow., *Exogyra (Amphidonta) columbaesimilis* Renng. 10 „

3. Темно-серые, тонкослоистые, хрупкие, мелкозернистые, глинистые кварц-полевошпатовые алевролиты с фораминиферами . . . . 9,5 „

4. Чередующиеся темно-серые алевролиты и серые, крепкие, песчанистые известняки с преобладанием первых . . . . . 7 „

5. Чередующиеся темно-серые, глинистые алевролиты и мергели с *Globotruncana* sp. и *Globigerina* sp. . . . . 26 „

6. Темно-серые, рассланцованные мергели с прослоями органогенных, песчанистых известняков . . . . . 39 „

7. Бурые и зеленоватые порфириты, в средней части которых имеется маломощная (5 *м*) линза известковистых песчаников . . . . 45 „

8. Бурые порфириты с линзами (мощностью до 5 *м*) окремненных и песчанистых, органогенно-обломочных известняков и песчанистых мергелей. В последних были найдены споры и пыльца *Ephedripites mediolobatus* Bolch., *Quercus autita* Bolch. (определения С. А. Бальян) . . 190—200 „

9. Зеленоватые и бурые порфириты с прослоями в средней части конгломерата и известняка . . . . . 110 „

10. Буро-красные, туфогенные, конгломераты с гальками порфиритов . . . . . 40 „

Породы пачек 7—10 образуют хосровскую свиту.

Верхний коньяк

11. Выше трансгрессивно залегает пачка чередующихся конгломератов и зеленовато-серых песчаников. Гальки в основном представлены порфиритами . . . . . 20 *м*

12. Зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевритистые глины с конкрециями. Встречены: *Haustator nodosus* Roem., *H. acanthophorus* Müll., *H. fittonianus* Münst., *H. alternans* Roem., *Helicaulax gibbosum* Zek., *Confusiscala ornata* Baily, *Rostellana bronni* Zek., *Volutilithes orbignyana* Müll., *V. subsemiplicatus* d'Orb., *Rostellaca hol-*

zapfeli Dall., *Hercornynchus cancellatus* Sow., *Eriptycha globata* Stol., *Drepanochilus* sp., остатки пелеципод . . . . . 38 *м*

13. Темно-серые, на поверхности зеленовато-серые, оскольчатые, хрупкие, кварц-полевошпатовые, глинистые алевролиты. Встречены иглы морских ежей и остатки фораминифер . . . . . 21 „

14. Глинистые алевролиты с прослойками известняков и пиритсодержащих песчаников . . . . . 17 „

15. Чередующиеся серые, крепкие, тонкослоистые, полевошпатовые, среднезернистые пиритоносные известковистые песчаники и пиритоносные алевритистые глины. Найдены *Inoceramus* cf. *lusatiae* And. (определение В. П. Ренгартена), *Eriptycha globata* Stol., редкие остатки аммонитов и морских ежей . . . . . 37 „

16. Зеленовато-серые известковистые глинистые алевролиты с редкими тонкими прослойками крепких микрозернистых известняков. В образцах оказались: *Globotruncana linneiana* d'Orb., *Globigerina* sp. (определения Ю. А. Мартиросян) . . . . . 20 „

17. Серые тонкослоистые глинистые алевролиты с *Globotruncana lapparenti* Brotz. (определение Ю. А. Мартиросян) . . . . . 180 „

Выше согласно залегают кирпично-красные глинистые известняки сантона, слагающие вершину горы Црдут.

Породы пачек 1—6 образуют свиту песчано-глинистых пород, которая впервые в разрезах верхнего мела была выделена В. П. Ренгартеном (1959). Возраст этих отложений устанавливается как нижний коньяк на основании найденного в ней *Barroisiceras haberfellneri* Hauer var. *desmoulinsi* Gross.

Песчано-алевритистые отложения, трансгрессивно залегающие на хосровской вулканогенной толще, фаунистически также достаточно хорошо охарактеризованы. Кроме форм, отмеченных в вышеприведенном разрезе, В. Т. Акопяном из этих отложений на восточном склоне горы Кешиш-даг были найдены: *Inoceramus sublabiatus* Müll., *In. subpercostatus* And., *In. germano-bohemicus* Heinz, *In. glatziae* And., *In.* cf. *haenleini* Müll. (определения В. П. Ренгартена). На правом склоне ущелья р. Веди, к северо-востоку от развалин с. Азизкенд из алевролитов, перекрывающих вулканогенные образования нижнего коньяка, В. Т. Акопян указывает: *Inoceramus lusatiae* And., *In. superlabiatus* Eg., *In. frechi* Fleg., *In. rostratus* Heinz.

Из верхнеконьякских пород ущелья р. Хосров и района сс. Азизкенд и Инкала В. П. Ренгартен (1959) и В. Л. Егоян (1955) указывают следующую фауну: *Bostrychoceras indicum* Stol., *Baculites bohemicus* Fr. et Schl., *Scaphites meslei* Gross., *S. potieri* Gross., *Anisoceras elegans* Moberg, *Nowakites draschei* Redt., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Protocardia hillana* Sow., *Inoceramus kleini* Müll., *In. glatziae* And., *In. waltersdorfensis* And., *In. lusatiae* And., *Spondylus calcaratus* Forb., *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys scutatus* Leske. и др. Присутствие в вышеприведенных списках таких форм, как *Inoceramus subpercostatus* And., *In. kleini* Müll., *In. waltersdorfensis* And., *In. lusatiae* And., *In. sublabiatus* Müll., указывает на верхнеконьякский возраст включающих их песчано-алевритистых пород. Хосровская вулканогенная свита фаунистически не охарактеризована и на основании стратиграфического положения (между фаунистически охарактеризованными отложениями низов нижнего и верхнего коньяка) должна быть отнесена к нижнему коньяку.

В. Л. Егоян (1955) нижнеконьякские песчано-глинистые отложения часто объединяет с верхнеконьякскими песчано-алевритистыми породами в так называемый «азизкендский горизонт», который относит к нижнему коньяку. Однако такому мнению противоречат как различное стратиграфическое положение указанных отложений (песчано-глинистые отложения подстилают вулканогенную хосровскую свиту, а песчано-алевритистые породы перекрывают последнюю), так и наличие

перерыва между ними (песчано-алевритистые отложения залегают трансгрессивно с базальным конгломератом в основании на различных горизонтах хосровской свиты). Разновозрастность указанных пород, залегающих ниже и выше хосровской вулканогенной свиты, доказывается и вышеприведенными фаунистическими данными. Недостатки стратиграфической схемы В. Л. Егояна в значительной степени исправлены В. П. Ренгартеном (1959).

К западу верхнемеловые отложения погружаются под палеогеновые образования и снова обнажаются на горе Ерах, где в основании верхнемелового разреза в ядре антиклинали развиты вулканогенные породы нижнего коньяка (туфобрекчии и порфириты с редкими мелкими линзами известняков), которые кверху перекрываются трансгрессивно верхним коньяком, представленным конгломератом, песчаниками, алевролитами и глинами. В конгломератах низов верхнего коньяка А. Т. Асланяном, В. П. Ренгартеном и В. Т. Акопяном встречены многочисленные рудисты: *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Vaccinites praesulcatus* Douv., *V. giganteus* d'Hombres—Firm., *Mitrocaprina armenica* Renng. sp. nov. а также гастроподы *Purpuractaeon woodsi* Rennie и др., указывающие на коньякский (скорее всего верхнеконьякский) возраст вмещающих пород. Общая мощность коньякских отложений горы Ерах составляет 200—250 *м*. Породы коньяка здесь перекрываются известняками и мергелями сантона — верхнего сенона.

В. Л. Егоян (1956) вакциниты горы Ерах относит к верхнетуронскому виду *Vaccinites grossouvrei* Douv. и, исходя из этого, нижележащие вулканогенные породы также считает туронскими. Однако на основании вышеизложенных данных коньякский возраст этих пород не вызывает сомнений.

На Ераносском хребте обнажаются верхнемеловые отложения, приуроченные к антиклинальной складке, ядро которой сложено верхнеконьякскими конгломератами, песчаниками и алевролитами общей мощностью 250 *м*. В более глубоких врезах рек на юго-восточном крыле Ераносской антиклинали в ядрах местных антиклинальных складок обнажаются и нижнеконьякские образования, представленные вулканогенными породами (туфобрекчии, порфириты).

К северу коньякские терригенные отложения (песчаники и алевролиты с пачками конгломератов) обнажаются в ущелье р. Азат, в ядре антиклинальной складки у с. Байбурт. В этих отложениях В. Т. Акопяном найдены *Scaphites* sp., *Inoceramus glatziae* And., *In. kleini* Müll., *In. waltersdorfensis* And. *In. sturmi* And. и др., указывающие на верхнеконьякский возраст пород.

В бассейне р. Аргичи коньяк представлен песчаниками и алевролитами, в основании которых встречаются базальные конгломераты, а в верхней части — прослои песчанистых известняков, общая мощность которых составляет около 140 *м*.

В юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны коньякские отложения распространены в бассейнах рр. Джаук (Джагры-чай), Авуш, Сарыарун, Гнишик, в районе с. Хачик. Представлены они песчаниками, конгломератами, алевролитами, глинами, мергелями суммарной мощностью в 350 *м* (по данным В. П. Ренгартена). В. Л. Егоян для коньякских отложений района с. Гюлистан указывает гораздо большую мощность (свыше 900 *м*). Породы коньяка согласно перекрываются карбонатными осадками сантона.

В. П. Ренгартен считает возможным подразделить коньякские отложения бассейна р. Джаук на две подсвиты, из которых нижнюю относит к нижнему, а верхнюю — к верхнему коньяку, при этом он считает, что верхняя подсвита залегает трансгрессивно. Из пород нижней

подсвиты в районе с. Хндзорут (Алмалу) В. П. Ренгартен указывает: *Scaphites geinitzi* d'Orb., *Tragodesmoceras mülleri* Gross., *Inoceramus seitzi* And., *In. frechi* And., *In. kleini* Müll. (первые две формы характеризуют низы коньякского яруса).

В верхней части коньякских образований в районах сс. Алмалу и Гюлистан найдены: *Hamites multinodosus* Schlüt., *Nowakites* cf. *pailletti* d'Orb., *Inoceramus waltersdorfensis* And., *In.* cf. *kleini* Müll., *In. koegleri* And., *In. frechi* And., *In. glatziae* And., *In. wandereri* And., *Conulus subconucus* d'Orb., *C. subrotundus* Mant. и др. В коньякских отложениях долины р. Джаук встречается также обильная фауна гастропод, представленная такими же родами и видами, что и в бассейне р. Веди.

Следует отметить, что до последнего времени часть коньякских отложений бассейна р. Джаук ошибочно была отнесена к нижнему турону и даже сеноману. Соответственно очиталось, что встреченная в этих породах фауна (гастроподы, пелециподы и др.) тоже является нижнетуронской и сеноманской. По-видимому, это объясняется тем обстоятельством, что фауна из указанных отложений состоит, за редкими исключениями, из новых видов, мало отличающихся от туронских форм, которые обычно рассматривались как предки последних. Нет сомнения, что большинство этих видов не новые, а представляют описанные уже в литературе коньякские формы. Для окончательного решения данного вопроса необходимо провести дальнейшие детальные исследования в указанном районе, а также пересмотреть определения фауны.

Сантонский ярус и верхнесенонский надъярус. Сантон, кампан и маастрихт в Еревано-Ордубадской зоне представлены обычно известняково-мергельными отложениями, в которых характерная фауна встречена только в немногочисленных разрезах, поэтому выделить отдельные ярусы внутри этих литологически однообразных пород часто не представляется возможным. Отложения сантона и верхнего сенона имеют довольно широкое распространение в бассейне р. Джаук, в Айоцдзоре (район селений Гнишик, Енгиджа, Авуш), в верховьях бассейнов рек Аргичи, Веди, на Ераносском и Ерахском хребтах. Согласно данным В. П. Ренгартена (1959) внутри описываемых известняково-мергельных отложений наблюдается перерыв в осадконакоплении и трансгрессивное залегание маастрихта на различных горизонтах более древних пород, вплоть до коньяка.

Сравнительно полный и фаунистически удовлетворительно охарактеризованный восходящий разрез сантона и верхнего сенона составлен В. П. Ренгартеном (1959) в бассейне р. Джаук:

1. Серые, известковистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, залегающих на коньякских породах . . . . . 23 *м*
2. Серые, песчанистые известняки с *Inoceramus wandereri* And., *In. koegleri* And., *In. subsarumensis* Renng., *In. crassus* Petr., *Micraster cortestudinarium* Goldf. var. *armenica* Renng. var. nov. . . . . 10 „
3. Палевые и светло-серые, пелитоморфные, фораминиферовые известняки с примесью песчаного материала. Найдены: *Inoceramus kleini* Müll., *Endocostea typica* Whitf., *Echinocorys scutatus* Leske, *Cardiotaxis* cf. *maximus* Schlüt. . . . . 45 „
4. Розовые, пелитоморфные, фораминиферовые известняки . . . . 3 „
5. Серые, хрупкие мергели . . . . . 20 „

Мощность сантона у с. Хндзорут (Алмалу) составляет 101 *м*. Выше трансгрессивно залегают известняки маастрихта. Кампанские отложения обнажаются у с. Агхач:

1. Серовато-белые, пелитоморфные фораминиферовые известняки со стяжениями кремния . . . . . 6 „
2. Оливково-серые мергели с прослоями глинистых известняков. . . 27 „
3. Серые песчанистые мергели с прослоями песчанистых известняков. Найдены: *Echinocorys brevis* Lamb. и *Ornithaster evaristei* Cott. . . . 36 „

4. Чередующиеся мелкокристаллические известняки, песчанистые мергели и конгломераты. Встречены: *Echinocorys pyramidatus* Portl. и *Ornithaster* cf. *evaristei* Cott. . . . . 62 „
5. Серые песчанистые мергели с прослоями мелкогалечных конгломератов 100 „
6. Серые, известковистые микроконгломераты . . . . . 9 „
7. Серые, песчанистые мергели с остатками фораминифер . . . . . 7 „

Для установления возраста пород важным является присутствие в них кампанского *Echinocorys brevis* Lamb.

Отложения маастрихта начинаются базальными конгломератами. В районе с. Горадис налегают на коньякские породы в следующей вертикальной последовательности;

1. Красные и желтые, грубозернистые, известковистые песчаники . . . 6 *м*
2. Органогенно-обломочные, брекчиевидные известняки . . . . . 7 „
3. Палевые, литотамниевые известняки, в которых П. Л. Епремяном найдены: *Lima* sp., *Pecten* sp., *Echinocorys belgicus* Lamb. var. *pruvosti* Smiser. . . . . 12 „
4. Серые известковистые песчаники . . . . . 15 „

Выше трансгрессивно залегают конгломераты и нуммулитовые известняки эоцена.

В Айоцдзоре в разрезах у селений Гнишик, Енгиджа и Авуш отложения кампана отсутствуют и породы маастрихта трансгрессивно перекрывают различные горизонты известняков сантона или же песчаников и конгломератов коньяка. Здесь маастрихт представлен различными известняками мощностью до 60 *м*. В районе с. Хачик над мергелями кампана залегает пачка желтых песчаников, в которых Боннэ (Bonnet, 1947) указывает: *Parapachydiscus colligatus* Binkh., *P. subrobustus* Seunes, *Nautilus elegans* Sow., *Desmieria divaricata* d'Orb., *Globiconcha ponderosa* Coq., *Neithea quinquecostata* Sow., *Exogyra ostracina* Lam. и др. Часть фауны, как отмечает и В. П. Ренгартен (1959), определена неправильно. В этом списке первые два вида являются руководящими для маастрихтского яруса.

В бассейне р. Веди известняки и мергели сантона и верхнего сенона согласно налегают на верхнеконьякские терригенные породы. На основании фаунистических данных здесь доказывается наличие сантона, а осадки верхнего сенона обычно отсутствуют в виду трансгрессивного залегания флишоидных образований дания—палеоцена. К верхнему сенону могут быть отнесены верхи карбонатной свиты в некоторых разрезах (гора Котуц, район с. Караторпах), где они сравнительно слабо затронуты преддатским размывом и достигают значительной мощности.

В ущелье р. Хосров сантон представлен красноцветными известняками («айриджинский» горизонт В. Л. Егоян), мощность которых достигает 120 *м*, в среднем же составляет 50 *м*. Присутствие сантона в этих известняках подтверждается встреченными в их основании *Inoceramus incostans* Woods s. stricto, *In.* cf. *cycloides* Wegn., *In.* cf. *koeneni* Müll., *In. wandereri* And., *Echinocorys gravesi* (Desor.) Lamb., *Infulaster excentricus* Woodw.

Над сантонскими известняками трансгрессивно залегают песчано-мергелистые отложения дания — палеоцена. В некоторых участках уцелевшая от преддатского размыва мощность сантонских пород составляет всего 5—10 *м*, на других участках датские образования перекрывают отложения коньяка или даже турона (гора Мармарасар-Кешиш). Породы кампана и маастрихта в долине р. Хосров отсутствуют. Следует отметить, что В. Л. Егоян в нижней части песчано-мергелистых отложений, залегающих над известняками сантона в ущелье р. Хосров, выделил «нижнеагасалинский» и «верхнеагасалинский» горизонты, которые без достаточного обоснования относил к кампану и маастрихту.

Однако последующими более детальными исследованиями Л. В. Захаровой, В. Т. Акопяна и М. А. Сатиана был установлен датско-палеоценовый возраст указанных песчано-мергелистых пород.

К северо-западу, на северном склоне горы Котуц, в районе погружения Ахсуинской антиклинали, в ядре которой выходят сенонские известняки, мощность последних несколько увеличивается и здесь возможно присутствие кампана в верхах известняков. Об этом свидетельствуют и указанные В. Т. Акопяном и М. А. Сатианом из верхней части этих пород верхнесенонские фораминиферы: *Globotruncana arca* Cush., *G. rosetta* Carsey, *Harmosina ovulum* Grzybow., *Glomospira charoides* Park. et Jon. (определения Ю. А. Мартиросян). Верхнесенонские фораминиферы указываются также Ю. А. Мартиросян и для известняков южного склона горы Котуц: *Globotruncana arca* Cush., *Gl. cantusa* Cush., *Gl. rosetta* Carsey, *Gl. stuarti* Lapp., *Eponides trümpyi* Nutt. и др.

В бассейне р. Аргичи над песчаниками верхнего коньяка согласно залегает свита карбонатных пород, низы которой выражены красноцветными известняками (именно эти породы В. Л. Егоян выделяет в «айриджинский» горизонт), а верхняя часть —светло-серыми мергелями и известняками общей мощностью 150 *м*. В красноцветных известняках (мощностью до 30 *м*) В. П. Ренгартен и В. Л. Егоян указывают: *Nowakites draschei* Redt., *Inoceramus involutus* Sow., *In. wandereri* And., *In. koeneni* Müll., *In. inconstans* Woods, *In. seitzi* And. var. *pseudolamarcki* Eg., *In. glatziae* And., *In. cycloides* Wegn., *Echinocorys gravesi* Desor., *Micraster cortestudinarium* Goldf., *M. normaniae* Bouc. и др. На основании этой фауны, вмещающие их породы относят к верхнему коньяку. Возраст этих пород (в крайнем случае, их верхней части) можно считать и сантонским, так как список приведенной фауны состоит в основном из эмшерских форм (верхний коньяк — нижний сантон), и в этой же пачке В. Т. Акопяном найден гигантский (диаметром 60 *см*) сантонский аммонит *Eupachydiscus* cf. *isculensis* Redt. (определение В. П. Ренгартена).

Верхняя часть сенонских карбонатных пород долины р. Аргичи фаунистически слабо охарактеризована. В. Т. Акопян из них указывает следующие верхнесенонские фораминиферы: *Globotruncana arca* Cush., *Gl. calcarata* Cush., *Gl. linneiana* d'Orb., *Gl. fornicata* Plumm., *Gl. rosetta* Carsey (определения Ю. А. Мартиросян).

Следует отметить, что В. Л. Егоян красноцветные известняки бассейнов рр. Аргичи, Хосров и с. Карабахляр объединяет в единый стратиграфический («аргичинский») горизонт и относит к верхнему коньяку и сантону. В. П. Ренгартен эти известняки считает разновозрастными — верхнетуронскими (с. Карабахляр), верхнеконьякскими (р. Аргичи) и сантонскими (р. Хосров). Детальные изучения указанных известняков на различных участках, состава их фауны и стратиграфического положения показывают, что они одновозрастные и относятся к сантону и к самым верхам верхнего коньяка. О принадлежности низов известняков к верхам верхнего коньяка свидетельствует присутствие в списках фауны *Inoceramus involutus* Sow. и *In. schloenbachi* Böhm., первый из которых характерен для верхней зоны верхнего коньяка, а второй характеризует верхний коньяк. Присутствие всего верхнеконьякского подъяруса в низах известняков исключается ввиду установления в последнее время верхнеконьякского возраста подстилающих их терригенных образований.

К западу на горе Бердасар (Гяур-Каласи) из-под эоценовых известняков с нуммулитами на небольшом расстоянии обнажаются сантон-верхнесенонские известняки и мергели, из которых В. Л. Егоян указы-

вает *Inoceramus subquadratus* Schl. (коньяк—сантон) и *Radiolites angeiodes* Pic. de Lap. (верхний сантон—кампан).

В западной части Еревано-Ордубадской тектонической зоны отложения сантона, кампана и маастрихта перекрыты породами палеогена, обнажаются в горах Ерах, Еранос и в районе с. Байбурт, где представлены довольно мощными (до 200 *м*) однообразными известняково-мергельными породами, фаунистически плохо охарактеризованными, поэтому выделить в них отдельные ярусы трудно. Подстилаются они терригенными образованиями коньяка и перекрываются отложениями дания—палеоцена. В нижней части известняково-мергельной свиты на горе Ерах встречены следующие фораминиферы: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Globigerina* ex gr. *cretacea* d'Orb., *Spiroplectammina* ex gr. *praelonga* Reuss., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Gl. arca* Cush., *Gl. fungicamerata* Mart., *Gl. linneiana* d'Orb. (определения Ю. А. Мартиросян). Более богатый комплекс сенонских фораминифер из известняков и мергелей горы Еранос указывается В. Л. Егояном: *Glomospira charoides* Park. et Jon., *Gl. gordialis* Park. et Jon., *Entosolenia orbignyana* Cush., *Textularia repleyensis* Berry, *Gümbelina micheliana* d'Orb., *G. globulosa* Ehren., *Gyroidina floreolis* White, *Globigerinella aspera* Ehren., *Globotruncana linneiana* d'Orb., *Eponides trümpyi* Nutt.

Датский ярус—палеоцен. Отложения датского яруса в основном развиты в центральной части Еревано-Ордубадской зоны, где тесно связаны с породами палеоцена, вместе с которыми образуют довольно мощную (до 200—300 *м*) свиту флишоидных пород (песчаники, алевролиты, мергели с прослоями известняков и конгломератов).

Палеонтологически отложения дания сравнительно хорошо охарактеризованы в бассейне р. Веди, где в них встречается довольно богатый комплекс фораминифер и редко морские ежи. Основными районами их развития являются гора Котуц и ущелье р. Хосров, в первом из которых они подстилаются карбонатными осадками верхнего сенона, а во втором — то известняками сантона, то породами коньяка или даже отложениями турона.

Разрез датско-палеоценовых пород составлен В. Т. Акопяном и М. А. Сатианом в ущелье р. Хосров, на южном склоне горы Крепостной, где они несогласно налегают на известняки сантона в следующей последовательности:

1. Коричневатые, тонкослоистые шламовые, слабоалевритистые известняки с *Cristellaria* sp.*	1 *м*
2. Серые, комковатые, тонкослоистые, органогенно-мелкозернистые, алевритистые известняки с *Homoeaster* sp.**	0,6 „
3. Коричневатые, среднеслоистые, крепкие, органогенно-мелкодетритовые, слабоалевритистые известняки	3 „
4. Тонко чередующиеся, рыхлые, глинистые алевролиты и плотные, алевритисто-глинистые известняки. Отмечены ходы червей. Встречены редкие *Echinocorys* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerina* sp.	48 „
5. Чередующиеся шламово-микрозернистые, глинистые известняки и глинистые алевролиты с прослоями серых известняков с ходами червей. Найдены: *Echinocorys* sp., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Cibicides* sp.	30 „
6. Желтовато-серые, тонкослоистые, алевритистые известняки	1 „
7. Рыхлые, известковистые алевролиты с прослоями микрозернистых известняков. Встречены *Echinocorys* sp.	14 „
8. Рассланцованные, сильно известковистые алевролиты с прослоями известняков. Встречены: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. varianta* Subb., зубы рыб	12 „

* Фораминиферы описываемого разреза определены Ю. А. Мартиросян.
** Морские ежи этого разреза определены Е. С. Порецкой.

9. Известковистые, глинистые алевролиты и алевритистые и глинистые, микрозернистые известняки. Встречены *Globorotalia angulata* White, *Gl. membranacea* Ehrenb., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Nodosaria* sp. . . . 35 *м*

Выше согласно залегают песчаники, мергели и известняки эоцена. Из нижних пачек вышеприведенного разреза В. П. Ренгартен указывает датский *Echinocorys* cf. *sulcatus* Goldf., а Л. В. Захарова (1957) *Spiroplectammina baudouiniana* d'Orb., *Pseudoparella culter* Park et Jon., *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plumm., *Gl. compressa* Plumm., *Globorotalia* cf. *membranacea* Ehrenb., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morrey. По мнению Л. В. Захаровой, этот комплекс фораминифер скорее всего характеризует датский ярус.

Обильная фауна фораминифер в свите датско-палеоценовых отложений согласно данным Ю. А. Мартиросян, П. М. Асланяна и В. Т. Акопяна встречается также в районе развалин с. Агасалу, с. Карабахляр и на горе Котуц, где в нижней части свиты найден датский комплекс: *Stensiöina caucasica* Subb., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *Gl. angulata* White, *Truncorotalia conicotruncata* Subb., *Globigerina varianta* Subb., *Gl. edita* Subb., *Marginulina plenicostata* Mart., *Loxotomum applinae* Plumm., а в верхней части палеоценовый комплекс: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. pseudobulloides* Plumm., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *Gl. angulata* White, *Bulimina aculata* d'Orb., *Valvulineria allomorfinoides* Reuss, *Anomalina acuta* Plumm., *Cibicides pseudoperlucides* Bykova, *C. praeventratumides* Masl., *Anomalina affinis* Hantk.

На основании мелких фораминифер нижняя часть свиты флишоидных пород достаточно убедительно относится к данию, а верхняя часть — к палеоцену.

Следует отметить, что В. Л. Егоян описываемые флишоидные отложения бассейна р. Хосров подразделяет на «нижнеагасалинский» и «верхнеагасалинский» горизонты и относит соответственно к кампану и маастрихту, а аналогичные отложения горы Котуц (подкотуцкая свита) считает датско-палеоценовыми. Однако как видно из вышеизложенного, «нижнеагасалинский», «верхнеагасалинский» горизонты и подкотуцкая свита литологически и фаунистически соответствуют друг другу — образуют единый стратиграфический горизонт и их принадлежность к данию—палеоцену не вызывает сомнений. На отсутствие кампана и маастрихта в ущелье р. Хосров и трансгрессивный характер отложений дания—палеоцена впервые указывала Л. В. Захарова (1957).

К западу и северо-западу отложения дания—палеоцена значительное распространение имеют на Ерахском и Ераносском хребтах, в Чатминском прогибе, где подстилаются известняково-мергельной свитой верхнего сенона и перекрываются терригенными образованиями эоцена. В районе с. Шугаиб описываемые породы трансгрессивно налегают на туронские и сенонские отложения. Представлены даний и палеоцен свитой песчаников, мергелей, алевролитов с прослоями известняков. На Ерахском хребте в нижней части свиты флишоидных пород значительную роль играют также пачки конгломератов. Мощность свиты здесь достигает 300—400 *м* (мощность дата около 150—200 *м*), а к западу (гора Еранос) она уменьшается.

На Ерахском хребте в датских отложениях встречаются фораминиферы, но макрофауна в них еще не обнаружена. В. Т. Акопян и П. М. Асланян из датских песчаников и алевролитов ущелья р. Котурбулаг указывают: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. varianta* Subb., *Globorotalia ehrenbergi* Bolli. *Gl. membranacea* Ehrenb., *Pullenia coryelly* White, Marginulina plenicostata Mart. и др. (определения Ю. А. Мартиросян), которые характеризуют датский ярус,

хотя некоторые из них встречаются в палеоцене. Из датских песчаников и глин северных склонов горы Ерах происходит также указанная В. Л. Егояном и Ю. А. Мартиросян микрофауна: *Textularia excolata* Cush., *Glomospira charoides* Park. et Jon. var. *corona* Cush., *Stensioina caucasica* Subb., *Valvulineria allomorphinoides* Reuss, *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Bolivinoides aragonensis* Nutt., *Eponides trümpyi* Nutt., *Globotruncana linneiana* d'Orb., *Gl. lapparenti* Brotz., *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *Gl. triloculinoides* Plumm., *Gl. varianta* Subb., *Truncorotalia conicotruncata* Subb. и др. Аналогичная фауна мелких фораминифер в отложениях дания встречается также на горе Еранос, откуда В. Т. Акопяном и П. М. Асланяном приводятся *Globorotalia membrancea* Ehrenb., *Gl. ehrenbergi* Bolli, *Globigerina edita* Subb., *Gl. triloculinoides* Plumm. и др. (определения Ю. А. Мартиросян).

В юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны в ущелье р. Джаук и в западном Айоцдзоре фаунистически охарактеризованные отложения дания отсутствуют. Раньше в этих районах П. Боннэ к датскому ярусу относил известняки с *Cyclaster gindrei* Seun., *C. aturicus* Seun., *Coraster sphaericus* Seun. Однако согласно данным В. П. Ренгартена (1959) эти известняки имеют маастрихтский возраст.

КАЙНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые образования на территории Армянской ССР пользуются весьма широким распространением и приурочены в основном к интрагеосинклинальным структурам (рис. 25). Первые сведения о наличии палеогена в Армении мы встречаем в работах Г. Г. Цулукидзе, В. Т. Архипова, Г. Б. Халатова. Г. Абихом впервые дана стратиграфия палеогена Армении. Им же впервые указано на наличие олигоценовых отложений в районе сс. Шорахбюр и Вохчаберд.

По мере расширения представлений о геологии Армении увеличивались области развития палеогена в связи с уточнением возраста пород, относившихся ранее к более древним образованиям. Значительные площади на северо-востоке Армении, считавшиеся районами развития юрских или меловых отложений, в настоящее время достоверно относятся к палеогену. Процесс «омоложения» толщ и включения их в состав палеогена наблюдается и в последние годы. Породы, показанные как юрские на северо-восточном берегу оз. Севан, по данным Г. М. Акопяна и Д. А. Оганесяна (1961), А. А. Атабекяна (1953_2) и О. А. Саркисяна (1963), в настоящее время картируются как палеогеновые. То же доказано А. Е. Назаряном (1964), Д. А. Оганесяном для части меловых пород южного склона Цахкуняцкого хребта. А. Е. Назаряном в известняках, ранее относившихся к верхнему мелу, найдена нуммулитовая фауна. Такие данные получены А. Т. Вегуни и А. Е. Птухяном на северных склонах Мумуханского хребта. Вулканогенно-осадочные образования, ранее известные как верхнемеловые, по фауне нуммулитов относятся к эоцену.

Наблюдается и обратный процесс. Ряд вулканогенных толщ, ранее относившихся к олигоцену, впоследствии в результате работ А. А. Габриеляна (1964), А. Т. Асланяна (1958), В. М. Амаряна (1958), П. Л. Епремяна (1966), А. Т. Вегуни (1960) были отнесены к неогену и даже четвертичному возрасту.

Вопросы стратиграфии палеогена детально рассмотрены в работах К. Н. Паффенгольца (1934—1960), А. А. Габриеляна (1941—1964),

А. Т. Асланяна (1949—1959), О. А. Саркисяна (1959_2), А. Т. Вегуни (1959), К. А. Мкртчяна (1960).

Фауна этих же отложений изучена и монографически описана Б. Ф. Меффертом (1931), А. Н. Рябининым (1938), С. С. Кузнецовым (1927), Н. А. Саакян-Гезалян (1957), Ю. А. Мартиросян (1958),

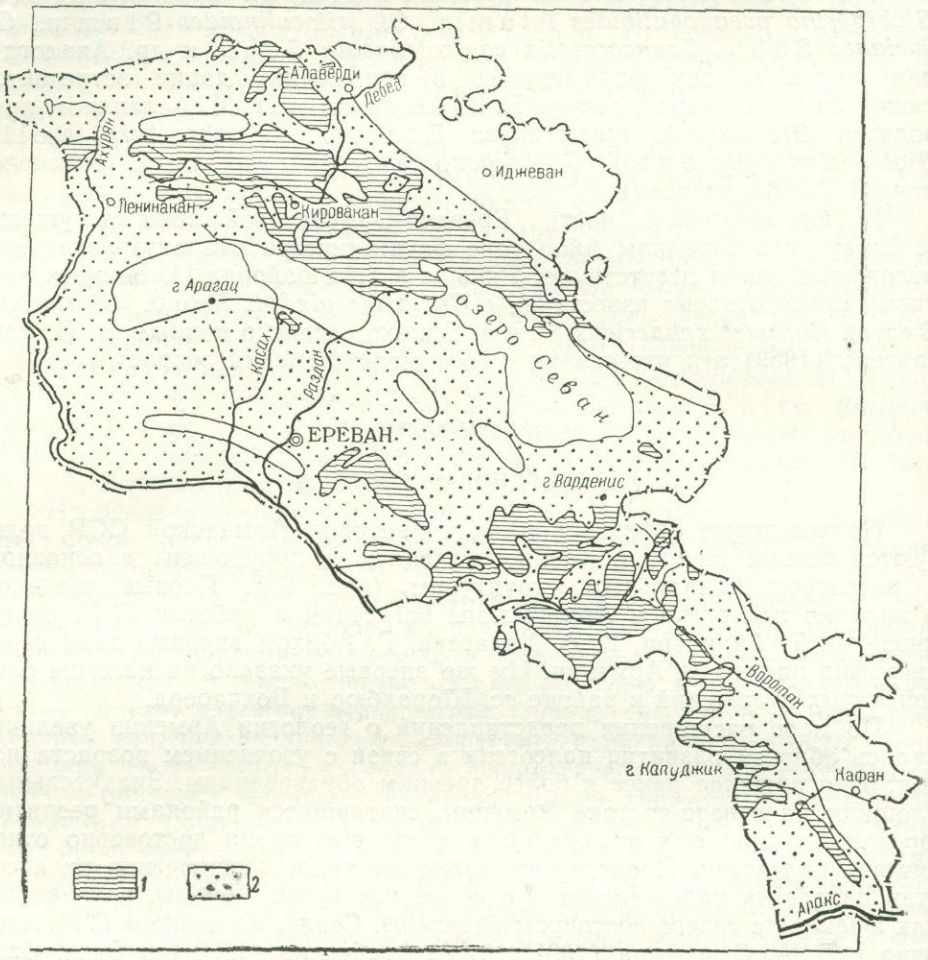


Рис. 25. Схема распространения палеогеновых отложений (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — области первичного развития

С. М. Григорян (1962), П. М. Асланяном (1960_1), А. Е. Птухяном (1964), Г. О. Сваджаном (1966) и др. Эти работы привели к разработке стройной схемы расчленения палеогена Армении, правильной корреляции разнофациальных разрезов и их точному картированию.

В составе палеогеновых отложений четко выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего эоцена, а также нижнего и среднего олигоцена в составе шорахбюрской свиты. Приурочены они в основном к интрагеосинклинальным структурам, в частности к Присеванской и Еревано-Ордубадской. Фрагментарно палеогеновые отложения зафиксированы в пределах Предмалокавказской интрагеосинклинали и Мисхано-Зангезурской и Приараксинской интрагеоантиклиналях.

Присеванская интрагеосинклиналь

Палеогеновые отложения в пределах Присеванской интрагеосинклинали широко распространены на Ширакском, Базумском, Памбакском, Арегунийском, Севанском хребтах и в бассейнах рр. Памбак, Агстев и Гетик. Ими сложена значительная часть Амасийских гор, гор Леджан и Лалвар. Местами на Цахкуняцком хребте, в бассейне р. Мармарик отложения палеогена выходят за пределы Присеванской интрагеосинклинали.

Палеогеновые отложения представлены весьма изменчивым и разнообразным комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мощностью до 2,5—3 *км*, залегающих на более древних породах, — от юры до дата—палеоцена включительно.

Несмотря на полноту разреза этих образований, их стратиграфическое расчленение в значительной мере затрудняется сильной изменчивостью фаций по простиранию и отсутствием фаунистически охарактеризованных слоев, особенно в верхней половине разреза. Этим отчасти и объясняется существование разнообразных стратиграфических схем деления палеогена названных районов, предложенных разными исследователями. Подробная стратиграфическая схема деления палеогена северных и северо-западных районов территории Армянской ССР составлена К. Н. Паффенгольцем (1959), которым были проведены регионально-геологические исследования всего Малого Кавказа. Последующие исследования А. А. Габриеляна (1964) позволили детально расчленить разрез палеогена и выделить в нем отдельные горизонты и ярусы, охарактеризованные определенными комплексами фауны. Не меньшее значение имели исследования А. Т. Асланяна (1958), О. А. Саркисяна (1959$_1$), К. А. Мкртчяна (1960), Г. М. Акопяна и Д. А. Оганесяна (1961).

О. А. Саркисян в разрезе палеогена, в пределах южного склона Ширакского хребта допускает наличие дат-палеоцена (агкилисская свита), палеоцена — нижнего эоцена в пределах бассейна р. Дзкнагет и в районе с. Фиолетово в карбонатной фации — нижнего эоцена, выраженного флишоидными образованиями южного склона Ширакского хребта и вулканогенными отложениями на южном склоне Базумского хребта, в районе с. Спитак. В пределах Ширакского, Памбакского и Базумского хребтов средний эоцен расчленен на нижнюю, среднюю и верхнюю части, включающие различные свиты и пачки в отдельных районах, а верхний эоцен, представленный главным образом вулканогенными породами, расчленен на две подсвиты. О. А. Саркисяном подробно обоснован также олигоценовый возраст песчано-глинистых образований, занимающих небольшие площади в пределах среднего течения рр. Агстев и Ахурян.

К. А. Мкртчян отрицает наличие нижнего эоцена в пределах Базумского хребта и делит средний эоцен на три подсвиты: нижнюю осадочную, среднюю порфиритовую и верхнюю кератофировую Им впервые установлено наличие фаунистически охарактеризованного верхнего эоцена в верховьях бассейна р. Блдан и на южных склонах горы Халаб. Он же верхний эоцен делит на три свиты: нижнюю свиту котрац, среднюю свиту блдан и верхнюю свиту бор-борт.

Работами Г. М. Акопяна, А. Т. Вегуни, А. Е. Птухяна, А. Р. Арутюняна и других, производивших крупномасштабную геологическую съемку на значительной площади Присеванской интрагеосинклинали, установлен нижнеэоценовый возраст карбонатных отложений основания эоценового разреза в пределах Цахкуняцкого, Памбакского, Севанского и Иджеванского хребтов.

Таким образом, палеогеновые отложения Присеванской интрагеосинклинали в настоящее время расчленяются на нижний, средний, верхний эоцен и олигоцен. Датско-палеоценовые отложения, пользующиеся весьма ограниченным распространением в пределах южного склона Ширакского хребта, севернее селений Овуни, Лусахпюр, представленные темно-серыми и розоватыми известняками мощностью 120 *м*, мы не включаем в состав палеогеновой системы, поскольку они по своим литофациальным особенностям и облику микрофауны больше связаны с нижележащими верхнемеловыми породами и подробно описаны при изложении материала по меловым отложениям.

Нижний эоцен. Образования нижнего эоцена представлены в основном карбонатными породами мощностью от 20 до 120 *м*, трансгрессивно налегающими на более древние образования от юры до палеоцена включительно и перекрывающимися более молодыми породами эоцена (рис. 26).

Впервые в пределах Армении наличие фаунистически охарактеризованного нижнего эоцена, известного в литературе под названием горизонта с мелкими нуммулитами, было установлено А. А. Габриеляном (1957). Впоследствии характерный нижнеэоценовый вид *M. planulatus* был обнаружен в известняках основания палеогенового разреза в районе г. Раздан (Назарян, 1960) и в бассейне р. Веди (Григорян, 1962), а также установлен богатый комплекс нижнеэоценовых видов нуммулитов в известняках северо-восточного побережья оз. Севан (Габриелян, Григорян, Птухян, 1967).

По данным А. Т. Вегуни и А. Е. Птухяна, в крайней северо-западной части Присеванской интрагеосинклинали небольшие выходы отложений нижнего эоцена обнажаются севернее с. Амасия в бассейне р. Танасулак. Здесь они трансгрессивно налегают на верхнемеловые известняки и представлены конгломератами, известняками, песчанистыми известняками серого и красноватого цвета мощностью 15—30 *м* с содержанием в значительном количестве мелких нуммулитов *N.* cf. *planulatus* Lam. *(A), N. globulus* Leym. (A, B). Почти всеми исследователями отмеченные породы относились к меловому возрасту, однако наличие характерного нижнеэоценового вида *N. planulatus* датирует их возраст как нижнеэоценовый. Эти породы протягиваются на юг и юго-запад по северной периферии Ленинаканской котловины, в пределах южного склона Ширакского хребта, где приурочены к северной приосевой части антиклинальной складки. Далее к юго-востоку аналогичные породы развиты в пределах северо-западной части Памбакского хребта в районе Спитакского перевала, с. Джрашен, на водораздельном гребне рек Авдибек и Качаган-джур и в районе селений Джрджарис и Чобанмаз. Отложения нижнего эоцена местами с конгломератами в основании налегают на размытую поверхность верхнемеловых образований.

В районе Спитакского перевала нижнеэоценовый разрез представлен:

1. Мелкогалечными конгломератами, гальки которых состоят из нижележащих меловых и более древних пород и интрузивов. Нуммулиты из этой пачки представлены *N.* cf. *planulatus* Lam. (A.), *N. globulus* Leym. (A.)	22 *м*
2. Гравелистыми известняками бурого цвета, переходящими в серые известняки, содержащие *N. planulatus* Lam. (A), *N. globulus* Leym. (A, B)	16,9 „

Нуммулиты, встречающиеся в этих отложениях, указывают на нижнеэоценовый возраст вмещающих пород.

На северном борту интрагеосинклинали (северо-восточное побережье оз. Севан) нижний эоцен представлен карбонатными породами, залегающими трансгрессивно, местами с базальным конгломератом

в основании, на фаунистически охарактеризованных слоях верхнего мела и трансгрессивно перекрываемыми вулканогенно-осадочными отложениями нижней части среднего эоцена.

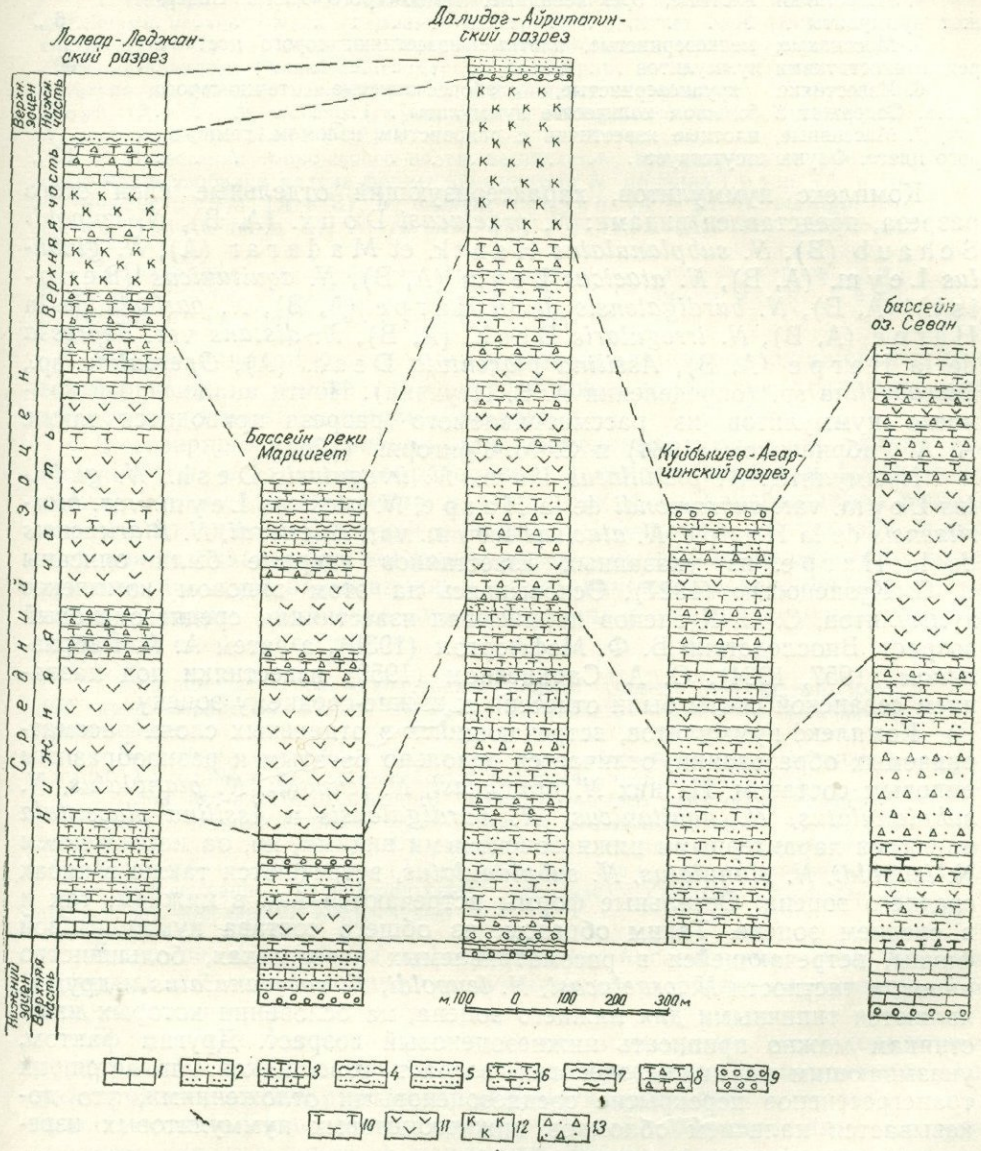


Рис. 26. Схема сопоставления эоценовых разрезов Присеванской зоны (составил А. Т. Вегуни)

1 — известняки; *2* — песчанистые известняки; *3* — известковистые туфопесчаники; *4* — глинистые песчаники; *5* — песчаники; *6* — туфопесчаники; *7* — глины; *8* — туфобрекчии; *9* — конгломераты; *10* — туфы и туффиты; *11* — порфириты; *12* — кератофиры; *13* — брекчии

Восходящий разрез в районе селений Джил—Арданиш следующий:

1. Над фаунистически охарактеризованными мергелеподобными известняками верхнего мела залегает слой базального конгломерата серого цвета. Цемент конгломерата известково-песчанистый, плотный. Гальки, составляющие 80% общей массы, размером 1—50 *см* хорошей окатанности, представлены известняками, мергелистыми известняками из нижележащих меловых пород . . . . . 20—30 *м*

2. Конгломераты постепенно сменяются известковистыми песчаниками темно-серого цвета, содержащими в большом количестве нуммулиты . . 18 *м*
3. Известняки песчанистые, мелкозернистые, плотные, серого цвета. Содержат нуммулиты и редкие остатки пелеципод . . . . . 15 „
4. Известняки плотные, брекчиевидные, темно-серого цвета. Содержат нуммулиты . . . . . 6 „
5. Массивные, мелкозернистые, плотные известняки серого цвета с редкими остатками нуммулитов . . . . . 40 „
6. Известняки крупнозернистые, слабопесчанистые, темно-серого цвета. Содержат в большом количестве нуммулиты . . . . . 8 „
7. Массивные, плотные известняки с раковистым изломом, темно-серого цвета. Фауна отсутствует . . . . . 15 „

Комплекс нуммулитов, характеризующий отдельные слои этого разреза, представлен видами: *N. praelucasi* Douv. (A. B), *N. leupoldi* Schaub (B), *N. subplanulatus* Hantk. et Madarar (A), *N. globulus* Leym. (A, B), *N. atacicus* Leym (A, B), *N. aquitanicus* (Benoist.) (A, B), *N. burdigalensis* de la Harpe (A, B), *N. partschi* de la Harpe (A, B), *N. irregularis* Desh. (A, B), *N. distans* var. *depressa* de la Harpe (A, B), *Assilina placentula* Desh. (A), *Operculina* sp., *Discocyclina* sp. (определения А. Е. Птухяна). Почти аналогичный комплекс нуммулитов из рассматриваемого разреза приводится также А. А. Габриеляном (1964) и С. М. Григорян (1964).

Нуммулиты: *N. planulatus* Lam., *N. irregularis* Desh., *N. globulus* Leym. var. *subramondi* de la Harpe, *N. atacicus* Leym. var. *biarritzensis* de la Harpe, *N. atacicus* Leym. var. *Guettardi, N. Biaritzensis* de la Harpe. из указанных известняков впервые были описаны С. С. Кузнецовым (1927). Основываясь на этом видовом комплексе нуммулитов, С. С. Кузнецов приписывал известнякам среднеэоценовый возраст. Впоследствии Б. Ф. Меффертом (1930), а затем А. А. Габриеляном (1957, 1964), О. А. Саркисяном (1959) известняки под названием севанской свиты были отнесены к нижне-среднему эоцену.

Комплекс нуммулитов, встречающийся в отдельных слоях рассматриваемых образований, отличается довольно богатым и разнообразным видовым составом. Из них *N. praelucasi, N. leupoldi, N. planulatus, N. subplanulatus, N. aquitanicus, N. burdigalensis* и *Assilina placentula* являются характерными нижнеэоценовыми видами, но, за исключением N. *leupoldi, N. planulatus, N. subplanulatus,* встречаются также в низах среднего эоцена. Остальные формы встречаются как в нижнем, так и в среднем эоцене. Таким образом, из общего состава нуммулитовой фауны, встречающейся в рассматриваемых известняках, большинство видов, в частности *N. praelucasi, N. leupoldi, N. subplanulatus* и другие, являются типичными для нижнего эоцена, на основании которых известнякам можно приписать нижнеэоценовый возраст. Другим фактом, указывающим на нижнеэоценовый возраст известняков, является их трансгрессивное перекрытие среднеэоценовыми отложениями, что доказывается наличием обломков нижнеэоценовых нуммулитовых известняков в основании среднего эоцена.

Выходы нижнеэоценовых отложений отмечаются к северу и северо-западу от описанного района в пределах юго-восточных склонов Памбакского хребта, в бассейне р. Дзкнагет. Нижний эоцен здесь представлен плотными известняками серо-желтоватого цвета, характеризующимися содержанием *Globigerina triloculinoides plummer,* Glob. *bulloides* d'Orb. и *N. globulus.*

Далее к северу, на западном склоне Иджеванского хребта, в верховьях р. Хачахпюр нижний эоцен трансгрессивно, с небольшим угловым несогласием и базальным конгломератом в основании залегает над мергелеподобными известняками верхнего сенона и трансгрессивно перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями низов среднего

эоцена. Представлен он карбонатной толщей мощностью 30—50 *м*. Восходящий разрез нижнего эоцена в указанном районе представлен в следующем виде:

1. Над фаунистически охарактеризованными, светло-серыми известняками и глинами верхнего мела (кампан — маастрихт?) залегает слой конгломерата светло-серого цвета, сцементированный песчано-известковистым, крупнозернистым материалом. Гальки конгломерата диаметром 1—10 *см* состоят исключительно из меловых известняков. В его цементе встречаются: *N. irregularis* Desh. (А и В), *N. atacicus* Leym. (А), *N. burdigalensis* de la Harpe (А), *N. partschi* de la Harpe (А) . . . . . 20 *м*

2. Известняки темно-серого цвета, песчанистые, мелкозернистые, плотные, содержат в изобилии мелкие формы нуммулитов: *N. globulus* Leym. (А и В), *N. atacicus* Leym. (А и В), *N. leupoldi* Schaub. (А и В), *N. burdigalensis* de la Harpe (А и В), *N. partschi* de la Harpe (А), *Ass. plancentula* Desh. (А) . . . . . 15 „

3. Песчаники известковистые, крупнозернистые, плотные, серого цвета. В них встречаются: *N. atacicus* Leym. (А и В), *N. irregularis* Desh. (А и В), *N. partschi* de la Harpe (А и В), *Discocyclina* sp. . . . . 10 „

Общий видовой состав нуммулитовой фауны, содержащейся в описанных слоях, а также стратиграфическое положение последних указывает на их нижнеэоценовый возраст.

В северном направлении нижнеэоценовые отложения уходят под вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена и вновь появляются в пределах бассейна р. Марцигет в виде небольшого выхода северо-восточнее с. Шамут в районе горы Ханзат-оглы, где они трансгрессивно с базальными конгломератами в основании залегают на более древних вулканогенно-осадочных образованиях юрского возраста. Послойный разрез отложений нижнего эоцена в упомянутом районе представлен в следующем виде:

1. Конгломерат серовато-красноватого цвета. Цемент песчанистый, плотный, крупнозернистый. Гальки хорошей окатанности состоят из меловых и юрских пород . . . . . 40 *м*

2. Чередующиеся слои среднезернистых известковистых песчаников, плотных известняков и среднезернистых туфопесчаников серого цвета . . . 50 „

3. Слой песчанистого, плотного, крупнозернистого известняка грязно-серого цвета с мелкими формами нуммулитов: *N. praelucasi* Douv. (А), *N. globulus* Leum. (А), *N. atacicus* Leym. (А), *N. burdigalensis* de la Harpe (А), *N. partschi* de la Harpe (А), *N. irregularis* Desh. (А), *Discocyclina* sp. 1,5 „

4. Туфопесчаник крупнозернистый, слабоизвестковистый, темно-серого цвета, с шарообразными выделениями . . . . . 25 „

Выше залегает пачка туфопесчаников и слои известняка, которые содержат в большом количестве нуммулитовую фауну, характерную для нижней части среднего эоцена.

В пределах бассейна р. Марцигет некоторыми исследователями оспаривается наличие нижнего эоцена, поскольку фаунистически охарактеризованная нижняя часть среднего эоцена здесь во многих местах трансгрессивно залегает над вулканогенными образованиями юрского возраста. Но, как видно из вышеприведенного разреза, между вулканогенными породами юрского возраста и фаунистически охарактеризованными отложениями нижней части среднего эоцена местами выделяются слои с определенным видовым комплексом мелких форм нуммулитов, характерных для нижнего эоцена.

Таким образом, породы нижнего эоцена, в фациальном отношении выраженные повсеместно карбонатными образованиями (известняки, конгломераты, песчанистые известняки, известковистые песчаники), широко развиты в крайней северо-западной части Армянской ССР в пределах бассейна р. Танасулак, южного склона Ширакского и северо-западной части Памбакского хребтов, в пределах южной и юго-восточной части Базумского и Севанского хребтов.

Средний эоцен. Наибольшую площадь в пределах Присеванской интрагеосинклинали занимают среднеэоценовые образования, представленные осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами различного состава — песчаниками, известковистыми песчаниками, известняками, туфопесчаниками, туфобрекчиями, туффитами, авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, их пирокластами и т. д. Прослеживаются они в пределах Ширакского, Памбакского, Базумского, Арегунийского, Севанского и западной части Иджеванского хребтов, в районе гор Леджан, Лалвар и Амасийских гор, а также в бассейне рек Памбак, Мармарик, Агстев и их притоков. Местами они трансгрессивно залегают над более древними образованиями верхнего протерозоя — кембрия (?), юры, мела и нижнего эоцена, местами же согласно перекрывают отложения нижнего эоцена. В свою очередь, породы среднего эоцена трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями верхнего эоцена. Фаунистически отложения среднего эоцена охарактеризованы сравнительно хорошо, особенно слои, расположенные в нижней половине эоценового разреза. Но поскольку пространственно они претерпевают существенные фациальные изменения, то их стратиграфическое расчленение и сопоставление отдельных разрезов весьма затруднительно.

В пределах Ширакского хребта среднеэоценовые породы распространены на обоих склонах и представлены туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, разнообразными туфами и туфомергелями, известняками, известковистыми песчаниками, слоями андезитодацитов и пластовыми залежами габбро-диоритов и габбро-порфиритов. Постепенным переходом они связаны с подстилающими слоями нижнего эоцена и достигают мощности 1400—1500 *м*.

О. А. Саркисяном в среднем эоцене упомянутого района выделяются кетинская свита, свита зеленоватых эффузивов и ширакская свита.

Полный разрез среднего эоцена, обнажающийся на южном склоне Ширакского хребта по линии Овуни—Джрадзор, имеет следующий вид:

1. Над породами нижнего эоцена залегают чередующиеся слои мелкозернистых, тонкослоистых, мелкооскольчатых туфопесчаников, туфобрекчий и среднезернистых, слабоизвестковистых туфопесчаников серо-зеленоватого цвета . . . . . 150 *м*

2. Известковистые песчаники различной структуры зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся с тонкими пластами серых туфогенных песчанистых известняков, содержащих местами обильную фауну нуммулитов: *N. laevigatus* Brug., *N. globulus* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *N. uroniensis* Heim., *N. irregularis* Desh., *N. perforatus* Montf. . . . . 100 „

3. Слои кварц-порфиров и их туфов, туффитов андезитового и андезит-дацитового состава, а также туфоалевролитов и туфопесчаников грязно-зеленоватого цвета и серых оттенков . . . . . 200 „

4. Известняки, известковистые туфопесчаники и частично окремненные туфопесчаники, туфоалевролиты. Более крупнозернистые разности туфопесчаников содержат мелкие нуммулиты, в том числе *N. atacicus* Leym (A, B), *N. gallensis* Heim (A), *N. uroniensis* Heim (A) . . 120 „

5. Слои туфоалевролитов, частично окремненных тонкослоистых мергелей, туфопесчаников зеленовато-голубоватого цвета, переслаивающиеся фельзитовыми и пелитоморфными туфами . . . . ? . . 50—100 „

6. Чередующиеся слои песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов . . . . . 150—250 „

7. Разрез среднего эоцена венчается слоями андезитов, порфиритов, окремненных мергелей, туфопесчаников, фельзитовых и пелитоморфных туфов и туфобрекчий . . . . . 500 „

В приведенном разрезе отложения среднего эоцена расчленяются на три свиты. Слои 1 и 2, представленные туфопесчаниками, песчанистыми известняками, известняками, на основании содержащихся в них нуммулитов: *N. globulus, N. atacicus N. laevigatus, N. gallensis* — отно-

сятся к нижней части среднего эоцена. Отмеченные отложения с характерным видовым комплексом нуммулитов нижней части среднего эоцена пользуются широким распространением и в основании среднего эоцена прослеживаются везде на территории северных районов Армянской ССР, в том числе у сс. Кармракар, Кети, Налбанд, Сарияр и др. Они известны в литературе под названием кетинской (Саркисян, 1959) или же севанской известняковой (Габриелян, 1964) свиты.

Вышележащие слои (3—6), представленные вулканогенными и туфоосадочными породами, на основании содержащегося в них комплекса нуммулитов: *N. gallensis, N. uroniensis, N. atacicus* — также относятся к нижней части среднего эоцена. Отмеченные породы соответствуют ширакской свите (Габриелян, 1964). Слой 7, представленный в основном вулканогенными породами (андезиты, порфириты) с прослоями туфопесчаников, туфов и туффитов, относится к верхней части среднего эоцена. Он известен в литературе под названием памбакской свиты (Саркисян, 1959). Юго-восточнее места вышеприведенного разреза в районе с. Овит аналогичные отложения содержат в небольшом количестве *N. perforatus* Montf. A.

Описанные выше образования среднего эоцена, протягиваясь к западу и югу, в пределах западной оконечности Ширакского хребта погружаются под вулканогенные отложения плиоцена Ленинаканской котловины и ее обрамления.

В районе северных склонов Ширакского хребта и в пределах Амасийских гор вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена включают большое число согласных и секущих пластовых залежей габбро-диоритов и габбро-порфиритов.

В юго-восточном и восточном направлении породы среднего эоцена претерпевают значительное фациальное изменение, постепенно переходят в более грубые кластические образования и в центральных частях Присеванской интрагеосинклинали в районе г. Кировакана уже сложены главным образом туфобрекчиями, разными туфами, кварц-порфирами, порфиритами с подчиненными слоями туфопесчаников, туффитов и туфосланцев. Далее к юго-востоку в пределах Базумского и восточной части Памбакского хребтов, в бассейне р. Мармарик, в районе Арегунийского и Севанского хребтов и в бассейне р. Гетик они переходят в вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования.

В указанных районах среднеэоценовый разрез по литофациальным особенностям также расчленяется на три части. Нижняя часть разреза сложена туфопесчаниками, известковистыми туфопесчаниками, туффитами, известняками, которые содержат характерную нуммулитовую фауну нижней части среднего эоцена; средняя часть представлена туфобрекчиями, туфами, туффитами, порфиритами и их пирокластами; верхняя часть разреза сложена слоями туфопесчаников, фельзитовых туфов, кератофиров и их пирокластов.

Породы нижней части среднеэоценового разреза прослеживаются на северо-восточном склоне Памбакского хребта, где в районе с. Фиолетово и бассейна р. Дзкнагет залегают над нижнеэоценовыми известняками. К югу от указанной полосы указанные вулканогенно-осадочные образования распространены в пределах бассейна р. Мармарик. Здесь, в районе горы Сари-кая, на восточном склоне горы Техенис, а также в районе г. Раздана совершенно согласно залегают над фаунистически охарактеризованными слоями нижнего эоцена, а в остальных пунктах на размытой поверхности пород различных возрастов. Далее к востоку породы указанной свиты прослеживаются в пределах Арегунийского и Севанского хребтов. В районе последнего у селений Аг-булак и Джил, Акуик и др. рассматриваемые отложения сложены слоями темно-серых

обломочных туфопесчаников, туфоконгломератов, тонкослоистых, темно-серых песчаников, среднезернистых известняков и прослоев порфиритов зеленоватого оттенка. К востоку и северо-востоку отложения этой свиты прослеживаются в пределах бассейна р. Гетик и в районе южного подножия горы Мургуз.

В отмеченных местах в основании свиты выделяется толща серых, желтовато-серых, плотных, иногда мраморизованных известняков, песчанистых известняков и мергелей мощностью 50—60 *м*, раньше зачастую относившихся к верхнеюрскому или меловому возрасту. Выходы этих пород обнажаются в районе селений Верхний Чамбарак, Ттуджур, Гелкенд, Чайкенд, Салах, Алачих, Гош и характеризуются содержанием нуммулитов: *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe (=*N. lucasi* d'Arch.), *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* (Rut.), *N. distans* Desh., *N. partschi* de la Harpe (сборы Г. М. Акопяна, определения А. А. Габриеляна, И. В. Качарава, А. Е. Птухяна). Вышеприведенный видовой комплекс нуммулитов указывает на принадлежность описанных пород к низам среднего эоцена.

Отложения рассматриваемого отрезка среднего эоцена в районе с. Памбак по левому склону ущелья р. Памбак, в районе г. Кировакана и селений Тандзут, Лермонтово, на южном склоне Базумского и северном склоне Севанского хребтов прорываются или переслаиваются кварцевыми порфиритами и их пирокластами.

Стратиграфически выше расположенные вулканогенно-туфоосадочные породы средней части среднеэоценового разреза представлены темно-серыми, иногда окварцованными порфиритами, плотными туффитами серовато-зеленоватого цвета, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Указанные образования прослеживаются в пределах Памбакского хребта, между селениями Фиолетово и Папанино, в бассейне р. Дзкнагет, на Арегунийском и Севанском хребтах, в районе Бол. и Мал. Маймех, в бассейне р. Гетик, где они согласно залегают над туфоосадочными отложениями нижележащей свиты. На северо-восточном склоне Памбакского хребта, в районе с. Лермонтово и месторождения Егшатова балка, в верхней своей части свита сложена песчаниками и туфопесчаниками, которые вследствие внедрения гранодиоритовых и кварцдиоритовых интрузий сильно метаморфизованы и ороговикованы.

Среднеэоценовый разрез в пределах Памбакского, Базумского, Арегунийского и Севанского хребтов заканчивается свитой вулканогенных пород в составе кератофиров, порфиритов, дацитов и их пирокластов, с подчиненными слоями туфопесчаников мощностью 300—500 *м*. Отложения отмеченной свиты совершенно согласно залегают над образованиями нижележащей свиты и местами (в пределах Базумского хребта) трансгрессивно перекрываются отложениями нижней части верхнего эоцена.

Средний эоцен в составе трех вышеописанных свит далее прослеживается в пределах среднего течения р. Агстев, на западном склоне Иджеванского хребта и севернее в районах бассейна рек Марцигет, Дзорагет и гор Лалвар и Леджан.

В районе среднего течения р. Агстев, в пределах с. Куйбышев и монастыря Агарцин среднеэоценовые отложения трансгрессивно залегают над более древними породами юрского возраста и представлены в основном вулканогенно-осадочными отложениями. Нижняя часть разреза, представленная известняково-туфоосадочными породами мощностью 500 *м*, сложена средне- и крупнозернистыми, плотными туфопесчаниками серого цвета, гравелистыми плотными, местами среднезернистыми брекчиевидными известняками серого и желтовато-серого цвета, содержащими в большом количестве *N. distans* Desh. (A и B), *N. ir-*

regularis Desh. (A и B), *N. partschi* de la Harpe (A и B), *N. laevigatus* Brug. (A и B), *N. burdigalensis* de la Harpe (A), *N. atacicus* Leym. (A и B), *N. globulus* Leym (A), *Discocyclina* sp., плотными туффитами и туфобрекчиями серо-зеленоватого цвета и песчанистыми плотными, слаботуфогенными известняками желтовато-серого цвета с довольно обильной фауной *N. laevigatus* Brug. (A), *N. atacicus* Leym. (A), видовой комплекс которой позволяет отнести указанные отложения к нижней части среднего эоцена. По фаунистическим и литофациальным особенностям эти образования являются аналогами нижней кетинской свиты, развитой в пределах Ширакского, Памбакского, Арегунийского, Севанского хребтов и др. Стратиграфически выше расположены слои средне- и крупнозернистых, плотных или рыхлых туфопесчаников серо-зеленоватого цвета, плотных туффитов, туфобрекчий кварц-порфиров зеленоватого цвета, туфоконгломератов, прослойки порфиритов, туфов и известковистых плотных туфопесчаников серого и темно-серого цвета. Мощность 200—250 *м*.

В составе указанного комплекса пород отмечено несколько пластов титаномагнетитовых песчаников. Отдельные слои туфопесчаников и известковистых песчаников содержат в большом количестве мелкие формы дискоциклин и нуммулитов: *N. globulus* Leym. (A и B), встречаются также *N. uroniensis* Heim., *N. laevigatus* Brug. (A и B). Они отличаются от пород нижележащей свиты фаунистически и литологически. В них отсутствует большинство видов, встречающихся в отложениях нижележащей свиты, большое развитие получают мелкие формы дискоциклин и нуммулитов: *N. globulus* и появляется новый вид *N. uroniensis*. Стратиграфическое положение рассматриваемых отложений позволяет сравнивать их со средней частью среднеэоценового разреза, соответствующей ширакской свите.

В северо-восточной части интрагеосинклинали полный разрез среднего эоцена обнажается на юго-западных склонах Иджеванского хребта до верховьев реки Блдан. Здесь послойный его разрез представлен в следующем виде:

1. Над фаунистически охарактеризованными слоями нижнего эоцена залегает слой туфобрекчий серого цвета. Цемент туфопесчанистый. Обломки размером от 2 до 20 *см* состоят преимущественно из вулканогенных пород. В нижней части встречаются также обломки меловых известняков	20 *м*
2. Песчаники плотные, серо-зеленоватого цвета	2 „
3. Туфобрекчии зеленоватого цвета. Цемент туфопесчанистый, обломки состоят преимущественно из порфиритов	6 „
4. Туфопесчаники крупнозернистые, грязно-зеленоватого цвета с шаровидными выделениями	9 „
5. Туфобрекчии серо-зеленоватого цвета. Цемент туфопесчанистый. Обломки состоят из порфиритов размером от 1 до 20 *см*	11 „
6. Туфопесчаники крупнозернистые, грязно-серого цвета, с шарообразными выделениями и редкими неокатанными гальками порфиритов	70 „
7. Лавовые брекчии серо-зеленоватого цвета. Обломки состоят из порфиритов	40 „
8. Туфопесчаники среднезернистые и крупнозернистые, серо-зеленоватого и коричневатого цвета. Содержат редкие мелкие гальки вулканогенных пород	70 „
9. Туфобрекчии грубозернистые, серо-зеленоватого цвета. Обломки состоят из вулканогенных пород	40 „
10. Чередующиеся средне- и крупнозернистые плотные туфопесчаники и среднезернистые слоистые плотные известковистые туфопесчаники серого цвета	300—350 „
11. Чередующиеся слои авгитовых, плагиоклазовых порфиритов и их пирокластов грязно-зеленоватого и серого цвета	550—600 „
12. Туфопесчаник, крупно- и среднезернистый, плотный, светло-серого и светло-зеленоватого цвета. Зерна состоят главным образом из частиц кварца, полевых шпатов и мафических минералов. Фауна в изоби-	

лии представлена мелкими формами дискоциклин и нуммулитов: *Discocyclina* sp., *N. globulus* Leym. (A и B) . . . . . 30—35 *м*

13. Туфопесчаник мелкозернистый, заохренный, серовато-коричневатого цвета, содержит заохренные неопределимые формы крупных фораминифер и пелециподы . . . . . 0,5 „

14. Туфопесчаники от мелкозернистых до крупнозернистых, плотные, серовато-зеленого цвета . . . . . 1,5 „

15. Туфобрекчии кварц-порфиров зеленоватого цвета . . . . . 10 „

16. Чередующиеся туфобрекчии и фельзитовые туфы. Общий цвет пачки серо-зеленоватый . . . . . 60—70 „

17. Кератофиры и их брекчии . . . . . 250—300 „

Разрез венчается трансгрессивно залегающими слоями верхнего эоцена с. *N. incrassatus* de la Harpe (A и B).

Слои 1—10, представленные известняково-туфоосадочными породами, по своим литофациальным особенностям и стратиграфическому положению являются аналогами нижней свиты среднего эоцена. Вышележащие слои (11—16), сложенные в основном вулканогенно-туфоосадочными породами с мелкими дискоциклинами и нуммулитами (*N. globulus*), принадлежат к средней части среднего эоцена, т. е. ширакской свите, а слой 17, представленный исключительно вулканогенными породами (кератофиры и их брекчии), относится к верхней части среднего эоцена.

Возраст пород пачки 17 обосновывается их непосредственным залеганием над фаунистически охарактеризованными слоями нижней части среднего эоцена и трансгрессивным перекрыванием фаунистически охарактеризованных слоев нижней части верхнего эоцена.

Среднеэоценовые породы аналогичного состава прослеживаются к северу, в бассейне р. Марцигет. Местами они залегают над фаунистически охарактеризованными слоями нижнего эоцена, а местами над вулканогенными образованиями юрского возраста. А. Е. Птухяном здесь записан следующий восходящий разрез:

1. Туфопесчаники мелко- и среднезернистые, плотные, серого цвета, чередующиеся с серо-зелеными туффитами и гравелистыми известняками. Известковистые туфопесчаники и известняки содержат в большом количестве нуммулиты: *N. distans* Desh. (A и B), *N. irregularis* Desh. (A и B), *N. gallensis* Heim. (A и B), *N. burdigalensis* de la Harpe (A и B), *N. partschi* de la Harpe (A и B), *N. globulus* Leym. (A), *N. atacicus* Leym. (A и B), *Ass. exponens* (Sow.) (A) . . . . . 150 *м*

2. Плагиоклазовые порфириты и их пирокласты . . . . . 300 „

3. Известковистые туфопесчаники плотные, плитчатые, серо-желтоватого цвета и плотные, среднезернистые песчанистые известняки серого цвета, содержащие в изобилии *N. partschi* de la Harpe (A и B), *N. gallensis* Heim. (A и B), *N. irregularis* Desh. (A и B), *N. burdigalensis* de la Harpe (A и B), *N. laevigatus* Brug. (A и B), *N. globulus* Leym. (A и B), *N. atacicus* Leym. (A и B), *N. pratti* d'Arch. (A), редко *N. distans* Desh. (A), *Assilina exponens* Sow. (A и B) . . . . . 300 „

4. Туфопесчаники средне- и крупнозернистые, среднеслоистые, серо-зеленоватого цвета, с прослоями туффита, светло-зеленоватого цвета, глин, глинистых песчаников, известковистых туфопесчаников и туфобрекчий, кварц-порфиров серо-зеленоватого цвета. В отдельных слоях встречаются мелкие формы дискоциклин и нуммулитов: *N. globulus* Leym. (A и B), *N.* cf. *irregularis* Desh. (A), редко *N. partschi* de la Harpe (A) . . . . . 130 „

5. Порфириты и их пирокласты . . . . . 250 „

Слой 1, содержащий характерную нуммулитовую фауну нижней части среднего эоцена, относится к нижней свите среднего эоцена, в которой широко развиваются большие и плоские формы нуммулитов: *N. distans, N. irregularis*. Слои 2—4 принадлежат средней свите. Видовой комплекс нуммулитов, встречающийся в туфопесчаниках этой свиты, также характерен для нижней части среднего эоцена. В самых верхах свиты большинство видов, встречающихся в отложениях нижележащей свиты, исчезает, и широкое распространение получают мелкие формы

дискоциклин и нуммулитов: *N. globulus* Leym., *N.* cf. *irregularis, N. partschi* de la Harpe.

Слой 5 относится к памбакской свите.

Среднеэоценовые отложения к северу прослеживаются по бассейну реки Дзорагет в районе гор Лалвар — Леджан и г. Степанавана, где они трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегают над более древними образованиями юрского возраста. Послойный разрез их представлен в следующем виде:

1. Известняк гравелистый, плотный, местами песчанистый, серого и красновато-серого цвета с довольно богатой фауной нуммулитов: *N. distans* Desh. (A и B), *N. irregularis* Desh. (A и B), *N. partschi* de la Harpe (A и B), *N. atacicus* Leym. (A и B), *N.* cf. *nitidus* de la Harpe (A), *Assilina exponens* (Sow.) (A)	30 *м*
2. Чередующиеся среднезернистые, плотные, серовато-зеленоватые туфопесчаники и известковистые туфопесчаники и прослои плотных песчанистых известняков серого цвета	150 „
3. Слои авгитовых и плагиоклазовых порфиритов и их туфобрекчий	300 „
4. Чередующиеся пласты порфиритов, их туфов и туфобрекчий дацитового состава	500 „
5. Лавовые брекчии серовато-зеленоватого цвета. Обломки состоят из порфиритов	30 „
6. Туфопесчаник среднезернистый, плотный, зеленоватого цвета, содержит мелкие обломки кристаллов роговой обманки	6 „
7. Туфобрекчии серовато-зеленоватого цвета. Обломки состоят из порфиритов. Цемент туфовый	25 „
8. Чередующиеся слои мощностью 15—20 *см* мелко- и среднезернистых туфопесчаников и туффитов серовато-зеленоватого цвета	30 „
9. Туфопесчаники грубозернистые, плотные, серовато-зеленоватого цвета. В составе зерен туфопесчаников преобладают зерна полевых шпатов	30 „
10. Туфоконгломерат темно-серого цвета с грубым туфовым цементом. Гальки средней окатанности, состоят из обломков вулканогенных пород и туфопесчаников	5—10 „
11. Фельзитовый туф серовато-желтоватого цвета	3 „
12. Туфоконгломерат серого цвета. Цемент туфопесчанистый, крупнозернистый, плотный. Гальки конгломерата диаметром 1—20 *см* средней и хорошей окатанности, состоят из вулканогенных пород и туфопесчаников.	6 „
13. Крупнозернистый, плотный туфопесчаник серого цвета. Содержит в большом количестве *N. uroniensis* Heim. (A и B), а также фауну пелеципод	2—3 „
14. Туфопесчаник мелкозернистый плотный, зеленоватого цвета	25—30 „
15. Чередующиеся пласты кератофиров и их брекчий	300 „
16. Выше в районе между г. Степанаваном и с. Арманис залегают неоднократно чередующиеся слои туфоконгломератов, средне- и крупнозернистых, рыхлых туфопесчаников, глин и песчанистых глин. Туфопесчаники содержат фауну двустворчатых и нуммулитов. Из последних встречается *N. perforatus* (Montf.) (A и B)	50 „

В приведенном разрезе средний эоцен фаунистически расчленяется на нижнюю и верхнюю части. Возраст нижней части (слои 1—14) обосновываются наличием видового комплекса нуммулитов: *N. distans, N. irregularis, N. partschi, N. globulus, N. burdigalensis, N. atacicus, N. uroniensis, Ass. exponens.* В ней по литофациальным и фаунистическим особенностям выделяются две свиты: слои 1, 2, представленные известняково-туфоосадочными породами мощностью 150—200 *м* с видовым комплексом нуммулитов: *N. distans, N. irregularis, N. partschi, N. globulus, N.* cf. *nitidus, N. atacicus, N. burdigalensis, Assil. exponens,* относимых к кетинской свите, и слои 3—14, представленные вулканогенно-туфоосадочными породами мощностью 900—1000 *м*, характеризующиеся отсутствием названных нуммулитов и появлением нового вида *N. uroniensis,* относимых к ширакской свите.

Породы верхней части среднего эоцена (слои 15—16) мощностью 350 *м* с видом *N. perforatus,* являющимся характерным для верхней части среднего эоцена, относится к памбакской свите.

Как видно из всего вышеизложенного, среднеэоценовые образования, широко распространенные в пределах Присеванской зоны, в основном представлены вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами с прослоями нормальноосадочных отложений. По направлению с северо-запада на восток и юго-восток отложения среднего эоцена претерпевают существенные фациальные изменения. Если на крайнем северо-западе, в пределах Ширакского хребта они представлены туфоосадочными отложениями, то к востоку и юго-востоку в составе среднего эоцена роль вулканогенных пород увеличивается.

В указанной области средний эоцен фаунистически расчленяется на две части, нижняя из которых представлена двумя свитами. Самая нижняя — кетинская свита, представленная нормальноосадочными и туфоосадочными отложениями мощностью 200—600 *м*, фаунистически хорошо охарактеризована. В пределах Ширакского хребта она постепенным переходом связана с нижнеэоценовыми отложениями и характеризуется видовым комплексом нуммулитов: *Nummulites burdigalensis, N. laevigatus, N. globulus, N. atacicus, N. partschi, N. uroniensis, N. irregularis*. К юго-востоку, в пределах Памбакского хребта, в бассейне рек Памбак, Мармарик, в районе гор Арегунийского и Севанского хребтов, бассейна рек Гетик и Агстев, в пределах Базумского и западной части Иджеванского хребтов, в бассейне р. Марцигет и далее к северу в районе гор Лалвар и Леджан эти образования трансгрессивно залегают над более древними породами — от юры до нижнего эоцена включительно и характеризуются видовым комплексом нуммулитов: *Nummulites distans* D e s h., *N. irregularis* D e s h., *N. laevigatus* B r u g., *N. gallensis, N. pratti, N. burdigalensis, N. partschi, N. globulus, N. atacicus, N.* cf. *nitidus, Assilina exponens,* позволяющим отнести вмещающие их породы к нижней части среднего эоцена.

Вышележащий комплекс пород, сложенный порфиритами, их пирокластами и слоистыми туфогенами ширакской свиты мощностью 1000—1200 *м*, согласно залегает над вышеописанными породами кетинской свиты. Эти образования с характерным видовым комплексом нуммулитов *N. globulus, N. uroniensis, N. laevigatus, N. partschi* и мелких дискоциклин по возрасту относятся также к нижней части среднего эоцена. Однако необходимо отметить, что выделение самостоятельных кетинской и ширакской свит имеет условный характер. Первоначально кетинская свита относилась к нижней части среднего эоцена, а ширакская свита — к верхней. Обе эти свиты по своим литофациальным и фаунистическим особенностям четко не обособляются и по возрасту нами относятся к нижней части среднего эоцена. Поэтому отложения нижней части среднего эоцена Присеванского синклинория правильнее рассматривать как одну свиту, а вышеупомянутые кетинскую и ширакскую «свиты» — в качестве ее нижней и верхней подсвит.

Верхняя — памбакская свита, относящаяся к верхней части среднего эоцена, мощностью 350—500 *м* в основном представлена вулканогенными породами в составе порфиритов, кератофиров, андезитов, дацитов и их брекчий с подчиненными слоями туфопесчаников.

Возраст свиты определяется тем, что в районе г. Степанавана над кератофирами залегают слои песчано-глинистых пород, которые содержат *N. perforatus,* а в районе с. Шахназар в них, по данным А. А. Габриеляна и П. Л. Епремяна, встречается *N. brongniarti.* Кроме того, следует указать на трансгрессивное перекрывание пород указанной свиты отложениями верхнего эоцена в пределах Базумского хребта.

Верхний эоцен. В пределах Присеванской тектонической зоны верхний эоцен известен в районе восточной части Памбакского хребта,

в пределах Базумского хребта и в бассейне р. Гетик. Образования верхнего эоцена трансгрессивно, местами с базальным конгломератом в основании, перекрывают разные горизонты среднего эоцена. Они сложены в основном вулканогенными породами и лишь местами низы верхнеэоценового разреза представлены фаунистически охарактеризованными туфоосадочными породами, которые прослеживаются по восточной части Памбакского хребта к северу от сс. Яйджи, Ддмашен и Цахкунк, где они сложены серыми, темно-серыми, крупно- и среднезернистыми туфопесчаниками, песчаниками и туффитами. Туфоосадочные породы основания верхнего эоцена прослеживаются далее в пределах Базумского хребта; их полный разрез, обнажающийся в верховьях р. Чанахчи, К. А. Мкртчяном приводится в следующем виде:

1. На размытой поверхности фиолетовых кератофиров памбакской свиты среднего эоцена залегает базальный слой грязно-фиолетовых, грубых туфопесчаников, являющихся продуктами разрушения и переотложения пород свиты кератофиров и туфогенного материала	10 *м*
2. Туфопесчаники, слабосцементированные, тонкопересланвающиеся, ярко-зеленого и голубоватого цвета	6 „
3. Туфопесчаники слабоизвестковистые, грязно-серого и зеленоватого цвета, с редкой пелециподовой фауной	1,5 „
4. Туфопесчаники средне- и крупнозернистые, слабо уплотненные, светло-серого цвета	1 „
5. Туфопесчаники грубозернистые, известковистые, грязно-серые, зеленоватые, с массовым скоплением пелециподовой фауны	3 „
6. Тонкопереслаивающиеся туфопесчаники темно-зеленые, желтовато-зеленые, с пелециподовой и редко нуммулитовой фауной	4,5 „
7. Туфопесчаники плотно сцементированные, известковистые, фиолетового цвета	0,5 „
8. Известняки песчанистые, плотные, белесоватые, с нуммулитовой и редко пелециподовой фауной	4 „
9. Известняки песчанистые, нуммулитовые	1,7 „
10. Песчанистые глинистые сланцы от темно-бурого до черного цвета	0,3 „
11. Белесоватый нуммулитовый известняк	1 „
12. Туфопесчаники известковистые, плотные, грубозернистые	0,3 „
13. Известняки песчанистые, нуммилитовые, грязно-зеленоватого цвета	1 „
14. Туфопесчаники слабосцементированные, желтого цвета	1,5 *м*
15. Известняки плотные, песчанистые, нуммулитовые, белого цвета	2,0 „
16. Переслаивающиеся грубые туфопесчаники, песчанистые сланцы, туфопесчаники с шаровой отдельностью	3 „
17. Туфопесчаники грязно-зеленоватые, рыхлые	8 „
18. Туфопесчаники рыхлые, грубые, желтоватые	4 „

Комплекс фауны, встречающейся в отдельных слоях вышеприведенного разреза: *N. incrassatus* de la Harpe (A и B), *N.* cf. *perforatus* (Montf.) (A), *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., var. *subtripartita* d'Arch., *Crassatella fuschi* Slodk., *Cr.* ex gr. *plumbea* Chemnitz., *Rotalia* ex gr. *lithothamnika* Uhlig., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Acarinina crassaeformis* Gall. et Wissl. *Valvulineria,* и др., свидетельствует о принадлежности этих слоев, относящихся к самым низам верхнего эоцена. Нижняя часть верхнего эоцена в составе туфоосадочных пород с характерным верхнеэоценовым видом *N. incrassatus,* установлена также в верховьях р. Блдан и в районе горы Гарнасар. Мощность 100—150 *м*.

Сравнительно шире распространена вулканогенная фация верхнего эоцена, сложенная туфобрекчиями, туфоконгломератами, порфиритами, андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами, трахитами, липарито-дацитами и их пирокластами, эта фация прослеживается в районе Памбакского хребта и особенно в его восточной части, где наблюдается ее более полный разрез. Местами породы вулканогенной фации залегают над средним эоценом с базальным конгломератом в основании,

гальки которого состоят из вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижележащих пород.

Верхний эоцен в составе пироксеновых плагиоклазовых порфиритов и их пирокластов, андезитов, трахиандезитов, дацитов с подчиненными слоями туфопесчаников, туфоконгломератов, глинистых и углистых сланцев с растительными остатками (среди них *Aralia firmifolia* N. Vassil., по данным К. А. Мкртчяна) прослеживается также в пределах Базумского хребта. Здесь эти породы несогласно местами с базальным конгломератом, а местами с фаунистически охарактеризованными туфоосадочными отложениями в основании залегают над вулканогенными образованиями среднего эоцена.

В южном и юго-восточном направлении вулканогенные образования этого возраста в виде плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, андезитов, дацитов, андезито-дацитов и их пирокластов обнажаются в бассейне рек Агстев и Гетик — севернее г. Дилижана на левом склоне ущелья р. Агстев, в районе сс. Орджоникидзе и Красносельск. В районе с. Орджоникидзе и на левом склоне ущелья р. Агстев в основании пород верхнего эоцена прослеживается слой базального конгломерата мощностью 50—80 *м*. Севернее г. Дилижана породы этого возраста перекрываются ингрессивно залегающими континентально-озерными песчано-глинистыми образованиями олигоцена.

Вулканогенные породы верхнего эоцена обнажаются также в северных районах республики близ г. Степанавана и с. Калинино, где несогласно залегают над вулканогенными породами среднего эоцена и представлены порфиритами, дацитами, андезито-дацитами и их пирокластами.

Таким образом, в пределах Присеванской тектонической зоны верхний эоцен в основном развит в вулканогенной фации, что весьма затрудняет его детальное расчленение. Стратиграфическое расчленение верхнего эоцена (Саркисян, 1959[1] и К. А. Мкртчян, 1962[1]) произведено главным образом на основе литологических особенностей. О. А. Саркисян верхний эоцен делит на две подсвиты: нижнюю, представленную туфоконгломератами, туфобрекчиями андезитового состава и андезитами, и верхнюю, сложенную щелочными и кислыми эффузивами. К. А. Мкртчян в составе верхнего эоцена выделяет три свиты: нижнюю — фаунистически охарактеризованную туфоосадочную — свиту котрак, среднюю — блдан, сложенную однообразными туфобрекчиями среднего состава, туфопесчаниками и внутриформационными потоками порфиритов в верхах, и верхнюю — бор-борт, сложенную главным образом плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами.

Но, поскольку вулканогенные образования верхнего эоцена сложены весьма разнообразным комплексом эффузивно-обломочных и эффузивных пород, претерпевающих существенные изменения по простиранию, трудно проследить выделенные стратиграфические единицы на значительных площадях. Скорее всего в пределах северных районов территории Армянской ССР можно различить две толщи: фаунистически охарактеризованную туфоосадочную толщу, приуроченную к низам верхнего эоцена и имеющую сравнительно ограниченное распространение, и вулканогенную, пользующуюся достаточно широким развитием по всему верхнему эоцену.

Олигоценовые отложения распространены в северных районах Армянской ССР и ограничены пределами осевой части Присеванской интрасинклинальной зоны. Здесь они сохранились от эрозии в виде отдельных останцов, занимающих небольшие площади в бассейне среднего течения р. Ахурян, в районе сс. Бандеван, Гукасян, в бассейне верхнего течения р. Памбак, в долине р. Агстев и в окрестностях г. Ди-

лижана. Сведения о них имеются в работах П. П. Гамбаряна (1934_1), К. Н. Паффенгольца (1959), А. А. Габриеляна (1955), А. Т. Асланяна (1958), О. А. Саркисяна (1958_2), К. А. Мкртчяна (1960) и др.

В работах К. Н. Паффенгольца им приписывается другой возраст: в бассейне р. Ахурян — туронский, в бассейне верхнего течения р. Памбак — четвертичный и в районе г. Дилижана — эоценовый. На основе же нового фактического материала рассматриваемые образования отнесены к олигоцену.

Олигоценовые отложения, представленные преимущественно озерно-пресноводной фацией с базальным конгломератом в основании, гальки которого состоят из вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных подстилающих пород, ингрессивно залегают над различными горизонтами среднего и верхнего эоцена.

В пределах бассейна среднего течения р. Ахурян, в районе с. Бандеван олигоценовый разрез в нижней части сложен крупнозернистыми, желтовато-серыми песчаниками, серыми глинистыми мергелями с включением карбонатных конкреций концентрического строения, остатками фауны гастропод и плохой сохранности листьев, известковистыми тонкослоистыми, листоватыми, местами комковатыми глинами майкопского облика и серыми разнозернистыми туфогенными песчаниками. Выше он представлен битуминозными сланцами, аргиллитами, алевролитами и прослоями мергелей и песчаников. В глинах встречаются растительные остатки плохой сохранности. Верхняя часть разреза представлена средне- и крупнозернистыми серыми песчаниками и микрогалечными конгломератами. Олигоценовые отложения с большим угловым несогласием перекрываются вулканическими породами верхнего плиоцена. Мощность 250—300 *м*.

Озерно-континентальные отложения олигоцена в бассейне р. Памбак пользуются весьма ограниченным распространением. Они обнажаются в верховьях р. Чичхан, в пределах восточного окончания Ширакского хребта, занимая всего 0,15 $км^2$ площади. Описываемые образования, представленные чередующимися слоями глин, алевролитов, бурых углей, горючих сланцев и песчаников мощностью 150—170 *м*, известны в литературе под названием угленосной толщи Джаджурского месторождения. Они трансгрессивно с базальным конгломератом в основании (по данным буровых скважин) залегают на различных горизонтах вулканогенных и туфоосадочных пород эоцена.

В долине р. Агстев рассматриваемые отложения прослеживаются от устья р. Блдан до северо-восточных окрестностей г. Дилижана и далее до западных окрестностей с. Гош. Они также представлены озерно-пресноводной фацией и с базальным конгломератом в основании залегают над вулканогенными породами верхнего эоцена. Олигоценовый разрез в описываемом районе достигает 600 *м*. В его нижней части выделяются серые, желтовато-серые глины, алевролиты, тонкозернистые песчаники и несколько пластов пиробитуминозных горючих сланцев темно-серого цвета. Средняя часть разреза представлена серыми, серовато-зеленоватыми, средне- и крупнозернистыми песчаниками и желтовато-серыми, плотными алевролитами с несколькими пропластками углистых сланцев. В песчаниках встречаются отпечатки листьев и мелкие пресноводные гастроподы. Верхняя часть разреза сложена коричневато-желтоватыми глинами с остатками рыб и растений, алевролитами и многократно чередующимися пиробитуминозными сланцами.

В пределах Присеванской тектонической зоны этим ограничивается распространение озерно-континентальной фации олигоценовых отложений, возраст которых обосновывается следующими данными. Рассматриваемые образования с базальным конгломератом в основании зале-

гают над породами среднего и верхнего эоцена и несогласно перекрываются в районе среднего течения бассейна р. Ахурян верхнемиоценовыми вулканогенными образованиями. Они характеризуются наличием *Clupaea* sp., *Prolebias armenicus* sp., *Lepidocotus* sp. n. (определения ихтиофауны В. В. Богачева) и флоры следующих видов: *Pinus paleostrobus* (Ett.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus europeus* (Brongn.) Heer., *Cinnamomum cinnamomeum* (Rossm.) Hollick., *Quercus drymeja* Ung., *Quercus elaena* Ung., *Quercus chlorophylla* Ung., *Comptonia diforme* (Sternb.) Berry, *Fraxinus* sp., *Acer decipiens* A. Br., *A. paleosaccharinum* Stur, *Aralia looziana* Sap. et Mar., *Betula prisca* Ett., *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld., *Quercus* cf. *elaena* Ung., *Juglans zaisanica* Jljinskaja, *Pterocarya paradisiaca* (Ung.), *Cercis* sp., *Cinnamomophyllum* sp., *Myrica hakeaefolia* (Ung.) Sap., *Comptonia diforme* (Stbg.) Berry, *Zizyphus* (Ungeri) Heer, *Populus rottensis Weyland, Tilia* sp., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Ulmus longifolia* Ung. Согласно определениям А. Н. Криштофовича, А. А. Тахтаджяна, П. А. Мчедлишвили и М. Е. Арутюнян вмещающие породы относятся к олигоцену.

Кроме описанных озерно-континентальных отложений, по данным О. А. Саркисяна и С. М. Григорян (1964), в пределах северного склона Базумского хребта распространены также морские фации олигоцена, представленные глинами, песчаниками, туфопесчаниками, известняками, которые трансгрессивно залегают над более древними породами среднего эоцена. Морские олигоценовые отложения выделены под названием гергерской свиты, которая достигает 250 *м* мощности и литологически расчленяется на две подсвиты: нижнюю — глинистую (125 *м*) и верхнюю — карбонатно-вулканогенную (135 *м*). Олигоценовый возраст отложений гергерской свиты обосновывается наличием в ней нуммулитов, характерных для олигоцена: *N. vascus* Loly et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe.

Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь

Палеогеновые образования, широко развитые в юго-восточной Армении в пределах бассейна рек Арпа, Шорахпюр, Азат, Веди и Воротан с давних времен привлекали внимание исследователей, но до настоящего времени нет общепризнанной стратиграфической схемы для всей зоны. Вопросы наличия палеоцен-нижнеэоценовых отложений и вулканогенного олигоцена, вопросы границы среднего и верхнего эоцена, эоцена и олигоцена занимают сейчас исследователей.

О наличии палеогеновых отложений в указанном регионе имеются указания Г. Абиха (1899), Г. Г. Цулукидзе, В. Т. Архипова, Г. Б. Халатова (1870). Дальнейшее изучение этих образований проводилось А. В. Кржечковским (1930), В. Н. Котляром (1930), Б. Ф. Меффертом (1931), П. Боннэ (1947) и др. Детальным картированием палеогеновых отложений области занимались К. Н. Паффенгольц (1959), П. Л. Епремян, Г. М. Акопян, А. А. Асатрян, А. Т. Вегуни и др. Особо следует отметить детальные стратиграфические работы А. А. Габриеляна, который на основе определения большого фаунистического материала дал первую стройную схему деления палеогена упомянутой области. Изучение микрофораминифер отдельных разрезов области произведено Н. А. Саакян (1957) и Ю. А. Мартиросян. Конхилиофауна верхнего эоцена и олигоцена области изучалась П. М. Асланяном (1958), крупные фораминиферы С. М. Григорян (1960) и А. Е. Птухяном (1964).

Нижний эоцен. Породы нижнего эоцена пользуются значительным распространением, слагают единую свиту с выдержанным литологиче-

ским составом и представлены массивными, реже толстослоистыми и среднеслоистыми желтовато-белыми известняками. Известняки в большей своей массе органогенные. В виде отдельных линз и пропластков в толще известняков встречаются брекчии и конгломераты, состоящие из обломков нижнеэоценовых известняков. Описанная толща нижнеэоценовых известняков залегает на более древних образованиях с угловым и нередко азимутальным несогласием. Несогласие четко выражено на бортах крупных синклинориев — прогибов. Так на участке от с. Двин до с. Веди и г. Арарат породы нижнего эоцена последовательно перекрывают отложения дат-палеоцена (сс. Чатма и Шерра), различные горизонты верхнего мела (сс. Чоррорт-гюх, Веди) и палеозоя (у с. Енгиджа, г. Арарат и др.). У с. Двин, у вершины горы Бердасар (Гяуркаласи) угловое несогласие превышает 50°, а азимутальное несогласие здесь достигает 30—35°. Мощность известняков в пределах зоны в среднем 30—40 *м*, но местами доходит до 100 *м*. Они образуют эффектные карнизы, что позволяет их выделять и картировать с большой точностью.

Крайние северо-западные выходы пород нижнего эоцена на северном крыле Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали зафиксированы на южных отрогах Цахкуняцкого хребта в районах сс. Бжни, Солак, Кахси; в районе Цахкадзора на северо-восточном склоне горы Техенис, в районе с. Сари-Кая и в верховьях р. Даллар. Нижний эоцен здесь представлен главным образом карбонатными породами. В районе селений Бжни, Солак, Кахси он сложен в нижней части слоями алевролитов и песчанистых известняков серого цвета, а в верхней — мергелеподобными известняками. В районе с. Цахкадзор нижний эоцен представлен мергелеподобными известняками, в верховьях р. Даллар и в районе с. Сари-Кая, низы нижнего эоцена представлены буровато-серыми песчанистыми известняками, а верхи мергелеподобными известняками. На северо-восточном склоне горы Техенис нижнеэоценовые отложения представлены в своей нижней части глинистыми мергелями, серыми песчанистыми известняками, а в верхней части темно-серыми, желтовато-серыми известковистыми песчаниками.

Мощность нижнеэоценовых отложений не превышает 100—120 *м*. Залегание их трансгрессивное, с угловым несогласием на более древних образованиях: на западном склоне Цахкуняцкого хребта — на породах верхнего протерозоя—кембрия, в районе селений Солак, Кахси — на известняках кампан-маастрихта, г. Раздан — нижнего палеозоя, в районе с. Цахкадзор — на песчаниках и туфопесчаниках сантона, а в районе верховьев р. Даллар и горы Сари-кая — на песчаниках коньяка. Перекрывается нижний эоцен вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена.

Раньше эти породы В. Н. Котляром (1958), В. П. Егояном (1955), В. П. Ренгартеном (1959) и другими исследователями на основании региональных сопоставлений относились к верхнему мелу. Впервые А. Е. Назаряном в районе сс. Бжни и Кахси в слоях известняков были найдены мелкие формы нуммулитов: *N. planulatus* Lam. (А) (определение А. А. Габриеляна). Из различных пунктов перечисленных выше районов Г. М. Акопяном и Д. А. Оганесяном (1961) также были собраны нуммулиты, свидетельствующие о более молодом, чем верхнемеловой, возрасте вмещающих их пород. Так, на западном склоне Цахкуняцкого хребта А. Е. Птухяном определены *Nummulites globulus* Leym. (А, В). В районе сс. Бжни, Солак, Кахси ими указывается наличие мелких форм дискоциклин и нуммулитов. На юго-восточном склоне горы Техенис определены *Nummulites* cf. *globulus* Leym. (А), *N. irregularis* Desh. (А), *N. burdigalensis* de la Harpe (А), *N. part-*

schi de la Harpe (А) (определения Н. В. Качарава и А. Е. Птухяна).

В районе горы Сари-кая встречаются: *Nummulites globulus* Leym. (А), *N. distans* Desh. (В), *Discocyclina* sp. (определение А. Е. Птухяна) и в верховьях р. Даллар в значительном количестве мелкие формы нуммулитов и дискоциклин. Общий видовой состав нуммулитовой фауны: *N. planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. irregularis* Desh., *N. distans* Desh., встречающейся в отдельных пунктах западного и юго-восточного склонов Цахкуняцкого хребта и бассейна р. Мармарик, характеризуется мелкими размерами отдельных видов и содержанием нижнеэоценовых элементов. Так, *N. planulatus,* являясь одним из характерных нижнеэоценовых видов Альпийско-Гималайской геосинклинали, *N. burdigalensis,* встречается также и в среднем эоцене. Остальные виды *N. glogulus, N. partschi, N. irregularis* в равной мере встречаются как в нижнем, так и в среднем эоцене. Наконец, *N. distans,* являясь характерным среднеэоценовым видом, появляется еще в нижнем эоцене. Исходя из того, что рассматриваемые отложения подстилаются образованиями древнее эоценовых, а в верхней своей части перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями нижней части среднего эоцена и содержат характерные нижнеэоценовые виды *N. planulatus, N. burdigalensis,* можно приписывать им нижнеэоценовый возраст.

К югу и юго-востоку отложения нижнего эоцена зафиксированы на левом берегу реки Азат, на северо-западном склоне и привершинной части горы Еранос. Мощность нижнеэоценовых отложений здесь значительно убывает, местами доходя до нескольких метров, но в среднем она составляет 20—25 *м*. Резкого углового несогласия между нижним эоценом и подстилающими их датско-палеоценовыми образованиями мы здесь не наблюдаем. Отмечено лишь некоторое изменение вещественного состава, выраженное дальнейшим обогащением известняков терригенным материалом. Цвет породы также претерпевает некоторое изменение. Породы нижнего эоцена здесь красновато-бурые.

В указанном интервале породы нижнего эоцена до последнего времени в виде самостоятельной свиты никем не выделялись. В одних случаях (район с. Веди) они объединялись с вышележащими породами среднего эоцена, в других — включались в состав единой датпалеоцен-нижнеэоценовой толщи. В пользу того или другого представления приводились регионально-геологические и, редко, фаунистические данные. После того как из образцов С. М. Григорян (1962) в районе с. Веди Г. И. Немковым был определен *Nummulites planulatus* Lam., возник вопрос о пересмотре возраста известняков. Детальное картирование и непосредственное прослеживание известняков основания эоцена, с одной стороны, многочисленные находки нуммулитов, с другой, позволили эти известняки выделить в самостоятельную свиту и отнести ее к нижнему эоцену (рис. 27).

В настоящее время (у сс. Шерра, Веди, вдоль Арташатского канала и др.) из обнажений пород нижнего эоцена собрана фауна нуммулитов, которая, по определению А. Е. Птухяна, состоит из следующих видов: *Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym. (А и В), *N.* cf. *nitidus* de la Harpe и др.

Вдоль Арташатского канала на южном склоне горы Ерах (Бозбурун) нижнеэоценовыми отложениями сложена прекрасно выраженная синклинальная мульда к северу от с. Веди, известная в литературе под названием Бердасарской (Гяуркаласинской). Породы нижнего эоцена обнажаются и севернее. В районе развалин с. Шерра они слагают мульдовую часть Чатминской синклинали. На этом участке также наблюдается значительное угловое несогласие между породами

эоцена и подстилающими их датско-палеоценовыми образованиями. Здесь же происходит незначительное изменение литологического состава пород нижнего эоцена. Известняки становятся песчанистыми, в низах толщи появляется выдержанный слой конгломерата.

Нижнеэоценовые отложения обнажаются также в северо-восточном борту Араратской котловины, в Урцком хребте и в пределах Шагапской синклинали. Представлены они здесь серо-желтоватыми, местами розоватыми известняками в хорошо выраженных карнизах. Местами в районе г. Арарата толща эта залегает трансгрессивно над палеозойскими известняками и содержит в основании базальный конгломерат, состоящий из галек известняков палеозоя. Характеризуется



Рис. 27. Несогласное налегание известняков нижнего эоцена на мергелистые известняки сенона (у с. Веди). Фото А. Т. Вегуни

толща следующим комплексом нуммулитов: *N. globulus* Leym., *N. nitidus* de la Harpe, *Discocyclina* sp.

В пределах Шагапской синклинали карбонатные отложения нижнего эоцена обнажаются на обоих ее крыльях. Здесь они также с базальным конгломератом в основании залегают над палеозойскими известняками и перекрываются более молодыми отложениями эоцена и олигоцена. Их послойный разрез, заснятый к юго-востоку от с. Шагап на северном склоне Урцкого хребта, представлен в следующем виде:

1. Базальный конгломерат, хорошо окатанные гальки которого диаметром от 2 до 20 *см* состоят из обломков палеозойских известняков черного цвета. Цемент известковистый, мелкозернистый, желтовато-серого цвета, содержит мелкие трудноопределимые формы нуммулитов и дискоциклин . . . . 4 *м*

2. Слабопесчанистые известняки серого цвета, которые содержат редкие мелкие гальки палеозойских известняков. В слое встречаются мелкие нуммулиты: *N. globulus* Leym. (A и B), *N. planulatus* Lam. (A), *Discocyclina* sp. . . . . 28 „

3. Микрогалечный конгломерат с хорошо окатанной галькой размером 1—2 *см* в диаметре. Цемент известковистый, плотный, серо-желтоватого цвета, содержит мелкие нуммулиты: *N. globulus* Leym. (A и B), *N. planulatus* Lam. (A), *Discocyclina* sp. . . . . 4—8 „

4. Известняк крупнозернистый, плотный, светло-серого, местами розоватого цвета, с мелкими нуммулитами: *N. globulus* Leym. (A и B) . . . 4 „

5. Известняк крупнозернистый, плотный, серо-желтоватого, местами розоватого цвета, обогащенный терригенным материалом. Содержит в значительном количестве конхилиофауну и нуммулиты, достигающие 6—7 *мм* в диаметре: *N. globulus* Leym. (A и B), *N.* cf. *planulatus* Lam. . . . . 20 „

6. Известняк песчанистый, плитчатый, среднезернистый, розовато-кирпичного цвета. Из представителей нуммулитов встречаются: *N. globulus* Leym. (A и B), *N.* cf. *planulatus* Lam. (A) . . . . . 4 *м*

Комплекс нуммулитов, встречающийся в отдельных слоях вышеописанного разреза, указывает на нижнеэоценовый возраст вмещающих его пород.

Аналогичные отложения нижнего эоцена обнажаются в небольших синклинальных структурах, расположенных в вершинной части Урцкого хребта в районе развалин с. Зинджирлу, на южном склоне того же хребта и северо-восточнее от последнего в районе с. Кемурлу.

В пределах Карабагларской антиклинали, Котуцкой синклинали и структур, расположенных к западу от них, нижнеэоценовые образования согласно подстилают отложения дат-палеоцена и представлены в основном плотными толстослоистыми известняками, песчанистыми известняками серого, светло-серого цвета и не очень плотными известковистыми песчаниками серого, местами буроватого цвета. Нижнеэоценовый разрез в пределах рассматриваемых структур неоднократно изучался и другими исследователями. По данным Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян отложения нижнего эоцена здесь микрофаунистически характеризуются видами: *Globorotalia crassata* (Cuschm.), *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Truncorotalia aragonensis* Nuttal, *Globigerinoides conglobatus* Brady. и др.

По данным П. М. Асланяна, юго-западнее горы Котуц в них встречается весьма плохой сохранности форма, относящаяся, по всей вероятности, к роду *Terebratula*.

Отложения нижнего эоцена широко развиты также восточнее описанных структур, в пределах Армикской и Инкалинской синклиналей. Здесь они трансгрессивно, местами с базальным конгломератом в основании, залегают над верхнемеловыми образованиями, в пределах же Инкалинской синклинали в небольшом интервале подстилают датско-палеоценовые отложения.

Разрез этих отложений в районе указанных структур представлен в следующем виде:

1. Конгломерат серого цвета с галькой различных размеров, представленной известняками и вулканогенными породами с известковистым, мелкозернистым плотным цементом . . . . . 10—15 *м*
2. Песчанистый известняк средне- и крупнозернистый, плотный, желтовато-серого цвета . . . . . 6 „
3. Известняк крупнозернистый, плотный, светло-серого, белого цвета. Содержит мелкие формы нуммулитов: *N. globulus* Leym. (A и B), *Discocyclina* sp. Встречаются также представители морских ежей и крупных устриц . . . . . 15—20 „

В пределах юго-восточных сегментов описанной интрагеосинклинали нижнеэоценовые отложения прослеживаются в небольшой Советашенской синклинали и в обоих крыльях Арпинского синклинория. В пределах южного крыла Арпинского синклинория непрерывной полосой они протягиваются от селений Барцруни, Серс, Агхач до с. Горадис. Далее на западе прослеживаются между сс. Болораберд и Гандзак. Сравнительно большие площади нижний эоцен занимает также в районе с. Хачик, к югу от с. Арени, откуда узкой полосой протягивается до с. Элпин, в правобережье р. Арпа (рис. 28). На северном склоне Арпинского синклинория отложения нижнего эоцена пользуются ограниченным развитием. Они выступают на дневную поверхность там, где имеются подстилающие меловые образования, а именно, у селений Таратумб, Лернанцк, у Айоцдзорского (Селимского) перевала и у истоков р. Аргичи.

Почти всюду они трансгрессивно залегают на размытой поверхности палеозойских (Советашенская синклиналь) и меловых (Арпинская синклиналь) отложений и перекрываются туфоосадочными породами среднего эоцена. Литологически породы нижнего эоцена представлены выдержанной карбонатной толщей в составе плотных средне- и крупнозернистых желтовато-серых и светло-серых, крупнозернистых известняков и песчанистых известняков. Лишь в районе с. Арени, в небольшой синклинальной складке низшего порядка, расположенной на южном крыле Арпинской синклинали, нижнеэоценовые отложения представлены крупнозернистыми, рыхлыми известковистыми песчаниками

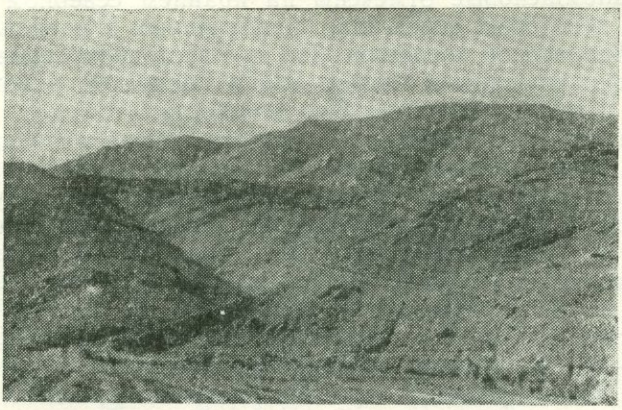


Рис. 28. Несогласное налегание известняков нижнего эоцена на кварциты и известняки верхнего девона (среднее течение р. Арпа). Фото А. Т. Вегуни

красноватого цвета. Отмеченные образования нижнего эоцена достигают максимальной мощности 50—60 *м* (рис. 29).

Еще К. Н. Паффенгольцем (1933) в этой толще в районе между сс. Гандзак и Гнишик были собраны многочисленные образцы, из которых в шлихах определены *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp. и мелкие фораминиферы. Б. Ф. Меффертом из района сс. Гандзак и Эртич из этой же толщи определены *Globigerina bulloides* d'Orb. А. Т. Вегуни (1964) у с. Гандзак, в ущелье р. Грав встречено большое количество крупных (до 2 *см* в диаметре) *Discocyclina,* среди которых Г. И. Немковым определены: *Discocyclina archiaci* Schlumb. и *D. nummulitica* Gümb. П. Л. Епремяном в брекчиевидных известняках с. Хачик собраны крупные фораминиферы, среди которых А. А. Габриеляном были отмечены: *Discocyclina varians* Kaufm., *D. nummulitica* Güml., *D. sella* d'Arch., *D. discus* Kaufm., *D. pratti* Mich.

Многие выходы описанной толщи характеризуются содержанием мелких форм нуммулитов: *N. globulus* Leym. (А и В), *Discocyclina* sp. (район сс. Советашен, Элпин, Ахкенд и др.) *N.* cf. *exilis* Douv. (А), *Discocyclina sp.* (район с. Арени). Кроме нуммулитов редко встречается весьма плохой сохранности фауна моллюсков.

Относительно возраста описанных отложений до последнего времени единого мнения не существовало. Они включались в состав среднеэоценовых образований (район селений Веди, Шагаплу), или же в состав единой дат-палеоцен-нижнеэоценовой толщи (район с. Ахкенд, горы Котуц и т. д.). В пользу того или другого представления приводились регионально-геологические и, редко, фаунистические данные.

Детальное картирование и непосредственное прослеживание, с одной стороны, и монографическое изучение нуммулитовой фауны, встречающейся в этих отложениях, с другой стороны, позволили выделить их в самостоятельную свиту и отнести к нижнему эоцену. Нижнеэоценовый возраст известняков обосновывается встречающимся в них видовым комплексом нуммулитов: *Nummulites globulus, N. planulatus, N.* cf. *exilis, N. irregularis, N. nitidus.*

Средний эоцен. Отложения среднего эоцена в пределах Ереван-Ордубадско и интрагеосинклинали заполняют почти все синклинали, а зачастую слагают также осевые части антиклиналей. Если породы нижнего эоцена далее на северо-западе и юго-востоке не зафиксированы, то среднеэоценовые отмечены на крайнем северном борту синклинория и в некоторых скважинах, пробуренных в пределах бассейна р. Раздан в Араратской котловине. На юго-восточном сегменте синклинория они зафиксированы в Сисианском и Горисском районах, причем именно здесь и имеют максимальную мощность.

Наиболее детально отложения среднего эоцена изучены в бассейнах рек Азат, Веди, Шагап и Арпа, где имеются наиболее полные разрезы этих отложений и они лучше охарактеризованы фаунистически.

В бассейне р. Азат породы среднего эоцена имеют большее распространение и сравнительно большую мощность, которая с северо-востока на юго-запад убывает. Если мощность среднего эоцена в среднем течении р. Азат превышает 1000—1200 *м*, то южнее в районе с. Веди (бассейн р. Веди) в центре Бердасарской синклинали не превышает 100—150 *м*, причем сокращение мощности обусловлено тем, что примерно здесь проходит борт палеогенового прогиба.

В различных пунктах области, где обнажены породы среднего эоцена, заснят ряд разрезов, которые характеризуют среднеэоценовую толщу в целом. Часть этих разрезов в разное время была объектом изучения А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, А. А. Асатряна, Ю. А. Мартиросян, Н. А. Саакян, И. Г. Гаспарян и др.

Полный разрез эоценовых отложений обнажается на правом берегу верхнего течения р. Азат, у развалин с. Байбурд. Разрез изучался А. А. Габриеляном, А. Т. Асланяном. Микрофауна из пород этого разреза изучена Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян. В разрезе эоценовых отложений, заснятом А. Т. Вегуни, над известняками кампан-маастрихта с некоторым угловым несогласием залегают (снизу вверх):

1. Желтовато-серые песчаники с *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *N. laevigatus* Brugl., *Discocyclina* sp.	37 *м*
2. Известняки плотные, желтовато-серого цвета	14 „
3. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые с прослоями глины	40 „
4. Песчаники плотные, мелкозернистые, серого цвета	10 „
5. Песчаники и туфопесчаники средне- и грубозернистые; в грубозернистых разностях встречаются *N. uroniensis* Heim.	52 „
6. Песчаники плотно сцементированные карбонатным цементом желтовато-серого цвета	7 „
7. Чередующиеся желтовато-бурые глины, серые песчаники и туфопесчаники	35 „
8. Прослой диабазового порфирита	8 „
9. Чередующиеся разнозернистые песчаники	47 „
10. Чередующиеся разнозернистые известковистые песчаники и туфогенные песчаники желтовато-серого и зеленовато-серого цвета, с редкой нуммулитовой фауной	60 „
11. Кристаллолитокластический туф с прослоями туффитов	10 „
12. Чередующиеся разнозернистые известковистые песчаники и туфопесчаники. В грубых разностях первых встречается обильная фауна нуммулитов, в том числе *N. partschi* de la Harpe, *N. uroniensis* Heim.	127 „
13. Чередующиеся разнозернистые, зеленовато-серые песчаники с фауной *N. uroniensis* Heim., *N. burdigalensis* de la Harpe, *Assilina exponens* Sow.	73 „
14. Туфы кристаллолитокластические, плотные, серого цвета	8 „

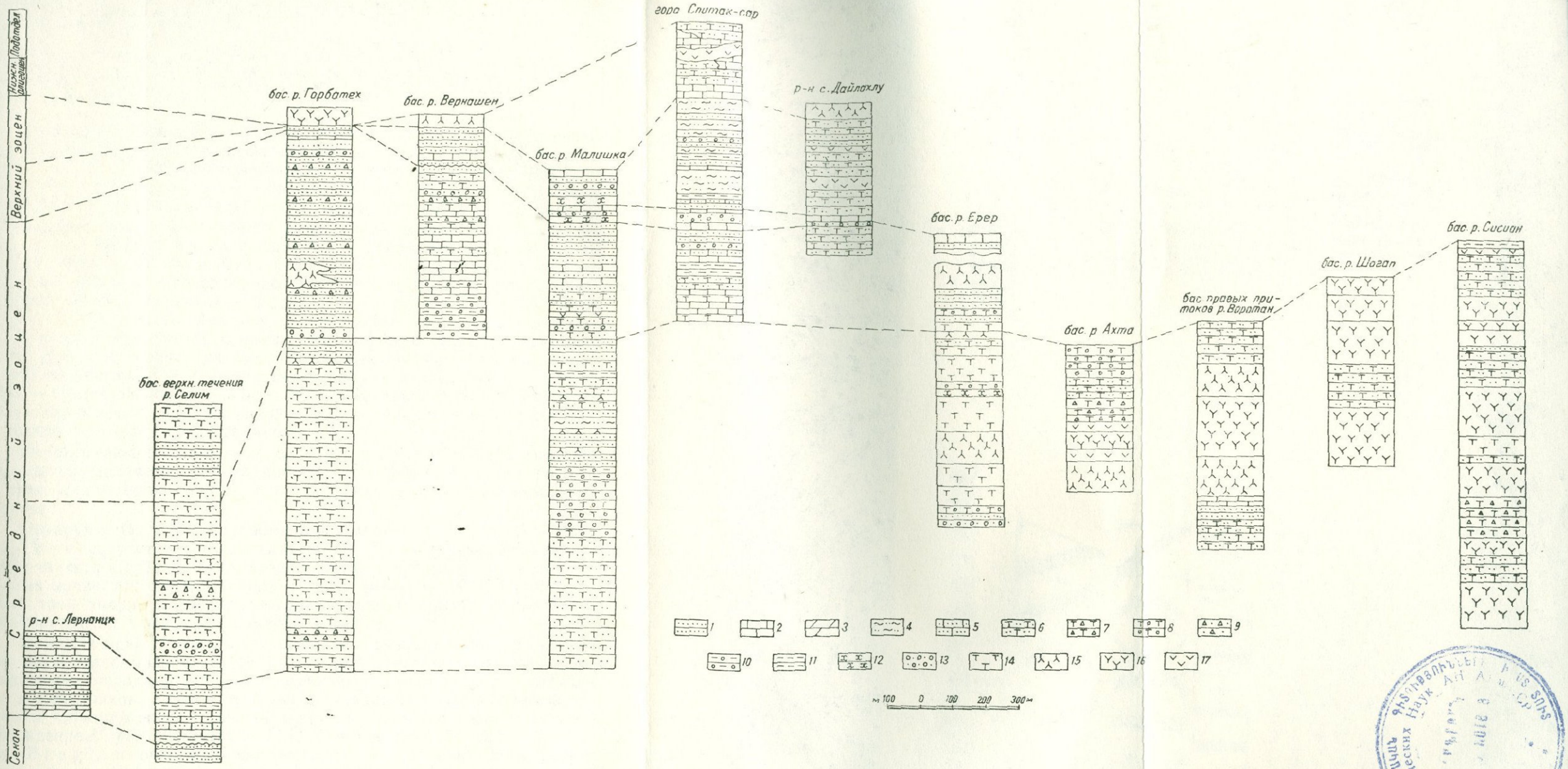


Рис. 29. Схема сопоставления стратиграфических разрезов палеогеновых отложений северного крыла Арпинского синклинория (составил А. Т. Вегуни)

1 — песчаники; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — глинистые песчаники; *5* — песчанистый известняк; *6* — туфопесчаники; *7* — туфобрекчии; *8* — туфоконгломераты; *9* — брекчии; *10* — алевролиты; *11* — глины; *12* — аргиллиты; *13* — конгломераты; *14* — туффиты, туфы; *15* — порфириты (кислые); *16* — порфириты (основные и кислые); *17* — андезиты

Академия наук Армянской ССР

15. Туффиты буроватые, с примесью карбонатов . . . . . 17 *м*
16. Чередующиеся туфопесчаники и туффиты зеленовато-серого, желтовато-серого цвета . . . . . 65 „
17. Туффиты серые . . . . . 35 „
18. Чередующиеся плотные, мелкозернистые туффиты со средне- и грубозернистыми туфогенными песчаниками . . . . . 140 „
19. Плагиоклазовые порфириты светло-серого цвета . . . . . 20 „
20. Мелкозернистые туфогенные песчаники серого цвета. Мощность отдельных слоев песчаника 20—30 *см* . . . . . 40 „
21. Ритмично чередующиеся туфопесчаники, среднезернистые известковистые песчаники, известковистые микробрекчии, туфоалевриты и песчаники. В грубых разностях, в частности крупнозернистых песчаниках, собраны и определены А. Е. Птухяном *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. millecaput* (Boub.), *N. striatus* (Brug.) . . . . . 20 „

По фауне нуммулитов и отчасти литологическому составу описанную выше толщу общей мощностью 1045 *м* можно делить на три обособленные свиты. Первая, известная в литературе (Вегуни, 1964) под названием гандзакской свиты в составе пачек 1—10 мощностью 310 *м*, представлена преимущественно песчаниками, глинами и мергелями.

Возраст свиты определяется в настоящее время довольно точно, хотя о нем спорили неоднократно. А. А. Габриелян в первых своих работах этой свите приписывал нижнепалеоценовый возраст, впоследствии же вместе с перекрывающей ее свитой туфогенов, датско-палеоценовый возраст (гарнийская свита А. А. Габриеляна). Еще в 1949 г. А. Т. Асланян и А. А. Асатрян на основании находок в основании свиты редкой нуммулитовой фауны всей толще в составе выделенных выше трех свит приписали среднеэоценовый возраст. Собранная впоследствии нуммулитовая фауна подтверждает концепцию А. Т. Асланяна о среднеэоценовом возрасте толщи. Видовой состав нуммулитов, более характерный для низов среднего эоцена, позволяет отнести ее к гандзакской свите среднего эоцена.

Перекрывающие описанную свиту породы (слои 11—18) представлены преимущественно туфопесчаниками и туффитами, среди которых в виде маломощных прослоев встречаются и плагиоклазовые порфириты.

Обнаруженная в туфопесчаниках *N. uroniensis* Heim., *Ass. exponens* Sow. совместно с *N. partschi* de la Harpe позволяет данную пачку отнести к средней свите среднего эоцена и параллелизовать с породами арпинской свиты бассейна р. Арпа (Вегуни, 1964). Принадлежность этой толщи к арпинской свите среднего эоцена доказывается промежуточным характером комплекса фауны.

Вышележащие отложения в описанном разрезе в составе последних двух пачек мощностью до 240 *м* представлены преимущественно осадочными породами в составе песчаников, известковистых песчаников и известняков. Возраст этой свиты устанавливается с большой точностью. Обнаруженный комплекс нуммулитов, в частности совместное нахождение *N. perforatus* (Montf.), *N. millecaput* (Boub.) и *N. striatus* (Brug.), не оставляет сомнения, что породы этой свиты отлагались в конце среднего эоцена и по комплексу нуммулитов их можно сопоставить с азатекской свитой среднего эоцена (Вегуни, 1964).

К юго-востоку среднеэоценовые отложения с хорошей обнаженностью прослеживаются в пределах небольшой синклинальной складки, расположенной западнее горы Котуц, слагают южное крыло Карабагларской антиклинали и являются основным заполняющим комплексом Котуцкой синклинали. Во всех указанных структурах они согласно перекрывают известняки нижнего эоцена и сложены различными туфопесчаниками, туффитами, алевролитами, песчаниками, известняками.

Полный разрез среднего эоцена обнажается южнее горы Котуц на южном крыле Карабагларской антиклинали. Разрез этот изучался А. А. Габриеляном, Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян, А. Т. Вегуни, П. М. Асланяном, А. Е. Птухяном и представлен в следующем виде:

1. Мергелистый известняк, слабопесчанистый, серо-голубоватого цвета. Порода плотная, мелкозернистая, рассланцованная, с раковистым изломом — 8 *м*

2. Песчаник среднезернистый, плотный, слабоизвестковистый, обогащенный туфогенным материалом, зеленоватого цвета . . . . . — 1,5 „

3. Глинистый известняк, слабопесчанистый, мелкозернистый, сильно трещиноватый, серо-голубоватого цвета . . . . . — 10 „

4. Известковистый песчаник, обогащенный туфогенным материалом. Порода плотная, мелкозернистая, сильно трещиноватая, светло-коричневатого, в свежем изломе серого цвета . . . . . — 1 „

5. Песчаник глинистый с примесью туфогенного материала, мелкозернистый, серо-голубоватого цвета . . . . . — 4 „

6. Туфопесчаник среднезернистый, рыхлый, сильно трещиноватый, серо-зеленоватого цвета . . . . . — 16 „

7. Известковистый туфопесчаник, мелкозернистый, тонкослоистый, трещиноватый, серо-голубоватого цвета . . . . . — 10 „

8. Чередующиеся слои мелкозернистых плотных туффитов темно-серого цвета и среднезернистых, местами рыхлых туфопесчаников серого цвета . . — 43 „

9. Туфопесчаники разнозернистые, крупнозернистые, среднеслоистые, серого и серо-желтоватого цвета. В отдельных слоях встречаются обугленные остатки древесины . . . . . — 24 „

10. Туфопесчаник средне- и крупнозернистый, сильно трещиноватый, серого цвета, с подчиненными слоями слабоизвестковистых, плотных, среднезернистых туфопесчаников. Последние содержат мелкие включения хлорита . . — 20 „

11. Глинистый туфопесчаник, мелкозернистый, рассланцованный, серо-голубоватого цвета с подчиненными слоями среднезернистых, плотных туфопесчаников серого цвета. В последних часто встречаются обугленные стебли . . — 24 „

12. Чередующиеся слои рыхлых, слоистых, крупнозернистых туфопесчаников светло-серого цвета и плотных, среднезернистых, известковистых туфопесчаников серого цвета . . . . . — 40 „

13. Песчаник плотный, средне- и крупнозернистый, на свежем изломе серого цвета. Встречается фауна мелких фораминифер весьма плохой сохранности — *Globorotalia* и др. . . . . — 40 „

14. Глина слабопесчанистая, мелкозернистая, тонкослоистая, серо-голубоватого цвета . . . . . — 5 „

15. Чередующиеся слои известковистых крупнозернистых плотных песчаников серо-желтоватого цвета, плотных, мелкозернистых известняков серого цвета и слабопесчанистых глин серо-голубоватого цвета. Фауна крупных фораминифер: *N. perforatus* (Montf.) (А), *N. gizehensis* (Forsk.) (А), *N. millecaput* Boub. (А), *N. striatus* (Brug) (А и В), *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (А и В), *N. incrassatus* de la Harpe (А), *N. praefabianii* Menn. (А и В), *Ass. exponens* (Sow.) (А), *Discocyclina* sp.

В глинах из представителей мелких фораминифер, по определению Л. А. Мещеряковой, встречаются: *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. triloculinoides* Plumm., *Globigerinoides conglobatus* Brady . . . . . — 60 „

16. Ритмичное чередование рассланцованных песчанистых глин серо-голубоватого цвета, плотных, средне- и крупнозернистых известковистых песчаников серого цвета и плотных, массивных известняков светло-серого цвета. Глины содержат *Globigerina triloculinoides* Plumm. . . . . — 50 „

17. Крупнозернистый плотный известковистый песчаник серо-желтоватого цвета. Из нуммулитов в них встречаются: *N. perforatus* (Montf.) (А), *N. millecaput* (Boub.) (А), *N. gizehensis* (Forsk.) (А), *N. praefabianii* Men. (А и В), *N. striatus* (Brug) (А), *N. incrassatus* de la Harpe (А), *N. chavannesi* var. *hajastanica* (А), *Ass. exponens* (Sow.) (А). Кроме нуммулитов в этих слоях встречаются также не очень хорошей сохранности представители моллюсков . . . . . — 0,5 „

18. Чередующиеся слои плотных, мелко- и среднезернистых песчаников и песчанистых глин серого цвета. Из мелких фораминифер встречаются: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. bulloides* Orb., *G. eocaena* Gümb., *Globigerinoides conglobatus* Brady . . . . . — 10 „

Выше по разрезу залегают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего эоцена. Отложения описанного разреза по литофациальным и фаунистическим особенностям четко делятся на две части. Слои 1—12 мощностью 200 *м*, представленные в основном туфоосадоч-

ными породами с подчиненными слоями нормальноосадочных пород (туфопесчаники, туффиты, мергели, глинистые и известковистые туфопесчаники), относятся к нижней части среднего эоцена.

Рассмотренные отложения фаунистически не охарактеризованы, но их стратиграфическое положение (непосредственное залегание над фаунистически охарактеризованными слоями нижнего эоцена и под фаунистически охарактеризованными отложениями верхней части среднего эоцена) указывает на принадлежность к нижним частям среднего эоцена, условно к гандзакской свите.

Вышележащие слои (13—18) мощностью 140—150 *м* представлены нормальноосадочными породами: известковистыми, песчаниками, известняками, глинами и песчанистыми глинами. Возраст этих отложений точно определяется по видовому комплексу содержащейся в них нуммулитовой фауны: *N. perforatus, N. gizehensis, N. millecaput, N. praefabianii, N. striatus, N. chavannesi, N. incrassatus, Assilina exponens* и указывает на принадлежность пород к верхней части среднего эоцена. По своему объему эта часть среднего эоцена соответствует азатекской свите.

Южнее и восточнее вышеописанных структур среднеэоценовые образования обнажаются в пределах Армикской и Шагапской синклиналей, заполняют небольшую синклинальную складку в вершинной части Урцкого хребта. Среднеэоценовые отложения прослеживаются далее на востоке в пределах Советашенской синклинали и заполняют вторичную синклинальную складку в районе с. Кемурлу и далее к востоку обнажаются на обоих крыльях Арпинского синклинория. Восходящий разрез среднеэоценовых отложений к юго-востоку от с. Шагаплу, на северном склоне Урцкого хребта следующий:

1. Над фаунистически охарактеризованными известняками нижнего эоцена залегают слои песчанистых глин. Глины рассланцованные, мелкозернистые, серо-голубоватого цвета	5 *м*
2. Известняк песчанистый, крупнозернистый, плотный, светло-серого, беловатого цвета с фауной моллюсков плохой сохранности и нуммулитов. Среди последних: *N. laevigatus* Brug. (А и В), *N. uroniensis* Heim (А и В), *N. atacicus* Leym. (А), *N. globulus* Leym. (А), редко *N. distans* Desh. (А и В), *N. anomalus* de la Harpe (А), *N. perforatus* (Montf) (А и В)	1,6 „
3. Песчаник слабоизвестковистый, плотный, местами рыхлый, светло-серого цвета. Содержит редкие включения хлорита, а также скудную фауну нуммулитов: *N. globulus* Leym. (А), *N. atacicus* Leym. (А), *N. laevigatus* Brug. (А)	6 „
4. Песчаник глинистый, мелко- и среднезернистый, трещиноватый, рыхлый, серо-голубоватого цвета. Содержит мелкие включения хлорита и скудную фауну двустворчатых нуммулитов. Из представителей микрофауны, по определению Л. А. Мещеряковой, встречаются: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. eocaena* Gümb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Anomalina granosa* (Hantk.)	1,2 „
5. Мергель плотный, мелкозернистый, на свежем изломе серого цвета	5,3 „
6. Туффит плотный, мелкозернистый, среднеслоистый, темно-серого цвета	4,7 „
7. Туфопесчаник слабоглинистый, плотный, мелкозернистый, осколочный, голубовато-серого цвета. Из представителей микрофауны встречаются *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.)	10 „
8. Туффит мелкозернистый, среднеслоистый, трещиноватый, темно-серого цвета	34 „
9. Туфопесчаник глинистый, слабоизвестковистый, мелкозернистый, тонкослоистый, серого цвета, с микрофауной *Globigerina triloculinoides* Plumn., *G. eocaena* Orb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Lenticulina* sp., *Miliolina* sp.	5 „
10. Песчанистые глины слабоизвестковистые, мелкозернистые, мелкооскольчатые, серо-голубоватого цвета, с подчиненными слоями (толщиной 15—40 *см*) средне- и крупнозернистых, местами рыхлых песчаников серого и серо-зеленоватого цвета, с микрофауной *Eponides praeumbonatus* (Mjat.), *Globigerina triloculinoides* Plumn., *G. eocaena* Gümb., *G. bulloides* Orb., *Acarinina* sp., *Cibicides perlucidus* Nuttal., *Gaudrina* sp.	30 „

Непосредственно выше залегают фаунистически охарактеризованные образования верхнего эоцена.

Три первых слоя разреза относятся к нижней части среднего эоцена. Их возраст обосновывается следующим видовым комплексом нуммулитов: *N. laevigatus, N. uroniensis, N. atacicus, N. globulus, N. anomalus, N. distans, N. perforatus.* Верхняя половина разреза (слои 4—10), представленная туфоосадочными породами, содержит лишь остатки микрофауны плохой сохранности: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. eocaena* Gümb., *G. bulloides* d'Orb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerinoides conglobatus* Brady и др., которые указывают скорее всего на среднеэоценовый возраст вмещающих пород.

В пределах рассматриваемых структур характерный комплекс нуммулитов *N. distans* Desh. (А, В), *N. globulus* Leym. (А. В), *N. atacicus* Leym. (А, В), указывающий на принадлежность вмещающих его пород к нижней части среднего эоцена, встречается также в известняках основания среднеэоценового разреза Армикской синклинали и северного крыла Шагапской синклинали.

По своему объему и по комплексу нуммулитов отмеченные отложения нижней части среднего эоцена соответствуют частично гандзакской и арпинской свитам.

Отложения верхней части среднего эоцена в описанном разрезе отсутствуют. Они, по всей вероятности, были подвергнуты размыву, так как в пределах рассматриваемых структур во многих местах образования верхнего эоцена залегают трансгрессивно. В других областях развития эоцена отложения верхней части среднего эоцена сохранились от размыва. Так, в пределах северного крыла Шагапской синклинали известковистые песчаники, глины и известняки характеризуются богатым видовым комплексом нуммулитов: *N. perforatus* (Montf.), *N. gizehensis* (Forsk) (А), *N. praefabianii* Menn. (А и В), *N. millecaput* (Boub) (А), *N. striatus* (Brug.) (А и В), *N. chavannesi* var. *hajastanica* Grig. (А и В), *Ass. exponens* (Sow.) (А).

В районе же развалин с. Ардарас в них встречаются: *N. perforatus, N. brongniarti, N. praefabianii, N. chavannesi* var. *hajastanica, N. striatus, Ass. exponens.*

Вышеприведенные комплексы нуммулитов точно указывают на принадлежность вмещающих их пород к верхней части среднего эоцена. В пределах указанных районов отложения верхней части среднего эоцена характеризуются также не очень хорошей сохранности представителями двухстворчатых и микрофауны. Из последних, по определениям Л. А. Мещеряковой, встречаются *Globigerina trinlculinoides* Plumm., *Gl. eocaena* Gümb., *Gl. bulloides* d'Orb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et *Nissl.), Globigerinoides conglobatus* Brady.

Палеогеновые отложения бассейна р. Арпа относятся в главной своей массе к среднему эоцену. Широкое развитие они имеют в пределах центральной части Айоцдзорского хребта в бассейне среднего течения р. Арпа и ее притоков. Ими сложены значительные площади на северном крыле Арпинского синклинория у с. Караглух. Почти вся гора Теке-Долдуран и Варденисский хребет сложены породами среднего эоцена. В пределах указанных морфологических единиц лучшие обнажения среднего эоцена зафиксированы у селений Алаяз, Кавушуг, Гюллидуз, Каракая, Котурван и др.

Состоят они из вулканогенных и, реже, вулканогенно-осадочных пород и включают порфириты (мощностью до 100—150 *м*) различного состава, нередко и субвулканического происхождения. Характерной чертой палеогеновых отложений Арпинского синклинория является рез-

кая, но закономерная изменчивость мощностей. На крайнем востоке мощность их превышает 2000 *м* (район селений Кармрашен, Булахлар, курорта Джермук), а затем, постепенно уменьшаясь до 500—600 *м* на крайнем западе, сходит на нет. Такое изменение мощностей с запада на восток обусловлено локализацией центров извержения на востоке,

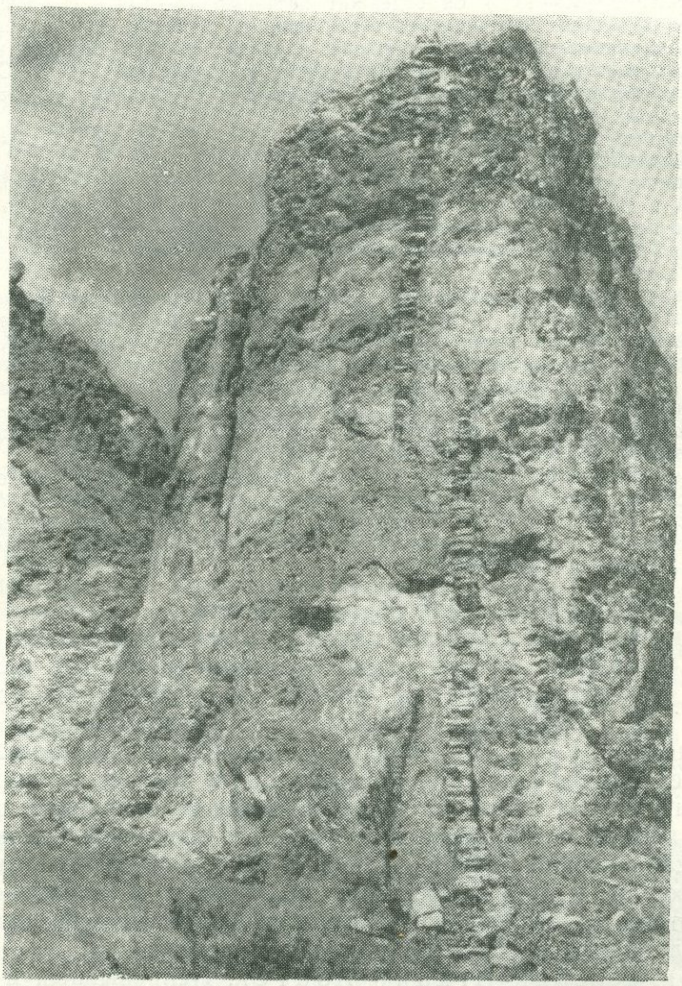


Рис. 30. Вулканогенные породы среднего эоцена, пронизанные дайками диабазовых порфиритов (верхнее течение р. Арпа). Фото П. Е. Оффмана

что доказывается наличием многочисленных очагов, а также даек, являющихся каналами трещинных излияний.

Ниже приводится описание главных выходов палеогеновых отложений Арпинского синклинория.

Бассейн р. Чива. Отложения среднего эоцена сравнительно полно обнажаются в бассейне верхнего течения р. Чива (правый приток. р. Арпа) в пределах селений Чива, Элпин и развалин с. Ардарас (рис. 30). Разрез этот впервые описан А. А. Габриеляном (1964). Здесь образования среднего эоцена в осадочной фации в составе песчаников, известняков и глин мощностью 600 *м* выступают на дневную поверх-

ность отдельными выходами. Местами они подверглись мелкой складчатости, что значительно затрудняет прослеживание разреза.

По данным А. А. Габриеляна (1964), дополненным исследованиями Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян, И. Г. Гаспарян, А. Т. Вегуни и П. М. Асланяна, разрез палеогена на этом участке следующий:

1. Известняк с прослоями зеленоватых глауконитовых песчаников. Кроме карбоната кальция (50—80%) он содержит песчаную (3—10%) и алевритовую (3—36%) фракции, состоящие из зерен кварца, полевого шпата, барита, магнетита, альмандина, гроссуляра, циркона, корунда, биотита, эпидота и др. Из аутигенных минералов встречается глауконит в количестве 3—5%. Среди собранных из этой пачки остатков фауны определены *Discocyclina* cf. *archiaci* Schlümb., *D.* cf. *chudeudi* Schlümb.

Из этих же известняков по дороге Элпин — Ардарас А. Т. Вегуни извлечены *Nummulites laevigatus* (Brug.), *N. atacicus* Leym. . . . . 16 *м*

2. Песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый с *Nummulites perforatus* (Montf.) A и B, *N. millecaput* Boub., *N. atacicus* Leym., *Discocyclina* sp. 7 „

3. Глина песчанистая, плотная, сланцеватая, зеленовато-серого цвета, в которой А. А. Габриеляном указываются *Nummulites perforatus* (Montf.) и *N. atacicus* Leym. . . . . 26 „

4. Песчаник глинистый, зеленовато-серый и желтовато-серый с *Nummulites millecaput* (Boub.), (A), *N. perforatus* (Montf.) A. и *N. atacicus* Leym. 16 „

5. Песчаник известковистый с прослоями известняка. Наряду с карбонатными частицами в породе изобилуют терригенные компоненты и глауконит. Первые из них представлены кварцем, плагиоклазом, обломками силицита, амфибола, биотита и реже обломками эффузивных пород . . . . . 26 „

6. Известняк серый, слабопесчанистый с *Nummulites perforatus* (Montf.) (A), *N. millecaput* (Boub.) (A), *N. atacicus* Leym. A. . . . . 13 „

7. Глина песчанистая, плотная, иногда сланцеватая, зеленовато-серого цвета, с прослоями известняка в верхах. В последних часто встречаются: *Nummulites atacicus* Leym. (A и B), *N. millecaput* (Boub.) (A) и *Discocyclina* sp. В верхнем прослое известняка обнаружено совместное нахождение *Nummulites atacicus* Leym. и *N. striatus* (Brug.) . . . . . 88 „

Выше следуют отложения верхнего эоцена.

Описанная толща в составе пачек 1—7 минералогически была изучена И. Г. Гаспарян, которая установила наличие кварца, плагиоклаза, обломков силицита, амфибола, биотита и эффузивных пород. Этой толще А. А. Габриелян приписывает среднеэоценовый возраст. Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян указанные пачки рассматривают как отложения зоны Acarinina crassaeformis и относят их также к среднему эоцену. Фауна нуммулитов, извлеченная из указанных отложений, позволяет первую пачку отнести к низам среднего эоцена и параллелизовать с гандзакской свитой. Пачки 1—6 относятся к средней части среднего эоцена и параллелизуются по возрасту с арпинской свитой. Пачка 7 этого же разреза параллелизуется с азатекской свитой, которая принадлежит к верхней части среднего эоцена.

Район селений Агхач — Азатек. Непрерывный и характерный разрез среднеэоценовых отложений области прослежен в направлении развалин с. Агхач — Боюкгюней — с. Азатек — Азизбековский мост. Здесь обнажается вулканогенно-осадочная толща общей мощностью 1900 *м*, разрез которой впервые детально изучен А. Т. Вегуни в 1951 г.

Минералогическое изучение пород толщи проведено Г. П. Нисанян. В настоящее время этот разрез представляется в следующем виде.

1. Над песчаниками верхнего мела с некоторым перерывом в осадконакоплении залегает пласт базальных конгломератов, характеризующийся плохой отсортированностью материала. Размер галек варьирует от 1 до 5 *см*, преобладают гальки диаметров 2—3 *см*. Состоят они из известняков большей частью мелового возраста и в подчиненном количестве вулканогенных пород. Крупные гальки менее окатаны. Их можно считать угловатоокатаными. Пространство между гальками заполнено песком, сцементированным известняковым цементом . . . . . 3 *м*

2. Слой базального конгломерата посредством ряда промежуточных разновидностей переходит в пачку переслаивающихся туфопесчаников, туфоконгломератов и туффитов. Мощность отдельных слоев этих пород 20—50 *см*, причем среди сравнительно мощных слоев туфопесчаников встречаются пропластки алевролитовых пород, что и придает толще флишевый характер. Характерной чертой описанной пачки является и ее зеленовато-бурый цвет, обусловленный наличием многочисленных хлоритизированных желваков . . 170 *м*

3. Выше по разрезу состав пород толщи в некоторой степени меняется. В ней большой удельный вес приобретают мергели и пелитоморфные туфы, вследствие чего толща приобретает характер чередующихся туфопесчаников, мергелей и пелитоморфных туфов, т. е. настоящего вулканогенного флиша, причем мощность отдельных пластов песчаников в несколько раз превышает мощность переслаивающих их пелитоморфных туфов. Цвет туфопесчаников серый, зеленовато-серый, а переслаивающихся глинистых пород желтовато-бурый, иногда с яркими тонами охры. Из глинистых слоев этой пачки, по сборам А. Т. Вегуни, Ю. А. Мартиросян определены: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. bulloides* var. *cryptomphala* Glais., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Chilostomella oviformis* Sherb. et Chap. и др. . . . 16 „

4. По восходящему разрезу описанная пачка переходит в грубые туфопесчаники, которые переслаиваются маломощными пачками туффитов синевато-серого цвета . . . . . 184 „

Описанная толща в составе пачек 2, 3 и 4 минералогически представлена полевыми шпатами, обломками вулканического стекла, лавы и кварца. В малом количестве встречаются и зерна магнетита, пирита, гематита, ильменита, эпидота, авгита, диопсида, гиперстена, цоизита, апатита, граната, сфена, циркона, турмалина, биотита, хлорита, глауконита и др. Количество магнетита по сравнению с другими рудными минералами сильно превалирует, что и позволило Г. Б. Нисанян указанную свиту выделить как магнетитовую и отличать ее от вышележащих аналогичных туфопесчаных пород.

Свита описанных туфогенных пород прорывается мощной силловой залежью порфиритов. Микроскопически эти породы выражены плотными образованиями серого и зеленовато-серого цвета. Структура их порфировая. Порфировые выделения в основном состоят из плагиоклаза в виде призмочек различного размера (до 2 *мм*). Плагиоклаз частично карбонатизирован и составляет около 55—60% всей массы породы. Остальная часть породы состоит из биотита, роговой обманки, рудного минерала. Кроме вышеупомянутых минералов в искусственных шлихах андезитов Г. Б. Нисанян обнаружены апатит, редкие зерна граната, циркона, магнетита и пирита.

Над свитой туфогенных пород без видимого углового несогласия залегает еще одна весьма мощная свита туфогенно-осадочных пород мощностью 660 *м*. По своему литологическому составу эта толща однообразна и выражена неоднократным чередованием плотных, мелко-, средне- и крупнозернистых, синевато-серых туфопесчаников и рыхлых, тонкослоистых, бурых, пелитоморфных пород. Обстоятельство это сильно затрудняет ее расчленение на пачки. Тем не менее, учитывая изменение гранулометрического состава по разрезу и цвету пород, эту толщу можно расчленить на следующие пачки:

1. Туфопесчаник мелкозернистый, плотный, толстослоистый (30—40 *см*), темно-серого цвета с прослоями пелитоморфных тонкослоистых (15—20 *см*) рыхлых туффитов. В первых из них обнаружены *Nummulites millecaput* (Boub.) (А), *N. perforatus* (Montf.) (А и В), *Assilina exponens* (Sow.) (А и В) . . . . . 40 *м*

2. Порфирит буровато-серого цвета с крупными выделениями полевого шпата. Порода местами рассланцована . . . . . 80 „

3. Туффит известковистый, тонкослоистый, рыхлый, желтовато-серого цвета с большим количеством обугленных остатков древесины . . . . . 100 „

4. Туфопесчаник светло-серого цвета, состоящий из пластов мощностью 30—40 *см* каждый, с прослоями рыхлых тонкослоистых туффитов бурого цвета 70 „

5. Песчаник туфогенный, известковистый, мелкозернистый, с хлоритизированными желваками . . . . . 30 „

6. Переслаивание туфоконгломератов, туфопесчаников и туффитов, мощность отдельных пластов в пачке 0,75—2,0 *м*. Мощность переслаивающихся туффитов 20—30 *см* . . . . . 32 *м*
7. Туфопесчаники среднезернистые, синевато-серого цвета, с прослоями пелитоморфных тонкослоистых туфогенных пород. Туфопесчаники содержат *Nummulites perforatus* (Montf.) B. . . . . 28 „
8. Переслаивание туфопесчаников толстослоистых (80—100 *см*), светло-серого цвета с пластами рыхлого туффита мощностью 15—20 *см* . . . . 11 „
9. Неоднократно чередующиеся пласты туффитов и туфопесчаников разной мощности (15—20 *м*) . . . . . 54 „
10. Туфопесчаники равномернозернистые, синевато-серого цвета, с пропластками рыхлых пелитоморфных туффитов желтовато-бурого цвета . . . 60 „
11. Песчаники крупнозернистые, плотномонолитные, серого и розовато-серого цвета, местами переходящие в грубозернистые разности . . . . . 18 „
12. Туфопесчаники с прослоями глинистых пород . . . . . 27 „
13. Ритмичное чередование туфопесчаников и туффитов . . . . . 45 „
14. Туфопесчаники равномернозернистые, буровато-серого цвета . . . 15 „
15. Песчаники неравномернозернистые, сине-серые и туфопесчаники массивного сложения . . . . . 20 „
16. Неоднократное чередование туфопесчаников, песчаников и туффитов 40 „

Минералогически толща эта представлена в основном обломками полевого шпата, вулканическим стеклом, кварцем и глинистыми частицами. Встречаются также зерна пирита, гематита, ильменита, магнетита, эпидота, авгита, диопсида, гиперстена, цоизита, биотита, обыкновенной роговой обманки, хлорита и глауконита. Единичными зернами встречаются гранат, апатит, сфен, циркон и турмалин.

Как видно, минералогически верхняя свита мало отличается от нижней. В отличие от нижней, туфогенной, здесь преобладает циркон и пирит, что и позволило Г. Б. Нисанян верхнюю свиту назвать цирконпирит-магнетитовой, причем в этой свите выделяются по соотношению граната и апатита два горизонта: нижний — гранатовый и верхний — апатитовый.

Таким образом, разрез среднеэоценовых отложений района селений Агхач — Азатек делится на две литологические свиты: нижняя в составе 4 пачек — туфогенная и верхняя в составе 16 пачек — туфогенно-осадочная.

Нижнюю туфогенную свиту по региональным сопоставлениям К. Н. Паффенгольц относит к нижнему эоцену, а верхнюю свиту — к лютетскому ярусу. Из нижней свиты Ю. А. Мартиросян были обнаружены обильные фораминиферы, в том числе: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. bulloides* d'Orb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), а также обломки и экземпляры плохой сохранности: *Chilostomelloides oviformis* (Sherb. et Cap m.), *Nodosaria* sp., *Bulinina* sp., *Cibicides* sp., *Globigerinella* sp. и др. На восточном продолжении выходов этой толщи А. Т. Вегуни встречены *Nummulites laevigatus* (Brug.) (A и B), *N. gallensis Haime* (B), *N. partschi* de la Harpe (B) и др. Наличие *Acarinina crassaeformis* и нуммулитов не оставляет сомнения в том, что свита среднеэоценового возраста. Другие виды фораминифер и условия залегания толщи, т. е. положение ее в основании среднеэоценового разреза, позволяют говорить о ее нижнелютетском возрасте и отнести к гандзакской и арпинской свитам.

Прорывающие нижнюю свиту порфириты имеют субвулканическое происхождение и время их внедрения приурочено к промежутку от среднего до верхнего эоцена.

Вопрос о возрасте верхней свиты решается проще. В низах ее собраны *Nummulites millecaput* (Boub.), *N. atacicus* Leym., *Assilina exponens* Sow., указывающие на среднеэоценовый возраст свиты.

Полный разрез среднеэоценовых отложений обнажается в пределах северного крыла Арпинского синклинория. Между селениями Лер-

нанцк — Горс и в бассейне р. Аргичи отложения среднего эоцена представлены довольно мощными комплексами различного состава туфоосадочных и нормальноосадочных пород, которые в своем основании согласно залегают над нижнеэоценовыми известняками и в разных местах трансгрессивно перекрываются более молодыми вулканогенными породами олигоцена и миоплиоцена.

Несколько схематичный разрез, заснятый между селениями Лернанцк и Горс, представлен в следующей последовательности:

1. Туфопесчаник плотный, зеленовато-серого цвета с *Nummulites uroniensis* Heim. (А и В) . . . . . 6 *м*
2. Песчаник глинистый, мелкозернистый, желтовато-серого цвета . . 1,2 „
3. Туфопесчаник коричневого цвета с *Globigerinella voluta* (White) . . 8,2 „
4. Известняк массивный, плотный, желтовато-серого цвета . . . . 19,2 „
5. Песчаник мелкозернистый, массивный, обогащенный туфогенным материалом темно-серого цвета . . . . . 43 „
6. Туфоконгломерат с гальками различных размеров (от 2 до 50 *см*) порфиритового состава. Цемент туфопесчанистый, плотный, крупнозернистый 50 „
7. Туфопесчаник мелкозернистый, тонкослоистый, серого цвета. В нем встречаются *Nummulites brongniarti* d'Arch., *N. uroniensis* Heim., *N. laevigatus* Brug. . . . . 125 „
8. Туфобрекчия зеленовато-серого цвета. Гальки состоят из обломков порфирита размером 1—2 *см*. Цемент представлен продуктами разложения туфового материала . . . . . 40 „
9. Туфопесчаник грубозернистый, рыхлый, зеленовато-серого цвета . . 10 „
10. Слои туфопесчаников от мелкозернистых до крупнозернистых, плотных, местами рыхлых, желтовато-серого и темно-серого цвета, мощностью по 0,5—1 *м*. В отдельных слоях встречаются *N. perforatus* (Montf.) (А и В), *N. uroniensis* Heim. (А и В) . . . . . 2,5 „
11. Песчаник слабоизвестковистый, среднезернистый, серого цвета. Из представителей нуммулитов встречаются: *Nummulites perforatus* (Montf.) (А и В), *N.* cf. *striatus* (Brug.) (А и В), *Ass. exponens* (Sow.) (А и В) 70 „
12. Глина слоистая, серого и голубовато-серого цвета . . . . . 2,5 „
13. Песчаник плотный, слоистый, мелкозернистый, обогащенный туфогенным материалом серого цвета с шаровидной отдельностью . . . . . 100 „
14. Песчаник крупнозернистый, слабо известковистый, плотный, серого и желтовато-серого цвета, с подчиненными прослойками песчанистых мелкозернистых глин толщиной 5—6 *см*. В отдельных слоях песчаников встречаются *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. praefabianii* Menn., *N. striatus* (Brug.), *Assilina exponens* (Sow.) . . . . . 120 „

Выше по разрезу залегают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего эоцена.

Бассейн р. Малишка. Мощный разрез палеогеновых отложений северного крыла Арпинского синклинория обнажается на южном склоне подножия горы Теке-Долдуран и у с. Малишка. Глубокое ущелье реки обнажает здесь толщу чередующихся вулканогенных, вулканогенно-осадочных и чисто осадочных пород.

1. Толща чередующихся туфопесчаников и песчаников (20—30 *см*) с частыми прослоями туффита и порфирита. Структура псаммитовая. Минералогически представлены в основном окатанными зернами полевого шпата, встречаются зерна авгита, базальтической роговой обманки, диопсида, реже энстатита, гиперстена, сфена, циркона, апатита, корунда, магнетита и лимонита. Плагиоклазы и цветные минералы карбонатизированы и хлоритизированы. Биотит встречается весьма редко . . . . . 197 *м*
2. Выше обнажаются туфопесчаники, отличающиеся от предыдущих однообразием состава, полным отсутствием прослоев песчаников. Кластический материал грубозернистый, чаще встречаются пласты туфобрекчий . . . . 200 „
3. Еще выше залегают туфобрекчии, в которых кластический материал представлен обломками порфиритов, полевого шпата, кальцита, реже кварца, циркона, апатита, магнетита . . . . . 172 „
4. Порфирит макроскопически светло-серый с зеленоватым оттенком. Порфировые выделения представлены зернами полевого шпата и амфибола размером до 1—2 *м* . . . . . 52 „

Фаунистические остатки в породах описанной свиты не обнаружены. Выше разрез сильно изменяется, приобретая осадочный характер.

Последовательность пачек снизу вверх такова:

5. Туфопесчаник мелкозернистый, слоистый, трещиноватый, кремового цвета. По стенкам трещин налет гидроокислов железа . . . . . 24 *м*

6. Порфирит плотный, массивный, зеленовато-серого и серого цвета. Вкрапленники представлены крупными (2—3 *мм*) кристаллами плагиоклаза и амфибола . . . . . 12 „

7. Песчаник известковистый, тонкозернистый, плотный, темно-серого цвета. По трещинам прожилки кварца. Встречаются и миндалины кальцита размером 1×0,3 *см* . . . . . 40 „

8. Порфирит . . . . . 12 „

9. Песчаник среднезернистый, выветрелый, грязно-серый . . . . . 20 „

10. Глинистый песчаник желтовато-серого цвета со скудным минералогическим составом. Здесь встречаются редкие зерна диопсида, обыкновенной роговой обманки, магнетита. Остальная масса состоит из глинистых частиц и разложенных обломков стекла . . . . . 37,5 „

11. Песчаник грубозернистый с мелкозернистой серой цементирующей массой. Обломочный материал представлен обломками порфирита и зерен полевого шпата размером 3—5 *мм*. Обильные раковины *Nummulites uroniensis* Heim., *N. perforatus* (Montf.), *N. laevigatus* (Brug.), *N. partschi* de la Harpe . . . . . 32 „

12. Переслаивание туфопесчаников, песчаников с прослоями порфирита. Песчаники, в частности их грубые разности, в изобилии содержат нуммулиты: *Nummulites uroniensis* Heim., *N. laevigatus* (Brug.), *N. partschi* de la Harpe, *N. globulus* Leym., *Assilina exponens* (Sow.) . . . . . 73 „

13. Песчаник глинистый, плотный, зеленовато-серого цвета. В песчанике изобилуют *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. partschi* de la Harpe, *N. laevigatus* (Brug.), *N. uroniensis* Heim., *N. globulus* Leym. . . . 29 „

14. Туфопесчаник грубозернистый серого цвета. Обломочный материал представлен породами андезитового состава размером 4—5 *мм*. Внутри пачки пласт порфирита. Последний темно-серого цвета с порфировыми выделениями полевого шпата и кварца размером до 2 *мм*. В этой пачке содержатся *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. uroniensis* Heim., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *Assilina exponens* (Sow.) . . . . . 75 „

Выше разрез в бассейне р. Малишка все более и более обогащается осадочным материалом.

15. Песчаник серого и зеленовато-серого цвета. Встречаются крупно- и среднезернистые разности. Минералогически порода почти полностью представлена зернами полевого шпата. Весьма подчиненное значение имеют зерна диопсида, авгита, циркона, андалузита, гроссуляра и магнетита . . . . . 62 „

16. Порфирит плотный, массивный, зеленовато-серого и темно-серого цвета . . . . . 12 „

17. Туфопесчаник грубозернистый, зеленовато-серого цвета. Кластический материал представлен обломками туфа величиной 1—3 *мм* . . . . . 61 „

18. Песчаник среднезернистый, серого цвета с известковистым цементом. Обломочный материал представлен среднеокатанными зернами полевого шпата, реже кварца и кальцита. Встречаются и зерна обыкновенной роговой обманки, циркона, магнетита и лимонита. Среди песчаников слой конгломерата с *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. brongniarti* d'Arch., *N. atacicus* Leym., *Assilina exponens* Sow. В песчаниках содержится *Cibicides perlucidus* Nutt, *Anomalina* sp., *Globigerina* sp., *Bathysiphon* sp. . . . . 42,5 „

19. Песчаник известковистый, переслаивающийся с пластами известняка желто-коричневого цвета. В последних установлено наличие *Nummulites atacicus* Leym., *N. gizehensis* (Frsk), *Operculina* aff. *lybica* . . . . . 26 „

20. Известняк мелкозернистый, серого цвета, пелитовой структуры, ясно-слоистый.

Бассейн правых притоков р. Воротан. Образования северного крыла Арпинского синклинория, одновременно являющиеся образованиями южного крыла Теке-Долдуранского антиклинория, на юго-востоке области из-за перекрытия их на больших площадях молодыми образованиями миоплиоцена и четвертичной системы обнажаются лишь в глубоких ущельях притоков р. Воротан. Восстановить последовательность разреза часто бывает трудно. Сравнительно непрерывный разрез пород в указанной структурной единице обнажается у с. Мазра (Барцраван) к юго-востоку от Воротанского (Биченагского) перевала.

1. Разрез палеогеновых отложений здесь начинается пачкой туфопесчаников зеленовато-серого цвета . . . . . 88 *м*

2. Мелкозернистые, кварцевые песчаники алевропсаммитовой структуры. Порода состоит из угловатых частиц преимущественно кварцевых зерен и полевого шпата, реже обломков пород, пластиночек хлорита, мусковита и окисленных зерен рудного минерала. Размеры обломков минералов и пород от 0,05 до 0,2 *мм*. Цементирующая масса обильно представлена раскристаллизованным карбонатом . . . . . 52 *м*

3. Пачка глинистых известняков алевропелитовой структуры. Порода состоит из мелких зерен карбоната и кварца с размером зерен около 0,02—0,01 *мм* . . . . . 37 „

4. Порфириты андезито-дацитового состава, порфировой структуры при тонкозернистой структуре основной массы. Последняя состоит из криптокристаллического агрегата кварц-полевошпатового состава с размером зерен от 0,02—0,04 *мм*. Присутствуют пластиночки и чешуйки хлорита, вкрапленники плагиоклаза и цветных минералов . . . . . 132 „

5. Порфириты, структура порфировая. Основная масса пелитизирована, серицитизирована, эпидотизирована, хлоритизирована и окварцована. Вкрапленники плагиоклаза и цветных минералов . . . . . 180 „

6. Нацело измененные порфириты липарито-дацитового состава. Криптокристаллическая структура основной массы при порфировой структуре породы. Основная масса состоит из криптокристаллического агрегата кварц-полевошпатового состава с размером зерен от 0,02 до 0,03 *мм* . . . . . 113 „

7. Литокластические туфы, состоящие из обломков порфиритов и незначительного количества связующей массы. Форма обломков угловатоокатанная, неправильная, размером 0,5 до 2,7 *мм*, реже 9,6 *мм*. Встречаются и обломки кристаллов плагиоклаза и пироксена, причем плагиоклаз во всех образцах изменен. Судя по продуктам разложения можно полагать, что он представлен андезином. Зерна пироксена нацело замещены карбонатным веществом и хлоритом, узнаются лишь по короткопризматическим и восьмигранным контурам. Связующая масса представлена туфогенным материалом, количество которого настолько незначительное, что обломки часто соприкасаются друг с другом . . . . . 140 „

Общая мощность толщи 742 *м*.

Возраст пород этого разреза всегда был спорным. В. Н. Котляр и К. Н. Паффенгольц, причисляя эти породы к перекрывающим их кислым обломочным вулканическим породам, относили их к олигоцену. П. Л. Епремян нижнюю часть пород описанного разреза относит к среднему эоцену, а верхнюю половину к верхнему эоцену и олигоцену. Одинаковый петрографический состав обломков пород туфогенного состава и подстилающих их эффузивов, их одинаковая палеотипность, выраженная, например, хлоритизацией, приводят нас к выводу, что как эффузивные породы, так и перекрывающие их туфы относятся к единой фазе вулканизма среднего эоцена. Такому выводу не противоречит и структурное положение толщи.

Бассейн р. Шагат (правый приток р. Воротан). Сравнительно полный, но весьма однообразный разрез вулканогенного палеогена обнажается на крайнем востоке описанной территории между селениями Шагат и Барцраван:

1. Сильно измененные плагиоклазовые порфириты. Основная масса порфиритов — микролиты плагиоклаза с микроскопическими зернами пироксена. Вкрапленники представлены в основном коротко- и широкопризматическими зернами плагиоклаза размером от 0,5 до 1,5 *мм* . . . . . 180 *м*

2. Туффит зеленовато-серый представлен частицами полевого шпата, реже состоит из кварцевых зерен, а также хлорита и глинистого материала размером от 0,02 до 0,08 *мм*. Связующая масса — туфогенный материал . . 130 „

3. Последующие за туффитами породы представлены более основными разностями вулканических пород — Пироксеновые порфириты (базальт) темного цвета и порфировой структуры, при микролитовой структуре основной массы. Последняя состоит из беспорядочно расположенных полевошпатовых микролитов с угловатыми мелкопризматическими зернами пироксена. В основной массе присутствуют редкие опацитизированные зерна оливина . . 210 „

4. Пироксеновые порфириты, с криптокристаллической структурой основной массы, полевошпатовые микролиты которой пропитаны пелитизированным вулканическим стеклом . . . . . 65 „

Учитывая отсутствие фауны в описанном разрезе и большую отдаленность от фаунистически охарактеризованных разрезов палеогеновых отложений, весьма трудно что-нибудь определенно сказать о возрасте этих вулканогенных пород. Но петрографический состав, характер диагенетических изменений позволяют всю толщу отнести к среднему эоцену.

Бассейн р. Сисиан (правый приток р. Воротан). Сравнительно полный, доступный исследованию разрез палеогена имеется в верховьях р. Сисиан. Мощность круто падающих (до 50°) на запад образований вулканогенного палеогена здесь превышает 2000 *м*. Даже при отсутствии фауны, изучение разреза этих пород представляет определенный интерес, так как он является типичным для палеогена значительной части юго-восточной Армении.

Разрез, прослеженный А. Т. Вегуни от верховьев р. Кызкашты через селения Мургуз, Софулу до с. Аравус и почти до границы с Нахичеванской АССР (рис. 31), следующий:

1. Порфирит плотный, темно-серый, буровато-серый, в котором порфировые выделения представлены авгитом, полевым шпатом	140 *м*
2. Туф слоистый, серый, обломочный материал представлен порфиритом, реже зернами полевого шпата и кварца	88 „
3. Порфирит плотный, серый, с тонкокристаллической основной массой. Вкрапленники мелкие, выделяются кристаллы полевого шпата и амфибола	52 „
4. Туфобрекчия буровато-серого цвета. Обломочный материал представлен неокатанными частицами эффузивных пород	124 „
5. Порфирит темно-серый с ясно выраженными порфировыми выделениями полевого шпата и авгита размером 1—5 *мм*	110 „
6. Туффит сильно окварцованный (ороговикованный), трещиноватый с раковистым изломом	27 „
7. Туф мелкозернистый, плотный, эпидотизированный, зеленовато-серого цвета. В кластическом материале преобладают обломки эффузивных пород	61 „
8. Порфирит плотный, массивный, зеленовато-серого цвета	150 „
9. Туфопесчаник среднезернистый, серого цвета с цементом туфового материала	100 „
10. Песчаник среднезернистый, окварцованный, серого цвета	13 „
11. Порфирит авгитовый с мелкозернистой основной массой. Порфировые выделения представлены авгитом и полевым шпатом	58 „
12. Порфирит зеленовато-серый с мелкозернистой основной массой	39 „
13. Порфирит буровато-серый. Порфировые выделения представлены в основном амфиболами	85 „
14. Туфопесчаник известковистый, среднезернистый с прожилками мелкого кварца	122 „
15. Порфирит плотный, серого цвета	19 „
16. Алевролит плотный, тонкослоистый, буровато-серого цвета	32 „

Отсутствие фауны, однообразие литологического состава не позволяют датировать возраст описанных образований. Относительно возраста их высказывались разные мнения. А. Т. Асланян приписывает им юрский возраст, К. Н. Паффенгольц (1946), а вслед за ним Ш. А. Азизбеков, С. С. Мкртчян считают эту толщу нижнеэоценовой, П. Л. Епремян и А. Т. Вегуни приписывают ей среднеэоценовый возраст. В пользу среднеэоценового возраста можно привести следующие (правда, косвенные) доводы.

1. На территории Армении нижнеэоценовые образования пользуются весьма ограниченным развитием, а в местах, где они известны, сложены осадочными породами (известняки, песчаники и др.) и имеют небольшую мощность.

2. Палеогеновый вулканизм был интенсивным, в частности, в среднем палеогене, точнее в начале среднего эоцена.

3. Имеется большое сходство петрографического состава вулканогенных пород описанного разреза и пород среднего эоцена других районов. Такое сходство наблюдается и в содержании малых элементов.

Верхний эоцен. В пределах Ереван-Ордубадской интрагеосинклинали отложения верхнего эоцена пользуются по сравнению с другими областями Армянской ССР наибольшим распространением и, так как они в основном представлены осадочными разностями пород, которые содержат большой комплекс ископаемых остатков конхилиофауны, ежей, кораллов микро- и макрофораминифер, то стратиграфия их разработана лучше.

Отложения верхнего эоцена обычно налегают с некоторым перерывом в осадконакоплении как на отложения среднего эоцена, так и на более древние. Местами в основании разреза обнажается слой базального конгломерата и наблюдаются следы размыва. Имеются и небольшие угловые и азимутальные несогласия между породами среднего и верхнего эоцена. Представлены отложения преимущественно песчаниками, глинистыми песчаниками, глинами и известняками на западе интрагеосинклинали, туфоосадочными и вулканогенными образованиями на востоке. Наблюдается некоторое увеличение мощности отложений верхнего эоцена с запада на восток.

Основными площадями развития отложений верхнего эоцена в юго-западной части Армянской ССР являются бассейны рек Азат, Веди, Шагап и Арпа. Это ряд антиклиналей и синклиналей Приереванского района, Чатминский и Шагапский прогибы, а также центральная часть Арпинского синклинория. Небольшие выходы верхнеэоценовых отложений фиксируются в бассейне р. Шатин.

Полный разрез верхнеэоценовых отложений обнажается у с. Зовашен (бассейн р. Азат):

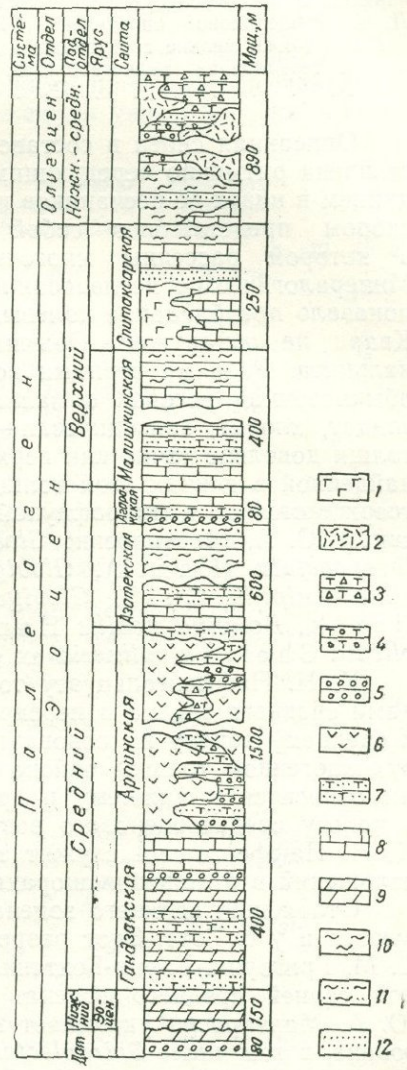


Рис. 31. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан (составил А. Т. Вегуни)

1 — андезиты; *2* — липариты, обсидианы, перлиты, трахиты, андезито-базальты; *3* — туфобрекчии; *4* — туфоконгломераты; *5* — конгломераты; *6* — порфириты и их пирокласты; *7* — туфопесчаники; *8* — известняки; *9* — мергели; *10* — глины; *11* — глинистые песчаники; *12* — песчаники

1. Глина серая, плотная, слоистая (2—3 *см*) . . . . . 10 *м*
2. Песчаник серый, желтовато-серый, среднезернистый . . . . . 22 „
3. Песчаник крупнозернистый, желтовато-серого цвета на поверхностях выветривания с *Nummulites incrassatus* de la Harpe . . . . . 14 „

4. Песчаник грубозернистый, желтовато-серый, на свежем изломе зеленовато-серый с *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A), *Discocyclina* sp., *Operculina* sp. . . . . 13 *м*

5. Глина серая, слоистая, мощность отдельных слоев 2—5 *см*. Из микрофораминифер пачка в себе содержит *Globigerina inflata* Orb., *Gl. Uvigerina* 10 „

6. Ритмичное чередование желтовато-серых глин и среднезернистых песчаников. В глинах содержится микрофауна плохой сохранности, среди которой Л. А. Мещеряковой определены *Globigerina corpulenta* Subb., *Gl. inflata* Orb., а также мелкие гастроподы и остракоды . . . . . 30 „

7. Чередование мелкозернистых серых песчаников и желтовато-серых глин . . . . . 20 „

Описанная свита в составе 7 пачек общей мощностью 120 *м* представлена ритмично чередующимися песчаниками и глинами, с преобладанием в низах ее песчаников и в верхах — глин. Песчаники под микроскопом представляют собой почти нацело окремненную породу, в которой рассеяны многочисленные порфиробласты плагиоклаза. Минералогическое исследование искусственных шлихов этих же пород показало преобладание полевых шпатов над всеми минералами (80%). Кварц не обнаружен. Обычны зерна магнетита, лимонита, биотита, кальцита. Редкими зернами во многих образцах встречаются апатит, обыкновенная роговая обманка, еще реже гиперстен, авгит, диопсид, эпидот, хлорит, эпизодически — зерна барита, циркона и др. Возраст толщи довольно точно как верхний эоцен определяется по макрофауне, найденной в глинах этой толщи и по нуммулитам в песчаниках. Подтверждается он и микрофауной, обнаруженной и определенной из этой свиты Ю. А. Мартиросян: *Globorotalia haiastanensis Sahakian, Planulina costata* (Hantk), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Bulimina sculptilis* Cush., *Globigerina eocena* Gümb., *Clavulina szoboi* Hantk., *Bolivina nobilis* Hantk., *Rotalia mexicana* Nutt., *R. tuberplicata* Chal., *Valvulineria* ex gr. *palmarealensis* Mand. и др.

К. Н. Паффенгольц эту толщу совместно с подстилающими породами среднего эоцена и перекрывающими породами олигоцена относит к среднему эоцену на основании несогласного перекрывания ее толщи вулканогенной толщей района с. Вохчаберд, которая в свою очередь им относится к нижнему и среднему олигоцену. Косвенным доводом в пользу среднеэоценового возраста пород Зовашенского разреза для К. Н. Паффенгольца служит также факт постепенного перехода этих отложений в отложения шорахпюрской толщи.

Отложения верхнего эоцена значительным распространением пользуются и у с. Гохт. Этот разрез детально изучен Ю. А. Мартиросян и С. М. Григорян. Гарни-Гохтский разрез представлен в низах флишоидной серией среднего эоцена. На верхнем отрезке флишевой серии Ю. А. Мартиросян указывает на наличие характерных форм верхнего эоцена, в том числе *Spiroplectammina carinata* Subb., *Clavulina szaboi* Hantk., *Bulimina sculptilis* Cush., *Bolivina nobilis* Hantk., *Globorotalia armenica* Sahakian. А. А. Габриелян из этих же отложений указывает *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. incrassatus* de la Harpe, С. М. Григорян — *Operculina alpina* Douv., *Asterocyclina pentagonalis* (Schaf.), *Actinocyclina radians* d'Arch. Отложения соответствуют горизонту дискоциклин средней части верхнего эоцена.

Вышележащие отложения с фауной *N. fabianii retiatus* мощностью 60—70 *м* обнажаются у с. Ацаван, к юго-западу от с. Гохт. Разрез этих пород, по данным С. М. Григорян, следующий:

1. Глины желто-серые, с налетом окислов марганца и с тонкими прослойками песчанистых глин с *Nummulites fabianii retiatus* Rov., *N. vascus initialis* Grig., *N. bouillei* de la Harpe, *Operculina victoriensis* Champan and Walter.

Из этих отложений Н. А. Саакян определены *Rhapdammina* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Cyclammina acutidorsatum* (Hantk.), *Nonion umblicatum* Mont., *Bulimina ovata* d'Orb., *B. sculptilis* Cushm., *B. pupoides* d'Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *Uvigerina jacksonensis* Cushm. . . . . 20 *м*

2. Песчаники мелко- и среднезернистые, рыхлые или плотные, светло-коричневого и желтовато-бурого цвета. Плотные песчаники имеют шаровую отдельность . . . . . 40—45 „

Вышележащие отложения этого разреза, представленные чередующейся свитой песчаников и глин с редкими прослоями песчанистых известняков мощностью 200—250 *м*, обнажаются уже в 2—3 *км* к юго-востоку от с. Ацаван:

3. Чередующиеся плотные и более рыхлые песчаники, табачного цвета, плотные песчаники выделяются в виде карнизов с *N. intermedius* d'Arch., *N. incrassatus* de la Harpe, *Rotalia lithotamnica* Uhlig. var. *schoragburensis* Sah. . . . . 40—45 *м*

4. Чередующиеся бурые, среднезернистые песчаники и глины желто-серого цвета . . . . . 13 „

5. Чередующиеся бурые, рыхлые песчаники и плотные мелкозернистые песчаники . . . . . 12 „

6. Чередующиеся бурые песчаники с песчанистыми глинами . . . 8 „

7. Чередующиеся глины и среднезернистые, плотные песчаники с *Variamussium fallax* Korob., *Cyclammina acutidorsatum* Hantk., *Heterostomella siphonella* Reuss., *Spiroplectammina carinata* (Orb.), *Cibicides costatus* (Hantk.), *C. ibungerianus* (Orb.), *Bolivina antegressa* Subb. . . . . 10 „

Неполный, но характерный разрез верхнеэоценовых отложений обнажается на южном крыле Карабагларской антиклинали, в 1,5 *км* севернее с. Чиман. По А. Т. Вегуни и А. Е. Птухяну разрез следующий:

1. Над фаунистически охарактеризованными слоями верхней части среднего эоцена залегает пачка глин с резкими прослойками песчаника мощностью 8—10 *см*. Глина песчанистая, слабоизвестковистая, комковатая, светло-серого цвета. Песчаник мелкозернистый, известковистый, довольно плотный, серого цвета . . . . . 70 *м*

2. Слой крупнозернистого, плотного, известковистого песчаника серо-желтоватого цвета . . . . . 0,5 „

3. Глина слабопесчанистая, жирная, светло-серого цвета . . . . .

4. Слой известняка брекчиевидного, крупнозернистого, плотного, серого цвета с примесью терригенного материала. В большом количестве в нем содержится фауна крупных фораминифер, из которых массовое скопление образует крупная форма (диаметром 10 *см*) *N. millecaput* (Boub.) (B). Встречаются также *N. striatus* (Brug.) (A и B), *N. incrassatus* de la Harpe (A), *N. chavannesi* var. *hajastanica* Grig. (A и B), *N. fabianii* (Prev.), (A и B), *Discocuclina prati* (Mich.), *D. nummulitica* (Gümb.) и *pellatispira douvillei* Bouss., *Actinocyclina, Grzybowskia, Operculina.*

По данным П. М. Асланяна, из представителей моллюсков здесь встречаются: *Miocardiopsis incrassata* Sow., *Miltha gigantea* Desh., *Vulsella dubia* d'Arch., *Spondilus bifrons* Münst., *Velates Schmidellianus* Chemn., *cepacea* Lamk., *Ampulina patula* Lamk., *Rimella labrosa* Sow., *Parpe mutica* Lamk. . . . . 1,5 „

5. Глина слабопесчанистая, мелкокусковатая, светло-серого цвета. Из представителей микрофауны встречаются: *Gyroidina soldani* Orb., *Lenticulina laticostata* Tutk., *Lenticulina inornata* Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *Pullenia qunqueloba, Eponides subumbonatus* Mjatl., *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina corpulenta* Subb., *bulloides* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady., *Globorotalia armenica Sahakian, Cibicides perlucidus* Nuttal, *Planulina costata* Hantken.

6. Известняк крупнозернистый, плотный, брекчиевидный, серо-желтоватого цвета, с обильной фауной дискоциклин и мелких нуммулитов, встречаются также представители моллюсков: *N. fabianii* (Prev.) (A и B), *N. incrassatus* de la Harpe (A и B), *N. striatus* (Brug.) (A и B), *N. millcaput* (Boub.) A и B.

С. М. Григорян приводит довольно длинный список видового состава дискоциклин: *D. nummulitica* Gümb., *D. augustae* (V. D. Weijol), *D. pratti* (Mich.), *D. sella* d'Arch., *D. scalaris* (Shlumb.), *D. rolanti* Douv., *D. marthae* (Shlumb.).

По данным П. М. Асланяна, формы представителей двустворок и брюхоногих следующие: *Pseudoamussium corneum* Sow., *Gryphaea gigantica* Sol., *Velates Schmidellianus* Chem., *Rostellaria goniophora* Bell. . . 2,5 *м*

7. Глина известковистая, мелкозернистая, комковатая, серого цвета . . 30 „

8. Известняк крупнозернистый, брекчиевидный, желтоватого цвета, содержит в большом количестве мелкие формы нуммулитов: *N. fabianii, N. striatus, N. incrassatus, N. chavannesi* . . . . . 2,5 „

9. Глина известковистая, мелкозернистая, комковатая, серого цвета. Встречаются следующие формы микрофауны: *Bulimina ovata* Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *Gyroidina soldanii* Orb., *Cassidulina globosa* Hantken, *Pullenia bulloides* Orb., *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Planulina costata* Hantken. . . . . 15 „

10. Слой рыхлого, среднезернистого песчаника серого цвета . . . . 0,5 „

11. Глина кусковатая, жирная, серого цвета. Содержит довольно богатую микрофауну: *Lenticulina inornata* (Orb.), *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina pigmea* Orb., *Uvigerina costellata* Morosova, *Cassidulina globosa* Hantken, *Gyroidina soldanii* Orb., *Rotalia denseornata* Sahakian, *Glandulina laevigata* Orb., *Globigerina corpulenta* Subb., *Gl. bulloides* Orb., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Acarinina centralis* (Cushm. et Ber.), *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Cibicides pigmeus* Hantken. . . . . 14 „

12. Слой известняка брекчиевидного, плотного, крупнозернистого, серо-желтоватого цвета. Из представителей нуммулитов встречаются *N. fabianii* (Prev.) (А и В), *N. striatus* (Brug.) (А), *N. chavannesi* de la Harpe (А), *N. incrassatus* de la Harpe (А и В) . . . . . 7 „

Отложения вышеописанного разреза на основании содержащихся в них различных групп фауны относятся к верхнему эоцену. По своим литофациальным особенностям они составляют единое целое и представлены глинисто-карбонатными породами. На основании распределения нуммулитов в них выделяются две пачки. Нижняя пачка (слои 1—5) характеризуется массовыми скоплениями одного из крупнейших среднеэоценовых представителей нуммулитов: *N. millecaput* наряду с широким развитием верхнеэоценовых видов *N. striatus, N. fabianii, N. incrassatus, N. chavannesi.* Вторая пачка (слои 6—13) содержит мелкие верхнеэоценовые виды: *N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. chavannesi,* с которыми встречаются еще мегасферические генерации *Nummulites millecaput* и массовые скопления различных видов дискоциклин.

Как для первой, так и для второй пачек из других представителей крупных фораминифер характерными являются: *Pellatispira douvillei, Operculina amonea, Grzybowskia mulltifida, Spiroclipeus.*

Комплекс микрофауны в обеих пачках представлен видами: *Globigerina bulloides* Orb., *G. corpulenta* Subb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Bolivina antegressa* Subb., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Cibicides perlucidus* Nuttal и др.

Конхилиофауна также представлена почти аналогичным комплексом в обеих пачках. Первая из них известна в литературе под названием «горизонта с *N. millecaput*» (Габриелян, 1962; Григорян, 1961$_1$) и соответствует агаракадзорской свите (Вегуни, 1960). Вторая известна под названием дискоциклинового горизонта или же малишкинской свиты.

Севернее описанной структуры отложения верхнего эоцена в составе чередующихся слоев известняков и глин сохранились от размыва на небольшой площади в пределах Котуцкой синклинали. Здесь они охарактеризованы комплексом нуммулитов: *N. perforatus, N. millecaput, N. fabianii, N. striatus.*

Полный разрез верхнеэоценовых отложений обнажается южнее и юго-восточнее Карабагларской антиклинали в пределах Шагапской синклинали. Здесь породы верхнего эоцена, трансгрессивно залегая на

более древних образованиях эоцена, согласно перекрываются отложениями олигоценового возраста. Послойный разрез юго-восточнее с. Шагаплу следующий:

1. Глина комковатая, светло-серого цвета, с подчиненными прослойками крупнозернистых плотных песчаников серого цвета . . . . . 17 *м*

2. Известняк среднезернистый, плотный, брекчиевидный, обогащенный терригенным материалом светло-серого цвета. Содержит фауну: *N. perforatus* (Montf.) (А и В), *N. millecaput* (Boub), (А и В), *N. fabianii* (Prev.), (А и В), *N. striatus* (Brug.), *N. chavannesi* var. *hajastanica* Grig. (А и В) 0,6 „

3. Глина слабоизвестковистая, мелкозернистая, комковатая, светло-серого цвета с подчиненными слоями толщиной 15—20 *см* плотных массивных известняков серого цвета. Микрофаунистически эти слои охарактеризованы видами: *Lenticulina inornata* Orb., *L. limbosa* (Reuss), *L. römeri* (Reuss), *L. laticostata* Tutk., *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *B. aksuatica* Morosova, *Uvigerina pigmea* Orb., *Gyroidina soldanii* Orb., *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Pulenia bulloides* (Orb.), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Anomalina affinis* Hantk., *Cibicides perlucidus, C. dutemplei* Orb., *C. pigmeus* (Hantk.) 16 „

4. Песчанистый, плотный, крупнозернистый, брекчиевидный известняк серо-желтоватого цвета. Содержит в массовом количестве один из крупнейших среднеэоценовых представителей нуммулитов: *N. millecaput* (А и В), а также *N. striatus, N. incrassatus, N. chavannesi, N. fabianii, Discocyclina, N. pesfosatus* (Montf) (В). . . . . 1,5 „

5. Глина слабоизвестковистая, мелкозернистая, кусковатая, светло-серого цвета. Содержит довольно богатый комплекс микрофауны: *Lagena striata* (Walker et Jacob.), *Lenticulina römeri* (Reuss), *L. laticostata* Tutk., *Marginulina Behmi* (Reuss), *Siphonodosaria anulifera* (Cusch. et Bern.), *Bolivina antegressa* Subb., *B. microlancetiformis* Subb., *Bulimina ovata* Orb., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Pullenia bulloides* Orb., *Gyroidina soldanii* Orb., *Valvulineria inflata* Sahakian, *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady., *Globoratalia armenica* Sahakian, *Cibicides perlucidus* Nutt и др. . . . . 29 „

6. Песчаник глинистый, известковистый, мелкокусковатый, серого цвета. Отдельные слои содержат фауну нуммулитов: *N. fabianii, N. chavannesi* var. *hajastanica, N. incrassatus, N. striatus* . . . . . 28 „

7. Пачка чередующихся известковистых, мелкозернистых, кусковатых глин светло-серого цвета и прослоев среднезернистых песчаников серого цвета. В глинах встречаются: *Nonion soldanii* (Orb.), *Bolivina antegressa* Subb., *Gyroidina soldanii* Orb., *Pullenia buloides* Orb., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. corpulenta* Subb., *Gl. bulloides* Orb., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Anomalina affinis* Hantk., *Cibicides pigmeus* (Hantk.), *Cib. perlucidus* Nutt., *Lenticulina Limbosa* (Reuss.), *Vaginulina mexicana* Nutt. *Marginulina behmi* (Reuss.), *Frondicularia budensis* (Hantk.), *Dentalina inornata* Orb. . . . . 90 „

8. Песчаник известковистый, среднезернистый, плотный, желтовато-серого цвета, на свежем изломе — серого. Обнажается в виде карнизов мощностью 3—3,5 *м*. Содержит в большом количестве мелкие формы нуммулитов: *N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. chavannesi, N. millecaput* А, а также в массовом количестве дискоциклины, из которых С. М. Григорян приводятся следующие виды: *Discocyclina nummulitica* Cümb., *D. augustae* (V. D. Weinol), *D. pratii* (Mich.), *D. sella* d'Arch., *D. scalaris* (Schlumb.), *D. rolanti* Douv., *D. marthae* (Schlumb.), *D. varians* (Käuff.).

Из представителей же моллюсков, по данным П. М. Асланяна, встречаются: *Gryphea gigantica* Sol., *Pseudoamussium corneum* Sow., *Velates schmidellianus* Chemm., *Rostellaria goniophora* Ridm.

9. Глина слабоизвестковистая, среднекусковатая, светло-серого цвета с подчиненными слоями (25—30 *см*) известковистых, плотных, среднезернистых песчаников и песчанистых известняков серо-желтоватого цвета. В последних из представителей крупных фораминифер встречаются: *N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. chavennesi, Pellatispira, Discocyclina.*

Глины содержат: *Lagena striata* (Walker et Jacob.), *Nonion soldanii* Orb., *Lenticulina limbosa* (Reuss), *Bulimina ovata* Orb., *B. sculptilis* Cusch., *Bolivina nobilis* Hantk., *B. antegressa* Subb., *B. reticulata, Uvigerina costellata* Moros., *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *G. eocaena* Gümb., *Globorotalia armenica* Sahakian . . . . . 40 „

10. Известняк брекчиевидный, плотный, крупнозернистый, обогащенный терригенным материалом серо-желтоватого цвета. Содержит в большом коли-

честве конхилиофауну, из которой П. М. Асланяном приводится: *Pseudoamussium corneum* Sow., *Griphaea gigantica* Sol., *Valates Schmidelianus* Chmn. и др. . . . . 20 *м*

11. Конгломерат серовато-желтоватого цвета. Гальки различных размеров состоят из хорошо окатанных обломков нижележащих пород. Цемент известковистый . . . . . 10 „

12. Известняк крупнозернистый, плотный, брекчиевидный, серо-желтоватого цвета, на свежем изломе — кремового. Из представителей нуммулитов встречаются: *N. fabianii, N. incrassatus* . . . . . 30 „

13. Глина слабоизвестковистая, комковатая, серого цвета. Из мелких фораминифер встречаются: *Lenticulina inornata* Orb., *L. römeri* (Reuss), *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *Gyroidina soldanii* Orb., *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *Globorotalia aremnica* Sahakian и др. . . . . 40 „

14. Известковистый, крупнозернистый, плотный песчаник серого цвета с *N. fabianii retiatus, N. incrassatus, Discocyclina* sp. . . . . 0,5 „

15. Глина слабопесчанистая, жирная, мелкокусковатая, серого цвета, с подчиненными прослойками рыхлых мелкозернистых песчаников серо-желтоватого цвета . . . . . 20 „

16. Песчаник средне- и крупнозернистый, рыхлый, желтоватого цвета с *N. fabianii retiatus, N. vascus initialis, N. intermedius, N. incrassatus* . . . 7 „

17. Чередующиеся песчаники рыхлые, среднезернистые, желтоватого цвета и жирные комковатые глины серого цвета. В пачке преобладают песчаники . . 15 „

18. Чередующиеся слои рыхлых крупнозернистых песчаников желтоватого цвета и плотных средне- и крупнозернистых песчаников серого цвета. В отдельных слоях встречаются: *N. fabianii retiatus, N. incrassatus, N. intermedius, Discocyclina nummulitica* (Gomn.), *Operculina victoriensis* Champ. . . . 10 „

В приведенном разрезе слои 1—14, выраженные глинисто-известняковистыми породами мощностью 270—275 *м*, на основании различных групп фауны относятся к верхнему эоцену; из представителей крупных фораминифер в них широко развиты типичные верхнеэоценовые виды: *N. fabianii, N. incrassatus, N. chavannesi, N. striatus, Pellatispira Douvillei, Grzybowskia mulltifida* и множество видов дискоциклин.

Микрофаунистически указанные породы характеризуются широким развитием верхнеэоценовых видов: *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globorotalia armeniaca* Sahakian, *Bolivina antegressa* Subb. и др. Из представителей моллюсков встречаются *Pseudoamussium corneum* Sow., *Gryphaea gigantica* Sol., *Velates schmidelianus* Chemn. и др.

На основании распределения нуммулитов в этих отложениях выделяются две свиты. Первая из них — нижняя характеризуется смешанным комплексом средне- и верхнеэоценовых видов: *N. perforatus, N. millecaput, N. fabianii, N. incrassatus* и др. (горизонт с *N. millecaput* или же агаракадзорская свита). Вторая свита характеризуется широким развитием дискоциклин и мелкими формами нуммулитов: *N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. chavannesi,* вместе с которыми еще встречаются мегасферические формы *N. millecaput* (дискоциклиновый горизонт или малишкинская свита). Слои 15—18 мощностью 50—60 *м* литофациальными и фаунистическими особенностями резко отличаются от нижележащих отложений. Представлены они в основном песчано-глинистыми породами и характеризуются крупными фораминиферами: *N. fabianii retiatus, N. vascus initialis, N. incrassatus, N. bouillei, N. intermedius, Discocyclina nummulitica, Operculina victoriensis.* Составляют они третью, самую верхнюю, свиту верхнего эоцена, известную в литературе под названием «горизонта с *N. fabianii retiatus*» (Габриелян, 1962; Григорян, 1961$_1$). Этому горизонту соответствует выделенная А. Т. Вегуни спитаксарская свита.

Отложения верхнего эоцена прослеживаются далее к востоку в районе с. Биралу и отличаются сокращенными мощностями. Чередующиеся отдельные слои известняков с глинами (толщиной 20—25 *см*)

содержат смешанный комплекс нуммулитов: *N. perforatus, N. millecaput, N. fabianii, N. striatus,* местами же в обильном количестве дискоциклины и мелкие верхнеэоценовые нуммулиты. Микрофаунистически эти отложения характеризуются видами: *Globigerina corpulenta* Subb., *G. inflata* Orb., *G. bulloides* Orb., *Globigerinella micra* (Col.), *Lenticulina inornata* (Orb.), *Frondicularia budensis* (Hantk.), *Bulimina ovata* Orb., *Bolivina nobilis* (Hantk.), *B. budensis* (Hantk.), *B. antegressa* Subb., *Uvigerina pygmea* Orb., *Pullenia bulloides* Orb., *Valvulineria inflata* Sahak., *Siphonodosaria adolphinae* (Orb.), *Cibicides ungerianus* (Orb.) и др.

В верхней части верхнего эоцена (мощностью 50—70 *м*) в составе глинисто-песчанистой фации (ритмичное чередование глин и тонких слоев рыхлых песчаников) крупные фораминиферы отсутствуют. Микрофауна, встречающаяся в этих отложениях, представлена видами: *Lenticulina laticostata* Tutk., *L. inornata* (Orb.), *L. limbosa* Reuss, *Lagena striata* (Wel. et Jacob.), *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *Uvigerina costellata* Mor., *Siphonodosaria anulifera, Gyroidina soldanii* Orb., *Globigerina bulloides* Orb., *G. corpulenta* Subb., *Cibicides pigmeus* (Hantk.).

Из представителей моллюсков, по данным П. М. Асланяна, встречаются: *Cardium saribulachicum* Gab., *Tellina budensis* Hofm., *Venericardia* sp., *Pitar* sp., *Pseudoammussium corneum* Sow., *Turritella imbricataria* Lamk., *Melongena pyruloides* Grat., *Ancillaria anomala* Schloth., *Natica vulcani* Brongn., *Variamussium fallax* Korob.

Верхнеэоценовые образования широко развиты в пределах южного крыла Арпинского синклинория между бассейнами рек Элпин, Ринд, Намазлу. Восходящий разрез верхнеэоценовых отложений у с. Элпин следующий:

1. Известняк песчанистый, крупнозернистый, плотный, серо-желтоватого цвета. Содержит *N. millecaput* (Boub.) *(A), N. perforatus* (Montf.) (А и В)), N. striatus (Brug.) (А и В),*N. fabianii* (Prev.) (А) . . .	0,2—0,3 *м*
2. Чередующиеся слои плотных, мелкозернистых, известковистых песчаников желтовато-серого цвета и кусковатых песчанистых глин голубовато-серого цвета	10—15 „
3. Мелкозернистый, плотный, известковистый песчаник желтовато-серого цвета с *N. millecaput* (Boub.) (А и В), *N. perforatus* (Montf.) (А и В), *N. striatus* (Brug.) (А и В), *N. fabianii* (Prev.) (А и В), *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (А и В)	6,5 „
4. Глина мелкокусковатая, слабоизвестковистая, светло-серого цвета с *Globigerina corpulenta* Subb., *Globorotalia armenica* Sahakian, *Globigerinoides conglobatus* Brady	15 „
5. Глина песчанистая, слабоизвестковистая, среднекусковатая, серого и светло-серого цвета. Содержит *N. fabianii* (Prev.) (А и В), *N. incrassatus* de la Harpe (А и В), *Discocyclina*	5 „
6. Известковистый, среднезернистый, рассланцованный песчаник желтовато-серого цвета	0,5 „
7. Известняк крупнозернистый, плотный, трещиноватый, участками ожелезненный, внешне желтовато-серого, на свежем изломе серого цвета. Обнажается в виде карнизов и содержит из представителей нуммулитов: *N. fabianii* (Prev.) (А и В), *N. incrassatus* de la Harpe (А и В), *N. striatus* (Brug.) (А и В), *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* Grig. (А и В), *N. millecaput* (Boub.) (А)	7 „
8. Слабоизвестковистые глины светло-серого цвета с тонкими прослоями глинистых песчаников серого цвета. В последних содержится в заметном количестве *N. fabianii retiatus, N. incrassatus.* Из представителей микрофауны встречаются *Globorotalia armenica* Sahakian, *Globigerinoides conglobatus* Brady., *Globigerina corpulenta* Subb. и др. . .	
9. Ритмично чередующиеся слои жирных, комковатых глин серого цвета и рыхлых, тонко- и среднезернистых песчаников серовато-желтоватого цвета. Глины содержат чешуйки рыб и фауну тонкостенных моллюсков. Из последних, по данным Г. О. Сваджяна, встречается *Variamussium fallax* Korob.	10 „

10. Слои известковистого, крупнозернистого, плотного песчаника серого цвета с плохой сохранности фауной нуммулитов и дискоциклин: *N.* cf. *fabianii retiatus, N. incrassatus, Discocyclina* sp. . . . . 0,5 *м*

11. Слои средне и крупнозернистых рыхлых, местами плотных песчаников коричневато-желтоватого цвета выделяются в виде пачек толщиной 20—50 *см* . . . . . 8 „

12. Ритмично чередующиеся слои кусковатых жирных глин серого цвета и рыхлых, средне- и крупнозернистых песчаников желтовато-коричневого цвета. В песчаниках встречаются обугленные остатки стеблей . . 10 „

Слои 1—7, по общей характеристике фауны относятся к верхнему эоцену. В этих отложениях широко развиты верхнеэоценовые представители крупных фораминифер: *N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. chavannesi,* дискоциклины, пелатиспиры и др. Микрофауна представлена в основном верхнеэоценовым комплексом: *Globorotalia armenica* Sahakian, *Globigerina corpulenta* Subb., *Globigerina bulloides* (Orb.), *Globigerinoides conglobatus* Brady и др.

На основании нуммулитов в рассматриваемых отложениях выделяются две свиты — нижняя со смешанным составом средне- и верхнеэоценовых видов: *N. perforatus, N. millecaput, N. fabianii, N. incrassatus* и верхняя — характеризующаяся широким развитием верхнеэоценовых нуммулитов и дискоциклин.

Слои 8—12 по их литофациальным особенностям, стратиграфическому положению и отчасти фаунистической характеристике соответствуют образованиям верхов верхнего эоцена. Характеризуются комплексом нуммулитов: *N.* cf. *fabianii retiatus, N. incrassatus, Discocyclina* sp.

Выходы пород верхнего эоцена на южном крыле Арпинского синклинория известны также у селений Чива, Арени, Гетап, Агаракадзор; далее прослеживаются у развалин с. Джагатай, к северу от селений Зейта и Кабахлу. Ограниченно развиты они на северном крыле Арпинского синклинория. Здесь небольшой выход пород зарегистрирован у селений Шатин и Ехегнадзор. Далее к востоку ими сложены значительные площади у селений Малишка, Дайлахлу и Ариндж, причем в последних двух пунктах верхи толщи сложены вулканогенными породами.

В основании толщи залегает базальный конгломерат мощностью 3—30 *м*, гальки которого состоят из вулканогенных пород эоцена, а также из пород даек и гипабиссальных интрузий габбро-сиенитового и габбро-монцонитового состава, что указывает на перерыв в осадконакоплении на рубеже среднего и верхнего эоцена. Описываемые конгломераты кверху становятся мелкогалечными, а затем переходят в грубозернистые песчаники, перекрывающиеся плотными грубослоистыми известняками желтовато-серого цвета. На западе известняки становятся мергелистыми и часто переслаиваются с песчаниками и глинами.

Б. Ф. Мефферт (1931) из описанных ниже известняков определил: *Discocyclina sella* d'Arch., *D. discus* Kaufm., *D. varians* Kaufm., *D. nummulitica* Gümb., *D. chudeaui* Schlumb., *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A. tarramellii* Mun., *Actinocyclina radians* d'Arch., *A. patelaris* Schloth., *A. furcata* Rüt., *Lithothamnium nummuliticum* Gümb., *Globigerina Bulloides* d'Orb., *N. atacicus* Leym., *Operculina granulosa* Leym., *O.* aff. *libica* Schwag., *Discocyclina umbo* Schaft. var. *minor* Meff.

Большинство указанных форм имеют довольно широкий интервал распространения и вообще характеризуют верхи среднего эоцена и верхний эоцен. Но ряд форм характеризуют лишь верхний эоцен. К ним относятся *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A.* cf. *taramelli* Mun., *Acti-*

nocyclina furcata Rüt., *A. radians* d'Arch., *Chlamys subdiscors* d'Arch.

Эти же известняки содержат *N. perforatus, N. striatus.*

Приведенный комплекс фауны позволяет относить вмещающие ее породы к низам верхнего эоцена, т. е. к агаракадзорской свите.

Упомянутые выше известняки и их возрастные аналоги (песчаники и глинистые песчаники) постепенно, без следов перерыва, переходят в слоистые песчанистые глины, в глины и в известняки. Выходы этих пород на южном крыле Арпинского синклинория обнажаются полосой у селений Кабахлу, Джагатай, Гетап, Агавнадзор, южнее селений Ринд и Элпин. Эффектные разрезы этой свиты на северном крыле того же синклинория мощной полосой выступают у с. Малишка.

П. М. Асланян (1960$_1$) вслед за А. А. Габриеляном белые массивные известняки и подстилающие их глинистые песчаники свиты района с. Ринд и развалин с. Намазлу по фауне моллюсков относит к низам верхнего эоцена. Фауна нуммулитов, собранная из послойного разреза этих отложений, как в указанных пунктах, так и в других обнажениях в районе Арени, Гетап и других селений, говорит о том, что массивные белые известняки района селений Ринд и Намазлу и подстилающие известняки, глинистые песчаники и другие породы относятся к средней части верхнего эоцена. В этой толще обнаружен *Nummulites fabianii* (Prev.) *N. striatus* (Brug.). Встречаются редкие экземпляры *N. chavannesi* de la Harpe и *N. incrassatus* de la Harpe. Указанная фауна довольно убедительно доказывает верхнеэоценовый возраст толщи, но стратиграфическое положение ее и полное отсутствие характерных форм верхней части среднего эоцена, встречающихся в нижележащих известняках и их возрастных аналогах, дает возможность отнести толщу к малишкинской свите верхнего эоцена.

Разрез эоценовых отложений области завершается на западе песчаниками и глинами района селений Ринд, Намазлу, Гетап. Их фациальные аналоги на востоке представлены мощной толщей конгломератов и туфоконгломератов, заполняющих синклинальную чащу в бассейне среднего течения р. Арпа в пределах селений Гетап, Ехегнадзор и Малишка и рифовыми известняками горы Шрешти-кар. Конгломераты имеют мощность до 250 *м* и полностью состоят из глыб, валунов и галек вулканических пород преимущественно основного состава размером от нескольких до 50 *см* и более в диаметре. Обломочный материал довольно хорошо окатан, сцементирован в основном туфовым материалом.

В породах толщи содержатся нуммулиты: *N. fabianii retiatus, N. incrassatus, N. vascus initialis, N. intermedius.*

Стратиграфическое положение толщи позволяет отнести ее к верхам верхнего эоцена, так как эта толща согласно перекрывает глины и песчанистые глины средней свиты верхнего эоцена и перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего олигоцена, причем фауна, собранная из этой толщи, подтверждает этот вывод. В верхах толщи в глинистых песчаниках П. М. Асланяном указывается и *Variamussium fallax* Korob., появление которого в Армении, по данным А. Т. Асланяна (1958), А. А. Асатряна и вслед за ними П. М. Асланяна, приурочено к верхам верхнего эоцена.

В отношении содержания и степени изученности конхилиофауны верхнеэоценовые отложения области намного отличаются от пород среднего эоцена. Кроме Б. Ф. Мефферта (1930) и А. А. Габриеляна (1964), приведших большие списки видов моллюсков, они монографически изучены П. М. Асланяном. Из двустворок здесь указывается 37 видов, относящихся к 24 родам. Многочисленными видами представлены и брюхоногие. Количество их в толще верхнего эоцена превышает 17 видов. В целом эта фауна подтверждает верхнеэоценовый

возраст вмещающих их отложений. Некоторые из видов встречаются только в отдельных отрезках верхнего эоцена, в частности в верхней (спитаксарской) его свите. Но тем не менее они не дают основания для расчленения верхнего эоцена на дробные стратиграфические единицы.

Не лучше обстоит дело с представителями группы микрофораминифер. Из сборов Н. А. Саакян и А. Т. Вегуни здесь известны представители более чем 85 видов микрофораминифер, принадлежащих 40 родам. Из всех перечисленных видов для среднего и верхнего эоцена исследованной области 9 видов являются общими, в числе их такие виды, как: *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wiss.), *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. eocaena* Gümb., *Gl. bulloides* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Anomalina granosa* Hantk., 29 видов являются общими для верхнего эоцена и нижнего и среднего олигоцена. Среди общих видов для верхнего эоцена и олигоцена можно отметить: *B. truncana* Gümb., *Rotalia lithothamnica* Uhl., *Eponides umbonatus* Reuss, *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. bulloides* Orb.

Олигоцен. Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь является почти единственной областью развития олигоценовых отложений в морской фации. Общая их мощность не превышает 1000 *м*. На западе интрагеосинклинали в бассейнах рек Шорахбюр, Азат, Веди, Шагап, Элпин и Селим они представлены преимущественно глинисто-песчаными породами с редкими прослоями зоогенных и других известняков. На востоке в бассейне рек Арпа, Терп (восточный Даралагез) и других — вулканогенно-осадочными и осадочными породами.

Ценные сведения по стратиграфии олигоцена Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали мы встречаем в работах А. А. Габриеляна (1964), А. Т. Асланяна (1958), П. М. Асланяна (1960_2), Н. А. Саакян-Гезалян (1957), А. Т. Вегуни (1960), С. М. Григорян (1962), Г. О. Сваджяна (1966), А. Е. Птухяна (1964) и др.

В бассейне р. Шорахбюр олигоценовые отложения заполняют мульду, погружающуюся на юго-западе под Араратскую котловину. Такую закономерность распространения имеют в основном нижне-среднеолигоценовые отложения, которые литологически составляют естественное продолжение пород эоцена. Породы верхнего олигоцена, имеющие другой план распространения, в основном приурочены к борту Араратской котловины, огибают горные сооружения юго-западной Армении. Широким развитием они пользуются в самой Араратской котловине (данные буровых скважин). Учитывая, что породы верхнего олигоцена в формационном отношении (литологический состав, распределение мощностей, план дислокации и др.) составляют одно целое с перекрывающими нижненеогеновыми образованиями, они описаны совместно с отложениями неогена.

П. М. Асланян приводит неполный разрез олигоцена северо-западного крыла Шорахбюрской антиклинали. В ядре Шорахбюрской антиклинали обнажается верхняя часть верхнеэоценового разреза области, которая постепенно сменяется отложениями олигоцена. Разрез этот снизу вверх представляет следующую картину:

1. Глины темно-серые с фауной *Var. fallax* Korob., *Tellina budensis* Hofm., *Corbula galicula* Desh. . . . . 1 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, серые и бледно-зеленые, довольно плотные, выступающие в виде карнизов . . . . . 6 „
3. Глины серые, песчанистые с *Var. fallax* Korob. (редко), *Tellina budensis* Hofm., *Ostrea plicata* Sol., *Pectunculus* sp. . . . . 2 „
4. Песчаники бледно-зеленые, среднезернистые, частично с шаровой отдельностью, с *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. vascus* Joly et Leym. 7 „

Из различных пунктов обнажения этих пород П. М. Асланян указывает и на *Terebellum sopitum* Lam., *Corbula galicula* Desh., *Diva-*

ricella rigaultina Desh., *Nuculana korobkovi* Asl., *Arca appendiculata rollei* Mayer et Gümb. Вышележащие отложения зоны Pecten arcuatus представлены песчаниками, туфопесчаниками, реже глинистыми песчаниками мощностью 200—250 *м*.

Аналогичный разрез олигоцена обнажается у с. Вохчаберд. Здесь зона Pecten arcuatus представлена глинами (песчаниками) светло-серого цвета мощностью 7—8 *м*. Далее следуют песчаники мелко- и среднезернистые, желтовато-серые, светло-зеленые, серовато-коричневые, обнажающиеся в виде пластов с шаровой отдельностью с *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Pseudoamussium corneum* Sow., *Pectunculus jacquoti* Tourn., *Turritella planispira* Nyst., *T. terebellata* Lamk., *Hemiconus defrancii* Desh.

Выше следуют породы горизонта циреновых песчаников и горизонта кеара-молла.

Хороший разрез этих пород обнажается в 1 *км* от с. Шорахбюр, на северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали. Мощность толщи порядка 500 *м*. В этом разрезе обнажается толща перемежающихся песчаников, мелкогалечных конгломератов, грубозернистых песчаников серого и серовато-бурого цвета. В мелкогалечных конгломератах, пласты которых имеют 0,5—1,0 *м* мощности, комплекс фауны представлен *Divaricella ermenonvillensis* Orb., *Polymesoda convexa* Brong., *Tympanotonus margaritaceum* Brong., *Diastoma costellatum* Lamk. var., *Potamides plicatum* Brug., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. vascus* Joly et Leym., *Phimotaxis mansteldi* Cooke.

Более детальный разрез олигоценовых пород П. М. Асланяном записан на юго-восточном крыле Шорахбюрской антиклинали в 1,0—1,5 *км* от с. Шорахбюр, у подножия горы Кузей. Здесь обнажаются:

1. Песчаники крупнозернистые, серые, серовато-коричневые, коричневые. Иногда в них наблюдается шаровая отдельность. Пачка содержит *Divaricella ermanovillensis* d'Orb., *Polymesoda convexa* Brong., *Pseudoamussium corneum* Sow. (аналог зоны Pecten arcuatus)	5 *м*
2. Известняки коралловые, брекчиевидные, желтые	15 „
3. Песчаники крупнозернистые, серые, серовато-бурые. В верхней части с *Polymesoda covexa* Brong., *Cardium saribulachicum* Gabr., *Anomia tenuistriata* Lamk., *Megatylotus crassatina* Lamk.	50 „
4. Известняки брекчиевидные, желтые, с меньшим количеством окаменелостей: *Polymesoda convexa* Brong., *Meretrix armeniaca* Gabr., *Megatylotus crassatinus* Lamk.	10 „

Последние три пачки являются аналогами горизонта кеара-молла. Разрез олигоцена у горы Кеара-молла, расположенной между селениями Джрвеж и Шорахбюр, представляет следующую картину (снизу вверх):

1. Глины плотные, серые, серовато-коричневые при высыхании мелко- и крупнозернистые, содержат большое количество детритуса, а также *Polymesoda convexa* Brongn., *Pseudocorneum* Sow., *Gryphaea brongniarti* Bronn.	10 *м*
2. Известняки брекчиевидные, белые, серовато-белые	1,5 „
3. Глины песчанистые, серые при высыхании мелкокусковатые . . .	3 „
4. Песчаник мелкозернистый, серый	0,5 „
5. Чередующиеся серые глины и песчаники	20 „
6. Известняки песчанистые, коралловые, желто-белые, содержат *Crassatella subtumida* Bellardi, *Pectunculus (Axinaea) obovatum* Lam., *Pseudoamussium corneum* Sow., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Strombus radix* Brongn., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe, *Asterigerina bimamata* Gümb., *Valvulineria erevanensis* Sahakian, *V. karamolaensis* Sahakian	30 „

Из отложений горизонта кеара-молла Н. С. Бендукидзе указывает также на наличие следующих кораллов: *Favia (Isastraea) elegans* Reuss, *Phyllocoenia macrocanta* Abich., *Heliastraea boulana* Reuss, *H. lacusana* Reuss., *H. transiens* Felix., *H. defrancii* Edw. et Haime, *Latimaenadra discrepans* Reuss, *Rhabdophyllia stipta* d'Arch. и др.

Морские олигоценовые отложения обнажаются также в мульдовой части Шагапской синклинали, в районе с. Шагаплу:

1. Над отложениями верхней части верхнего эоцена согласно залегают чередующиеся слои рыхлых среднезернистых песчаников желтоватого цвета и жирных комковатых глин серого цвета . . . . . 15 *м*

2. Чередующиеся рыхлые, крупнозернистые песчаники желтоватого цвета с плотными, средне- и крупнозернистыми, известковистыми песчаниками серовато-голубоватого цвета. В отдельных слоях встречаются *N. intermedius, N. vascus* . . . . . 10 „

3. Песчаники средне- и крупнозернистые, плотные, серого и светло-серого цвета. Содержат фауну моллюсков . . . . . 15 „

Общий комплекс конхилиофауны, встречающейся в вышеописанных слоях, по данным А. А. Габриеляна (1964) и П. М. Асланяна (1960), представлен следующими видами: *Callista sokolovi* Slodk., *Natica hellicini* Brocc., *Variamussium fallax* Korob., *Nuculana perovalis* Koen., *Thyasira rollei* Mayer et Gümb., *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys biarritzensis* d'Arch. var., *Subtripartita* d'Arch., *Diastoma costellatum* Lam. var. *elongatum* Brongn.

Выше после некоторого перерыва обнажаются:

4. Мелкогалечный конгломерат. Гальки хорошей окатанности диаметром 0,5—2 *см*, состоят из обломков подстилающих пород. Цемент песчанистый, грубозернистый, плотный, серого цвета. Содержит в большом количестве фауну моллюсков . . . . . 1,5 „

5. Песчаник плотный, грубозернистый, серого цвета, местами содержит окатанные гальки размером 2—2,5 *мм*, а также фауну моллюсков . . . . 18 „

6. Чередующиеся слои мелкозернистых жирных глин серого цвета и среднезернистых плотных, местами сравнительно рыхлых песчаников желтоватого цвета . . . . . 65 „

7. Песчаник плотный, сильно трещиноватый, обогащенный туфовым материалом серого цвета с фауной моллюсков . . . . . 0,5 „

8. Глина мелкозернистая, жирная, комковатая, серого цвета . . . . 10 „

9. Песчаник, аналогичный слою (7) . . . . . 0,5 „

10. Чередующиеся жирные глины серого цвета, рыхлые, местами сравнительно плотные песчаники желтоватого цвета . . . . . 20 „

Вышеописанные слои 4—10 крупными фораминиферами не охарактеризованы. Но они содержат богатый комплекс моллюсков, который, по данным П. М. Асланяна (1960_2) и А. А. Габриеляна (1964), представлен следующими формами: *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix armeniaca* Gabr., *Ficusocorbula ficus* Sol., *Neritina fulminifera* Sandb., *Potamides plicatum* Brug., *Ampulina vulcani* Brongn., *Galeodes piruloides* Grat., *Cassis mamilaris* Fuchs, *Megatilotus crassatinus* Lam., *Pectunculus Phyllippii* Desh., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn.

Олигоценовый возраст остальной части разреза обосновывается широким развитием нуммулитов: *N. intermedius, N. vascus* и моллюсков, но расчленить его на основании этой фауны пока не представляется возможным. Поэтому в настоящее время в некоторой степени условно, в основном по фауне моллюсков, к нижнему олигоцену следует отнести слои 1—3, охарактеризованные комплексом, в составе которого наряду с характерными олигоценовыми видами присутствуют и верхнеэоценовые формы: *Callista sokolovi* Sladk, *Natica hellicini* Brongn., *Variamussium fallax* Korob., *Thyasira rollei* Mayer et Gümb., *Nucula perovalis* Koen., *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys biarritzensis* d'Arch. var. *subtripartita* d'Arch., *Diastoma costellatum* Lam. var. *elonganta* Brug., *N. intermedius, N. vascus.*

Известные в литературе горизонты *Variamussium fallax* Korob., *Pecten arcuatus* Brocc. нижнего олигоцена в описанном разрезе четко не выделяются, хотя на их присутствие указывается рядом исследователей. Остальная часть разреза, слои 4—10, в которых широко развиты олигоценовые формы: *Megatilotus crassatinus* Lam., *Meretrix armeniaca* Gabr., *Pectunculus Phillippii* Desh., *Tympanotonos margarita-*

ceum Brongn. и др. относятся к среднему олигоцену и соответствуют горизонту кеара-молла.

Другой характерный разрез олигоценовых отложений обнажается восточнее с. Биралу. Олигоценовые отложения здесь связаны постепенным переходом с нижележащими образованиями верхнего эоцена и трансгрессивно перекрываются более молодыми вулканогенными породами неогена.

Отмеченный разрез следующий:

1. Песчаник желтовато-табачного цвета. Содержит фауну моллюсков и нуммулитов: *N. intermedius* d'Arch., *N. vascus* Jol. et Leym., *N. incrassatus, N. bouillei.*
Из микрофораминифер встречаются не очень хорошей сохранности *Asterigerina bimamata* (Gümb.), *Rotalia fungiformis* Sahak., *R. lithothamnica* Uhlig., var. *schoragbjurensis* Sahak. . . . . 0,5 *м*
2. Песчаник известковистый, среднезернистый, плотный, желтовато-серого цвета с *Pecten arcuatus* Brocc., *N. intermedius, N. vascus, N. incrassatus, N. bouillei* . . . . . 2 „
3. Глина слабопесчанистая, жирная, сильно трещиноватая, светло-голубоватого, на свежем изломе темно-серого цвета. Содержит мелкие тонкостенные формы пелеципод, из которых, по определению Г. О. Сваджяна, встречается *Variamussium fallax* Korob. . . . . 4 „
4. Песчаник глинистый, мелко- и среднезернистый, рыхлый, серовато-желтоватого цвета . . . . . 3,5 „
5. Глина слабопесчанистая, мелкозернистая, серого цвета с остатками плохой сохранности конхилиофауны. Из представителей микрофауны встречаются: *Nonion praesoldanii* Sahak., *Lenticulina limbosa* Reuss, *Bulimina ovata* Orb., *Uvigerina Jaksonensis* Cusch., *Gyroidina soldanii* Orb., *Valvulineria erevanensis* Sahak., *Epistomina paleogenica* Mjatl. . . . . 5 „
6. Слои плотного известковистого, среднезернистого песчаника серого цвета . . . . . 5 „
7. Чередующиеся слои слабоглинистых и рыхлых, среднезернистых, серовато-желтоватых песчаников с очень мелкой конхилиофауной плохой сохранности и неопределимыми заохренными остатками нуммулитов. Из представителей микрофауны встречаются: *Miliolina akneriana* (Orb.), *Pyrgo* aff. *bulloides* (Orb.), *Bolivina microlancetiformis* Subb. . . . . 7 „
8. Глина песчанистая, мелкозернистая, сильно трещиноватая, серовато-желтоватого цвета. Содержит фауну пелеципод . . . . . 4,5 „
9. Песчаник рыхлый, крупнозернистый, желтовато-табачного цвета, с прослоями глинистых песчаников серовато-голубого цвета . . . . . 3 „
10. Песчаник средне- и крупнозернистый, желтоватого и серовато-желтоватого цвета . . . . . 9 „
11. Песчаник грубозернистый, рыхлый, серовато-зеленоватого цвета, с редкими хорошей окатанности гальками размером 0,5—3 *см*, состоящими из песчаников, известняков и вулканогенных пород. Содержит фауну моллюсков и нуммулитов. Из последних встречены *N. intermedius* d'Arch. (A), *N. incrassatus*, в переотложенном состоянии — *N. millecaput* A., *N. striatus* A. 1 „
12. Средне- и крупнозернистые, плотные песчаники серовато-зеленоватого цвета . . . . . 4 „
13. Чередование слоев средне- и крупнозернистых песчаников и известковистых, плотных песчаников серого цвета . . . . . 12 „
14. Глина песчанистая, жирная, комковатая, серого цвета . . . . . 6 „
15. Конгломерат рыхлый, желтовато-серого цвета. Гальки хорошей окатанности диаметром 1—2 *см* представлены в основном песчаниками и известняками. Встречаются также гальки вулканогенных пород. Цемент песчанистый, крупнозернистый, содержит фауну моллюсков, среди которых в большом количестве встречаются *Natica crassatina* Lam. и цирены . . . . . 1 „
16. Песчаник крупнозернистый, рыхлый, серовато-желтоватого цвета. Содержит фауну моллюсков (из которых часто встречаются *Cyrena*) и нуммулитов *N. intermedius* d'Arch. . . . . 10 „
17. Чередующиеся слои среднезернистых песчаников серовато-желтоватого цвета и плотных, среднезернистых песчаников серого цвета . . . . 14 „
18. Выше залегает мощная (более 500 *м*) толща вулканогенных пород, представленных санидиновыми трахитами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями.

Описанный разрез, как и предыдущий разрез Шагапской синклинали, представлен одной единой песчано-глинистой толщей. На осно-

вании встречающихся в ней нуммулитов можно установить олигоценовый возраст рассматриваемых отложений. При этом слои 1—10 мощностью 35—40 *м*, охарактеризованные комплексом *Pecten arcuatus* Brocc., *Variamussium fallax* Korob., *N. intermedius, N. vascus N. bouillei, N. incrassatus,* а также богатым видовым составом микрофауны: *Rotalia fungiformis* Sahak., *R. lithothamnica* Uhlig. var. *schoragbjurensis* Sahak., *Nonion praesoldanii* Sahak., *Lenticulina limbosa* Reuss., *Bulimina ovata* Orb., *Uvigerina Jaksonensis* Cusch., *Valvulineria erevanensis* Sahak. и др., по своему стратиграфическому положению и общей характеристике фауны должны относиться к нижнему олигоцену. Вышележащие слои 11—17 мощностью 50—60 *м*, в которых широко развит олигоценовый вид *Natica crassatina* Lamk и в большом количестве встречаются цирены, соответствуют горизонту кеара-молла среднего олигоцена. В этих отложениях редко встречаются также *N. intermedius, N. incrassatus.*

В пределах юго-восточных районов Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали морские отложения олигоцена обнажаются в мульдовой части Арпинского синклинория. Их восходящий разрез у северо-западной окраины с. Элпин является непосредственным продолжением верхнего эоцена и представлен в следующей последовательности.

1. Слой плотного, среднезернистого, слабоизвестковистого песчаника серого цвета с фауной моллюсков. По предварительным определениям Г. О. Сваджяна встречается *Pecten arcuatus* Brocc. Из представителей нуммулитов встречаются *N. incrassatus* de la Harpe (A), *N. vascus* J. et Leym. (A) 1,5 *м*
2. Чередующиеся слои мелкодисперсных глин серого цвета и крупнозернистых, слоистых, рыхлых песчаников желтовато-серого цвета. Песчаники содержат фауну нуммулитов *N. intermedius, N. vascus, N. bouillei, N. incrassatus* и весьма плохой сохранности конхилиофауну . . . . . 30 „
3. Ритмично чередующиеся слои песчанистых глин и тонких слоев среднезернистых, рыхлых песчаников коричнево-серого цвета. В отдельных слоях глин и песчаников встречаются обугленные остатки флоры . . . . . 15 „
4. Конгломерат. Цемент песчанистый, серовато-желтоватого цвета. Гальки хорошей окатанности диаметром 0,5—10 *см*, состоят в основном из обломков подстилающих вулканогенных пород. В цементе содержится фауна моллюсков и нуммулитов: *N. intermedius, N. vascus* . . . . . 10 „
5. Песчаник грубозернистый, рыхлый, слабоизвестковистый, с шарообразными выделениями зеленовато-серого цвета . . . . . 3 „
6. Глина мелкозернистая, кусковатая, серого цвета . . . . . 6 „
7. Песчаник серого цвета, среднезернистый, не очень плотный, слабоглинистый. В нем встречаются в большом количестве нуммулиты и редкие остатки конхилиофауны: *N. intermedius, N. vascus, N. incrassatus* . . . . 5 „
8. Известковистый, плотный, крупнозернистый песчаник желтовато-серого цвета с фауной моллюсков . . . . . 3 „
9. Конгломерат диаметром 0,5—6 *см* из хорошо окатанной гальки андезитов, известняков и песчаников, сцементированной крупнозернистыми песчанистым цементом серого цвета с конхилиофауной . . . . . 3 „
10. Песчаник известковистый, плотный, среднезернистый, серовато-желтоватого цвета . . . . . 2 „
11. Глина серого цвета, мелкокусковатая, слабопесчанистая с мелкими тонкостенными моллюсками . . . . . 12 „
12. Песчаник крупнозернистый, не очень плотный, желтовато-серого цвета с остатками обуглившихся стеблей . . . . . 3,5 „
13. Конгломерат мелкогалечный из хорошо окатанной гальки известняков, песчаников и вулканогенных пород с песчанистым крупнозернистым, плотным цементом серого цвета . . . . . 2 „
14. Чередующиеся слои крупнозернистых, рыхлых, местами плотных песчаников табачного цвета и мелкозернистых глин темно-серого цвета. Песчаники содержат довольно богатую фауну тонкостенных пелеципод . . . . . 15 „

Вышеописанный разрез изучался А. А. Габриеляном, Н. А. Саакян и А. Т. Вегуни. Встречающаяся фауна моллюсков монографически описана П. М. Асланяном, крупные фораминиферы изучены А. Е. Птухяном и С. М. Григорян. Низы этого разреза (слои 1—3) мощностью 40—50 *м* согласно залегают на фаунистически охарактеризованных слоях

верхнего эоцена и характеризуются олигоценовым комплексом нуммулитов: *N. intermedius, N. vascus, N. bouillei, N. incrassatus,* которые указывают на принадлежность вмещающих пород скорее всего к олигоцену. Фауна моллюсков, представленная в основном *Pecten arcuatus,* в пределах Армении встречается в нижней половине олигоценового разреза. Исходя из этого, можно предполагать, что рассматриваемые слои составляют основание олигоценового разреза и условно должны относиться к нижнему олигоцену. Вышележащие слои (4—14) мощностью 60—65 *м*, содержащие, по данным А. А. Габриеляна и П. М. Асланяна, *Cirena semistriata* Desh., *Meretrix armeniaca* Gab., *Cerithium charpenteri* Bast., *Conus indeterminata* Abich., *Conus mercatii* Brocc., *Cryptoconus filosus* Lamark., *Polymesoda convexa* Brongn., *Tympanotonus margaritaceum* Brongn., *Natica vapincana* Orb., относятся к среднему олигоцену.

Морские олигоценовые отложения дальше к востоку обнажаются в районе селений Ринд, Агавнадзор, Намазлу. В указанных местах, как установлено, осадочные породы олигоцена, обогащенные вулканогенным материалом, взаимными фациальными переходами связаны с вулканогенными образованиями. Так, например, к востоку от с. Ринд на глинистых песчаниках с фауной *Nummulites fabianii retiatus* Rev., *N. incrassatus* de la Harpe и *N. intermedius* d'Arch. залегает толща разнообразных по составу и размерам обломков туфобрекчий и туфоконгломератов мощностью 40 *м*, которая постепенно выше переходит в туфопесчаники и глины с фауной *N. intermedius* d'Arch. Последние, в свою очередь, выше постепенно, через свиту туфопесчаников и туфоконгломератов, переходят в плотные туфобрекчии с крупными угловатыми обломками андезита. Разрез этот венчается покровом массивных андезитов темно-серого и фиолетово-серого цвета мощностью свыше 100 *м*.

Такое соотношение пород наблюдается и к западу от с. Ринд на расстоянии 2 *км* от вышеописанного. Здесь в средней части толщи однообразных плотных туфобрекчий андезитов мощностью до 250 *м* обнажается пачка слоистых светло-серых песчаников мощностью 15 *м* с обильной фауной фораминифер: *Nummulites intermedius* d'Arch., *Caucasina schischkinkye* Samoilova, *Nonionella bykovae* Volosh., *Globigerina* sp., *Bolivina* sp., *Rotalia* sp., *Virgulina schreiberisiana* Czjzek. и др. (определения Л. А. Мещеряковой).

Пространственное прослеживание указанных вулканогенных и осадочных отложений показывает наличие классического примера фациального перехода осадочных отложений в вулканогенные, на что указывал еще К. Н. Паффенгольц. В низах толщи язык вулканогенных пород вклинивается в фаунистически охарактеризованные отложения нижнего олигоцена, а в верхах — в направлении с запада на восток наблюдается постепенное выклинивание осадочных пород и замещение их вулканогенными отложениями. Далее к западу от с. Ринд в толще вулканогенных пород наблюдается линза песчаников и глин мощностью до 15 *м* и протяженностью до 1 *км*.

Из вышеприведенного следует, что в районе с. Ринд мы имеем типичный пример взаимоперехода осадочных отложений олигоцена (в составе его нижней и средней частей) и типичных вулканогенных пород. Следовательно, возраст верхнетретичного вулканогенного комплекса в этой части Армянского нагорья в низах своих нижне-среднеолигоценовый.

Аналогичный пример взаимоперехода осадочных и вулканогенных отложений установлен также в районе с. Зовашен, в 20 *км* к северо-западу от с. Ринд.

На этом участке также на фаунистически охарактеризованных отложениях олигоцена (по-видимому, нижнего) залегает мощная до 130 *м* толща чередующихся обломочных и других пород в составе туфобрекчий, туфопесчаников, туфов, дацитов. В верхах толща эта переходит в слоистые серовато-бурые глины и полимиктовые мелкозернистые глинистые песчаники с богатой микрофауной, в том числе: *Girodina soldanii* Orb., *Anomalina mantaensis* Gall. et Morr., *Anomalina affinis* Hant., *Cibicides ungerianus* Orb., *Eponides umbonatus* (Reuss.), *Gaudrina* sp., *Nodosaria bacillum* Defr., *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerina corpulenta* Subb., *Bulimina sculptilis* Cush., *Uvigerina costellata* Mor., *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Virgulina schreiberisiana* Czjzek, *Lagena striata* (Walk. et Jac.), *Glandulina laevigata* Orb., *Siphonodosaria* sp., *Cristellaria laticostata* Tutk., *Vaginulina mexicana* Nutt., *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Acarinina centralis* (Cush. et Berm.), *Planulina costata* (Nant.), *Dentalina acuta* Orb., *Frondicularia budensis* (Hant.).

Случаи взаимоперехода вулканогенных пород в осадочные отложения олигоцена наблюдались в районе с. Карахач в 5 *км* к северо-западу от с. Зовашен и в районе с. Гетап.

Краткое перечисление неполных разрезов олигоценовых отложений показывает, что почти всюду они представлены песчано-глинистыми образованиями и имеют большое сходство с нижележащими породами верхнего эоцена. Отсутствие же следов тектонического и стратиграфического перерыва затрудняет их расчленение.

Граница между эоценом и олигоценом разными исследователями проводится по-разному. А. А. Габриеляном первоначально нижняя граница олигоцена проводилась в основании слоев с *Variamussium fallax* Korob., но на Северном Кавказе и в Западной Грузии последние включались в состав верхнего эоцена и граница олигоцена с эоценом проводилась в этих районах по поверхности слоев с *Var. fallax* Korob. Такое решение вопроса А. А. Габриеляном мотивировалось тем, что отложения с фауной *Var. fallax* Korob. содержат типично олигоценовые нуммулиты *Nummulites intermedius* и *N. vascus*, а также ряд форм конхилиофауны, характерной для низов олигоцена.

Позже А. Т. Асланяном и А. А. Асатряном было установлено присутствие *Var. fallax* Korob. как в олигоценовых, так и в заведомо верхнеэоценовых отложениях. Таким образом, теряется стратиграфическое значение *Var. fallax* Korob. для разграничения пород эоцена и олигоцена в юго-западной Армении.

А. Е. Птухян, основываясь на стратиграфическом распространении нуммулитов, границу верхнего эоцена и олигоцена проводит по подошве горизонта с *N. fabianii retiatus*. Он мотивирует это вымиранием большинства видов эоценовых представителей крупных фораминифер и появлением олигоценового вида *N. intermedius* на рубеже достоверного верхнего эоцена (дискоциклиновый горизонт или малишкинская свита) и переходных слоев (горизонт с *N. fabianii retiatusmus* — спитаксарская свита). Однако другие группы фауны, встречающейся в переходных слоях между верхним эоценом и олигоценом, носят верхнеэоценовый характер. В настоящей работе граница верхнего эоцена и олигоцена проведена по подошве слоев, где исчезают характерные верхнеэоценовые виды *N. fabianii, N. fabianii retiatus*.

Недавно в специальной литературе (И. А. Коробков и др.) появилось мнение о том, что необходимо верхнюю границу эоцена подвинуть еще выше и латторфский ярус нижнего олигоцена включить в состав верхнего эоцена. При таком подходе основная часть разреза олигоцена (слои с *Pecten arcuatus* Bronn.) войдут в состав верхнего эоцена.

К олигоцену в таком случае могут быть отнесены лишь породы горизонтов цереновых песчаников и кеара-молла.

К. Н. Паффенгольц отстаивает мнение о том, что как шорахбюрская свита, так и вышележащие горизонты с *Pecten arcuatus* и цереновых песчаников относятся к среднему эоцену. Он считает, что фауна, находящаяся в породах этой толщи, не характеризует верхний эоцен и тем более нижний и средний олигоцен.

По мнению этого исследователя, к верхнему эоцену относятся лишь породы вышележащей пестроцветной толщи и согласно перекрывающие их гипсоносно-соленосные и глинистые образования района г. Еревана. К олигоцену он относит породы вулканогенной толщи района с. Вохчаберд. Эта концепция мотивируется региональными сопоставлениями и хорошо известна в литературе.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена широко распространены и представлены двумя обособленными фациями: осадочной и вулканогенной.

Так как с начала неогена на территории Армянской ССР прекратилось морское осадконакопление, области распространения неогеновых отложений значительно отличаются от областей распространения палеогеновых (рис. 32).

Миоцен. Выходы миоцена обнажаются в пределах Предмалокавказской интрагеосинклинальной зоны, в районе горы Кякил (Ноемберянский район). Миоценовые отложения в пределах Присеванской зоны в виде небольших выходов обнажаются на южном склоне Ширакского хребта у с. Кети, у г. Раздан и с. Ахта. Далее они прослеживаются в бассейне оз. Севан (в основном по данным буровых скважин). Наибольшее развитие породы миоцена имеют в пределах Еревано-Ордубадской зоны у селений Бахчалар, Хербеклу и Севаберд (Каракала) на месте слияния рек Ахурян и Аракс. Наиболее крупный их выход наблюдается к востоку от г. Еревана в бассейне р. Шорахбюр, а также в среднем течении р. Раздан у курорта Арзни.

Миоценовые отложения Армении впервые изучались Г. Абихом (1873). После установления Советской власти в Армении вопросы геологии миоцена стали объектом изучения многих геологов, в особенности в связи с поисками нефти, газа, каменной соли и горючих сланцев.

Изучением миоценовых образований занимались К. Н. Паффенгольц (1959), В. В. Богачев (1940), А. А. Габриелян (1964), А. Т. Асланян (1958), Л. М. Радопуло (1949), Н. А. Саакян (1957), А. И. Месропян (1958), С. К. Арзуманян (1962_2) и др.

Геологоразведочными работами, сопровождавшимися бурением скважин, было установлено обширное распространение миоценовых отложений в пределах Араратской котловины, Канакерского, Егвардского и Октемберянского плато.

Изучение этих отложений показало, что они в литологическом отношении невыдержаны, одни фации пород часто сменяются другими, что затрудняет стратиграфическое расчленение этого мощного комплекса. Среди миоценовых отложений выделяются ацаванская (нижний миоцен) и джрвежская (средний миоцен) свиты, караганский и конкский горизонты (тортонский ярус), разданская свита (нижний — средний — верхний сармат), октемберянская свита (мэотический ярус) и др. Не исключена возможность, что часть пород ацаванской свиты накопилась еще в верхнем олигоцене, тем не менее эта свита описывается в разделе неогена, поскольку верхи свиты образовались, несомненно,

в неогене и, что более важно, в структурно-фациальном отношении ацаванская свита с породами неогена составляет единое целое.

Нижний миоцен (ацаванская свита). Естественные выходы пород этой свиты зафиксированы в бассейне р. Шорахбюр, на южном склоне Урцкого хребта у селений Армаш, Суренаван, Араздаян и Кярки, а также у г. Арарата. Буровыми скважинами наличие нижнемиоценовых

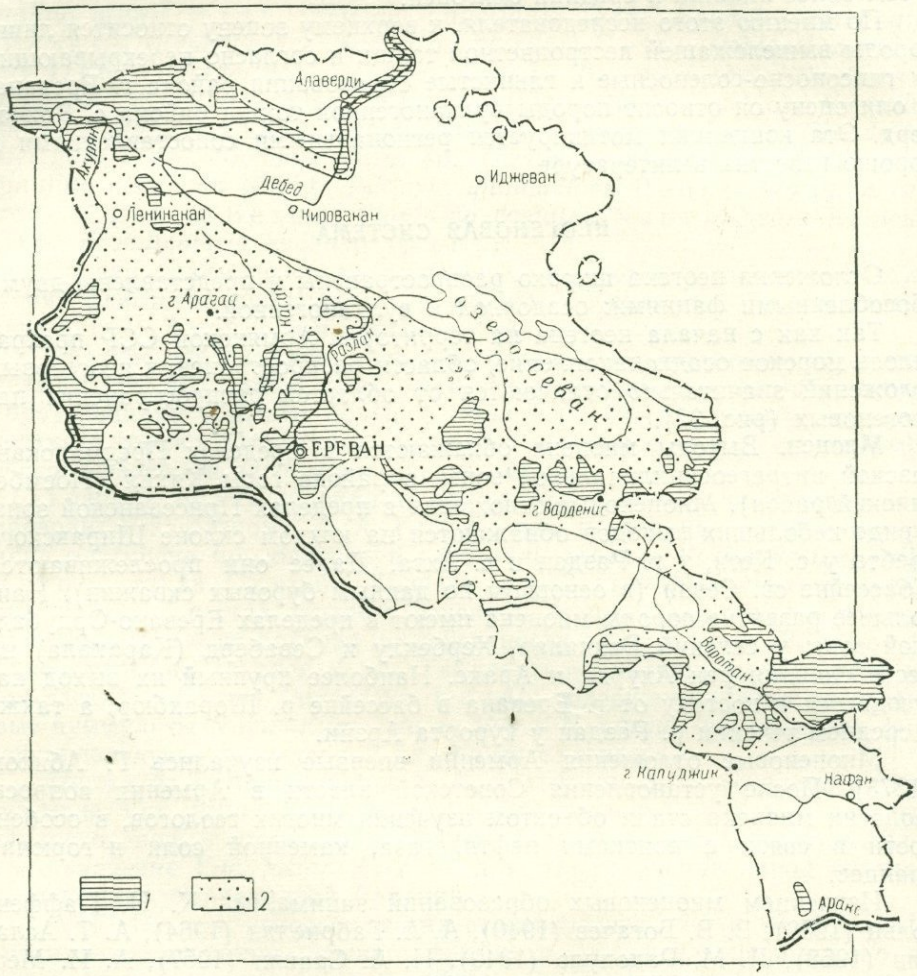


Рис. 32. Схема распространения неогеновых образований (составил А. Т. Вегуни)
1 — выходы на поверхность; *2* — области первичного развития

пород установлено на обширных площадях Октемберянского, Егвардского и Канакерского плато, покрытых плиоценовыми и четвертичными лавами и в пределах Араратской котловины от г. Эчмиадзина до с. Араздаян и Ереванского прогиба под плиоценовыми лавами и четвертичными озерными образованиями.

В Приереванском районе (Ереванский прогиб) пестроцветные отложения ацаванской свиты мощностью 600—700 *м* обнажаются у с. Ацаван и в бассейне р. Джрвеж. Они несогласно залегают на отложениях шорахбюрской свиты нижнего и среднего олигоцена. По литологическому составу ацаванская свита делится на две подсвиты: нижнеацаванскую и верхнеацаванскую.

В нижнеацаванской подсвите преобладают песчаники и конгломераты, в верхнеацаванской — глины и алевриты. Состав галечников и конгломератов разнообразен — встречаются обломки туфов, туфопесчаников, порфиритов, яшм, халцедона и реже интрузивных пород. Диаметр галек от 2 до 20 *см*. Мощность отдельных пачек рыхлых конгломератов и галечников колеблется в пределах от 3 до 15 *м*. Среди обломочных пород преобладают серый, зеленовато-серый, желтовато-серый и красно-бурый цвет, что и придает толще характерную пестроцветность.

Ниже приводится послойный разрез ацаванской свиты (снизу вверх) по данным буровой скважины 4-р Разданской площади.

1. Чередующиеся пестроцветные песчанистые глины и песчаники	24 *м*
2. Глина кирпично-красная	6 „
3. Песчаник с галькой	12 „
4. Глина кирпично-красная	3 „
5. Песчаник с галькой	13 „
6. Глина с галькой	2 „
7. Песчаник с галькой	20 „
8. Глина с галькой	20 „
9. Песчаник с галькой	13 „
10. Глина песчанистая с включением галек; внизу глина жирная	17 „
11. Глина кирпично-красная	5 „
12. Глина сильно песчанистая, местами переходит в рыхлый песчаник	30 „
13. Песчаник плотный с галькой	4 „
14. Глина кирпично-красная	2 „
15. Песчаник с галькой и тонкими прослойками глин	13 „
16. Песок глинистый с прослойками глин. Встречаются гальки	28 „
17. Песчаник с галькой	3 „
18. Глина кирпично-красная, книзу переходит в песчанистую с включением галек	5 „
19. Песчаник с галькой	19 „
20. Глина кирпично-красная	1 „
21. Кирпично-красные и серые песчаники, чередующиеся с кирпично-красной глиной. Встречаются гальки в виде включений	24 „
22. Глина красная	3,5 „
23. Песчаник серый, местами кирпично-красный с галькой	6,5 „
24. Глина кирпично-красная	4 „
25. Песчаник серый с галькой	5 „
26. Глина кирпично-красная	6 „
27. Глина сильно песчанистая с галькой	8 „
28. Глина красная	2 „
29. Глина сильно песчанистая с галькой	6 „
30. Глина кирпично-красная с редкими включениями галек	20 „
31. Песчаник с включением галек	3 „
32. Глина кирпично-красная с включением галек	12 „
33. Песчаник серый с включением галек	2 „
34. Глина кирпично-красная, местами песчанистая с редкими включениями галек	12 „
35. Глина кирпично-красная с прослойками серого песчаника мощностью 2—3 *м*	27 „
36. Чередующиеся серые и красные песчанистые глины с включением гипса	20 „
37. Глина гипсовая, красная	3 „
38. Чередующиеся серые и красные глины с прослойками гипса и ангидрита	13 „

Общая мощность свиты 430 *м*, угол падения пород 6—10°.

Как видно из приведенного послойного разреза, ацаванская пестроцветная свита состоит в основном из пластов глин красного цвета, мощность которых достигает 15—20 *м*. Кроме того, попадаются отдельные прослойки серых и зеленых глин, которые чередуются довольно мощными прослойками песчаника, характерными для ацаванской свиты. Как в глинах, так и в песчаниках попадаются гальки кварцита, яшмы, халцедона, а также интрузивных и эффузивных пород. Значительная часть галек заключена в грубо-, крупно- и среднезернистых песчаниках,

в свою очередь образующих самостоятельные пласты, мощность которых достигает 20—25 *м*.

На основании вышеприведенных данных с учетом материалов электрокаротажных работ, эта свита делится на три пачки: нижнюю — грубообломочную, среднюю — мелкообломочную и верхнюю — среднеобломочную.

I. Грубообломочная пачка (слой 1—18) представлена слоями песчаников и глин с включениями галек, размер которых достигает 6—8 *см* . . . . 227 *м*
II. Мелкообломочная пачка (слои 19—31) сложена кирпично-красными глинами с прослойками песчаника. Встречаются гальки размером 1—6 *см* . . 114 „
III. Среднеобломочная пачка (слои 32—38) состоит из глин серых и бурых с тонкими прослойками песчаника. Встречаются скопления гипса и ангидрита в виде тонких прослоек и включений . . . . . 90 „

Следует отметить, что кажущиеся сопротивления грубообломочной пачки колеблются от 2 до 10 *ом*, мелкообломочной — среднеобломочной — от 1 до 4 *ом*, достигая лишь местами 5 *ом*.

Условно нижняя пачка относится к нижнеацаванской подсвите, а верхние две пачки — к верхнеацаванской.

На южном склоне Урцкого хребта ацаванская свита резко несогласно перекрывает различные горизонты подстилающих отложений от среднего эоцена до среднего палеозоя. Здесь низы ацаванской свиты видимой мощностью в 30—40 *м* представлены чередующимися песчаниками, почти бескарбонатными, комковатыми, красно-бурыми глинами, желтовато-серыми и желтовато-бурыми песчаниками с отдельными прослойками мелкогалечных конгломератов.

Выше описанные отложения постепенно переходят в чередующиеся песчанистые глины, песчаники и известняки бурого, коричневого и серого цвета общей мощностью 500 *м*. Характерный разрез этого отрезка ацаванской свиты обнажается у с. Садарак (Нахичеванская АССР). Нижняя, песчано-глинистая пачка пород условно относится к нижнеацаванской подсвите, верхняя, глинисто-песчаная — к верхнеацаванской.

На Октемберянском плато отложения этого возраста встречены в опорной скважине на глубине 2070—2730 *м* и представлены красноцветными обломочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами, которые по минералогическому составу и другим литофациальным особенностям обнаруживают полное сходство с отложениями ацаванской свиты Ереванского прогиба.

Ниже приводится послойный разрез пестроцветной ацаванской свиты, вскрытой октемберянской опорной скважиной (снизу вверх):

1. Глина бурая, перемятая . . . . . 3 *м*
2. Песчаник зеленоватый, мелкозернистый, местами среднезернистый, с прослойками конгломератов до 10 *см* мощности . . . . . 7 „
3. Песчаник бурый с включениями зеленоватых галек, размером до 2 *см* 5 „
4. Чередующиеся серые и бурые глины и песчаники . . . . . 25 „
5. Глина серая, песчанистая, бесструктурная, местами жирная . . . 13 „
6. Глина бурая, песчанистая, местами жирная, с включениями галек, магматических и осадочных пород . . . . . 9 „
7. Чередующиеся серые плотные, крепкие, местами рыхлые мелкозернистые алевролиты, песчаники и глины мощностью до 10—15 *см* . . . . 6 „
8. Глина бурая, жирная, местами песчанистая с прослойками алевролитов мощностью до 5 *см* . . . . . 37 „
9. Песчаник серый, среднезернистый, с прослойкой конгломерата мощностью 5 *см* . . . . . 0,5 „
10. Глина серая, жирная, местами песчанистая . . . . . 2,5 „
11. Глина зеленоватая с включением мелких галек кварцита . . . . 1 „
12. Глина бурая, жирная, местами песчанистая . . . . . 3,5 „
13. Гальки выветрелых магматических пород . . . . . 0,2 „

14. Чередующиеся серые и бурые глины и песчаники . . . . . 16 *м*
15. Песчаник серый, мелкозернистый, местами среднезернистый с прослойками серой и бурой глины мощностью до 30 *см* . . . . . 14 „
16. Глина серая, песчанистая с прослойками серого песчаника и бурой глины, мощность которых колеблется в пределах 10—14 *см* . . . . . 45 „
17. Песчаник серо-бурый с прослойками глины . . . . . 13 „
18. Глина серая, песчанистая, местами жирная с прослойками серого песчаника и бурой глины мощностью 10—20 *см* . . . . . 20 „
19. Песчаник серо-бурый с прослойками глин серого и бурого цвета мощностью до 80 *см* . . . . . 12 „
20. Глина бурая, плотная, жирная, местами слегка песчанистая . . . 34 „
21. Глина бурая, песчанистая, местами жирная с тонкими прослойками серой глины и песчаника, мощность которых не превышает 5—6 *см* . . . 23 „
22. Песчаник серый, среднезернистый с включениями окатанных обломков магматических и осадочных пород размером от 0,5 до 3—4 *см* . . . . 6 „
23. Глина бурая, жирная, местами песчанистая . . . . . 14 „
24. Песчаник серый, грубозернистый с включениями галек . . . . . 8 „
25. Глина темно-красная, плотная, песчанистая, местами жирная; в середине встречена прослойка песчаника с включением галек размером 3 *см* . . 7 „
26. Глина темно-красная, жирная, местами песчанистая с прослойками зеленоватой глины мощностью 6—7 *см* . . . . . 23 „
27. Песчаник серый, средне-, крупнозернистый с включением галек размером до 2—7 *см* . . . . . 8 „
28. Глина темно-красная, песчанистая, местами жирная . . . . . 12 „
29. Песчаник серый, иногда темно-красный, среднезернистый, местами грубозернистый, с включением галек магматических и осадочных пород размером от 0,5 до 5—6 *см* . . . . . 12 „
30. Глина темно-красная, жирная, местами песчанистая с прослойками песчаника мощностью 0,7 *м* . . . . . 21 „
31. Песчаник серый, среднезернистый с включением галек размером 3—4 *см* . . . . . 4 „
32. Глина темно-красная, песчанистая . . . . . 6 „
33. Песчаник серый, среднезернистый, местами темно-красный с включением галек. В нижней части встречаются прослойки темно-красного и серого песчаника мощностью 0,5—1 *м* . . . . . 27 „
34. Глина темно-красная, песчанистая, местами жирная с тонкими прослойками темно-красного песчаника мощностью 5—10 *см* . . . . . 4 „
35. Песчаник серый, в основном рыхлый, с включением галек . . . . 5 „
36. Глина песчанистая, темно-красная, местами переходящая в песчаник 3 „
37. Песчаник темно-красный, мелкозернистый . . . . . 12 „
38. Бурые глины, чередующиеся с серыми песчаниками мощностью до 4—5 *см* . . . . . 35 „
39. Песчаник серый с зеленоватым оттенком с прослойками микроконгломератов мощностью до 10 *см*. Встречаются плохо окатанные гальки размером 4—5 *см* . . . . . 16 „

В соответствии с приведенным разрезом в пестроцветной свите выделяются следующие пачки.

Первая (слои 1—15) состоит из серых и бурых песчаников и глин с включением галек магматических и осадочных пород. Пачка четко фиксируется и на каротажной диаграмме кривая сопротивлений зигзагообразна, сопротивление колеблется от 1,5 до 10 *ом*. При этом пониженному сопротивлению соответствуют глины, а повышенному — песчаники с галькой. Мощность пачки 128 *м*.

Вторая пачка (слои 16—22) состоит из серых и бурых глин с тонкими прослойками песчаников. На каротажной диаграмме кривая сопротивления этой пачки плавная, лишь местами встречаются пики, которые соответствуют песчаным прослойкам; плавные участки, с незначительным сопротивлением (1—2 *ом*), соответствуют глинам. Мощность пачки 160 *м*.

Третья пачка (слои 23—40) состоит из серых и бурых глин и песчаников с включением галек и микроконгломератов, состоящих из магматических и метаморфических пород (яшмы, кварциты и др.). Кривая сопротивления этой пачки зигзагообразная и колеблется от 1 до 10—15 *ом*; пониженному сопротивлению соответствует глина, а

повышенному — песчаники с галькой и микроконгломератом. Мощность пачки 250 *м*.

Согласно данным каротажной диаграммы и керну, ацаванская свита залегает трансгрессивно над подстилающими породами, которые представлены серыми средне- и грубозернистыми песчаниками, сходными по цвету, характеру зерен, содержанию остатков растительности и минералогическому составу с песчаниками шорахбюрской свиты нижнего и среднего олигоцена Приереванского района.

А. А. Габриелян (1964) определяет возраст ацаванской свиты как верхнеолигоценовый — нижнемиоценовый. А. Т. Асланян (1958) относит ее к нижнему миоцену. Оба предположения основаны на стратиграфическом положении свиты и других геологических наблюдениях. Как было указано выше, в ряде пунктов ацаванская свита несогласно перекрывает отложения нижнего и среднего олигоцена и согласно перекрывается джрвежской свитой гипсо-соленосных глин, предположительно среднемиоценового возраста. Кроме того, Н. А. Саакян указывает в них мелкие глобигерины *Globigerina, Globigerinella, Rotalia beccarii L., Discorbis* aff. *tschokrakensis,* а также остракоды и гастроподы типа *Hydrobia.*

В Нахичеванской мульде аналог ацаванской свиты — продуктивная свита — перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями тархана — чокрака, что дало основание Ш. А. Азизбекову (1961) отнести ее к верхнему олигоцену — нижнему миоцену.

Условно к верхнему олигоцену и нижнему миоцену относится выделенная впервые П. Л. Епремяном свита красноцветных пород континентального происхождения, развитая в районе с. Мазра Сисианского района, представленная рыхлыми конгломератами, бесструктурными, комковатыми, песчанистыми, местами слабо гипсоносными жирными и пластичными глинами красного и фиолетового цвета и песчаниками мощностью в несколько десятков метров.

Для определения возраста указанных красноцветных пород прямых геологических данных не имеется. По стратиграфическому положению и условиям образования они соответствуют пестроцветным породам ацаванской свиты Ереванского и Нахичеванского прогибов.

Средний миоцен. К этому возрасту относятся гипсо-соленосные глины джрвежской свиты Ереванского прогиба, а также аналогичные породы, обнаруженные многочисленными буровыми скважинами в бассейне среднего и нижнего течения р. Раздан, Араратской котловине и на Октемберянском плато. Среднемиоценовые отложения в составе караганского и конкского горизонтов тортонского яруса фрагментарно установлены в Ноемберянском, Разданском и Октемберянском (в буровых скважинах) районах.

В Приереванском районе отложения джрвежской свиты в естественных обнажениях известны лишь в ущелье р. Джрвеж, где они представлены гипсоносными глинами и песчаниками с прослоями и линзами гипса мощностью до 10 *м*. Общая мощность свиты составляет 300 *м*. В Джрвежском ущелье над ацаванской свитой непосредственно залегают гипсоносные породы, т. е. здесь отсутствуют соленосные отложения основания толщи. Это обстоятельство обусловлено не трансгрессивным залеганием гипсоносных отложений на ацаванской свите, а фациальным замещением соли гипсоносными породами.

Надо отметить, что скопления каменной соли в пределах описываемого района были впервые обнаружены в 1949 г. в одной из буровых скважин на глубине 260 *м*. В настоящее время соленосная свита вскрыта более чем 150 скважинами. Верхняя пачка ацаванской свиты повсеместно постепенно переходит в соленосные образования, пред-

ставленные мощными пачками каменной соли с тонкими прослойками глин, песчанистых глин и ангидрита. Полный разрез соленосной свиты установлен скважинами, расположенными южнее и юго-западнее Еревана по линии, протягивающейся с юго-востока на северо-запад. Мощность соленосной толщи в скважинах неодинакова и колеблется от 300 до 880 *м*. Такое резкое колебание мощности соленосной толщи объясняется текучестью каменной соли, определяющей особенности тектонического строения рассматриваемого района.

Осложненность описываемого района соляной тектоникой сильно затрудняет составление характерного послойного разреза. Однако южнее г. Еревана, где соляная тектоника отсутствует, разрез джрвежской гипсо-соленосной свиты по данным скважины устанавливается в следующем виде:

1. Глина черно-бурая, песчанистая с редкими прослойками песчаников того же цвета	41 *м*
2. Соль, чередующаяся с черно-бурой глиной; мощность прослоек соли достигает 0,5 *м*, а глин 0,2 *м*	5,7 „
3. Чистая каменная соль	6,6 „
4. Соль, чередующаяся с глиной; мощность прослоек соли колеблется в пределах 10—40 *см*, а глины 12—60 *см*	31,5 „
5. Каменная соль	14 „
6. Глина темно-серая и бурая с включениями каменной соли	2,5 „
7. Каменная соль	9 „
8. Каменная соль с прослойками соленосных глин мощностью 0,5 *м*	53 „
9. Глина бурая, соленосная	13 „
10. Каменная соль с тонкими прослойками соленосных и гипсоносных глин, мощность которых достигает 0,5 *м*	157 „
11. Глина серая, внизу бурая с включением гипса	2,8 „
12. Песчаник серый, местами глинистый с включением гипса	3 „
13. Глина перемятая, местами песчанистая с включением гипса	32 „
14. Глина перемятая, гипсоносная с прослойками гипса и мергелей	64 „

Общая мощность гипсо-соленосных отложений в разрезе этой скважины достигает 393 *м*, из них соленосные образования составляют 293 *м*.

Буровыми скважинами были вскрыты межпластовые интрузивные тела, внедрившиеся в джрвежскую гипсо-соленосную свиту.

В Октемберянском районе аналоги джрвежской свиты обнаружены в опорной скважине на глубине 2130—2000 *м*.

Послойный разрез пород, по данным указанной скважины, следующий (снизу вверх)

1. Глина серая с зеленоватым оттенком, жирная, местами песчанистая	10 *м*
2. Темно-серые глины, чередующиеся с зеленоватым песчаником	22 „
3. Песчаник серый с зеленоватым оттенком, плотный, крепкий, среднезернистый, в нижней части местами глинистый, в верхней части с тонкими прослойками глин	45 „
4. Глина темно-серая, жирная, плотная, местами песчанистая	6 „
5. Песчаник серый, мелкозернистый, с тонкими прослойками темно-серой глины. Встречаются мелкие формы фауны и рыбья чешуя	4 „
6. Чередующиеся серые глины и песчаники с обуглившимися остатками растений	23 „
7. Песчаник серый, среднезернистый с прослойками темно-серой глины. Встречаются обуглившиеся остатки растений и рыбья чешуя	10 „
8. Глина зеленоватая, песчанистая с частыми прослойками серого песчаника и коричневой глины мощностью 10—20 *см*. Встречается рыбья чешуя	5 „
9. Песчаник серый	2 „

Характер перехода ацаванской пестроцветной свиты к джрвежской здесь не установлен. Предполагается наличие между ними постепенного перехода.

В гипсо-соленосных породах джрвежской свиты остатков фауны и флоры не обнаружено. Возраст ее определяется на основании стратиграфического положения. Как указывалось ранее, джрвежская свита

залегает согласно на ацаванской свите пестроцветных пород нижнемиоценового возраста и покрывается фаунистически охарактеризованными отложениями сармата.

В составе спорово-пыльцевого комплекса, встреченного в отложениях гипсо-соленосной свиты, по Я. Б. Лейе, доминирующую роль играет пыльца сосновых (пихта, ель, сосна, кедр и др.). Среди богато представленных листопадных и сережкоцветных древесных пород преобладают: *Iuglans, Carya, Platicaria, Pterocaria, Alnus, Salix, Carpinus, Fagus, Quercus, Ulmus* и др. По заключению Я. Б. Лейе, спорово-пыльцевой комплекс джрвежской свиты в общем сходен со спорово-пыльцевым комплексом среднего миоцена (караган—чокрак) Предкавказья.

Буровыми скважинами были вскрыты межпластовые интрузивные тела, внедрившиеся в джрвежскую гипсо-соленосную свиту, которые являются литологическими аналогами основных эффузивов, широко распространенных в районе. Время внедрения межпластовых интрузивных тел относится к плиоцену—постплиоцену.

Тортонский ярус представлен в Армении караганским и конкским горизонтами, причем породы каждого из них имеют свои обособленные области распространения.

Караганские отложения известны лишь в Ноемберянском районе (Предмалокавказская тектоническая зона), на вершине горы Кякил, в виде небольшого уцелевшего от размыва останца. Они трансгрессивно залегают на эродированной поверхности верхнемеловых отложений и представлены известняками, ракушечниками, известковистыми песчаниками и базальным конгломератом в основании с фауной *Spaniodontella.*

Конкские отложения приурочены к двум тектоническим зонам — Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской и пользуются сравнительно бо́льшим распространением. В пределах первой зоны они обнажаются у г. Раздана по левобережью р. Раздан. Здесь в виде небольших изолированных останцов встречаются пачки маломощных терригенных и карбонатных пород, ингрессивно залегающих на интенсивно дислоцированных известняках сенона и метаморфических сланцах эопалеозоя. Сводный восходящий разрез этих отложений, по данным А. А. Габриеляна (1964) и А. Е. Назаряна (1964_2), следующий:

1. Конгломераты и гравелиты рыхлые с многочисленными плохо окатанными гальками из обломков подстилающих пород	3 *м*
2. Глины серые, комковатые	15 „
3. Известняки-ракушечники желтовато-серые с включением обломков сенонских известняков и метаморфических сланцев	3 „
4. Известковистые мергели	15 „
5. Песчаники и гравелиты рыхлые	5 „

В настоящее время возраст свиты определяется довольно точно. Новые сборы фауны А. А. Габриеляна, определенной Н. М. Жгенти, не оставляют сомнения в принадлежности пород к среднемиоценовому, точнее конкскому возрасту. Такого же мнения придерживаются Л. Ш. Давиташвили и О. И. Джанелидзе.

К. М. Султановым из этой толщи определены *Modiola buglovensis* Gat., *M.* cf. *kolesnikovi* Liw., *Bagnea ustjurtensis* (Eichw.), *B.* aff. *ujratanica* Andrus., *B. bolgarica* Toula. и др. И. Я. Яцко указывается также на наличие *Gongeria sandbergeri* Andrus., *Modiola volhynica* Eichw., *Pholas* sp. *(Kubanicum* Zhizh.?), *Baccinum* (Nassa) *nodosocostatum* Hilb., *Cerithium nodosoplicatum* Hörn.

По заключению указанных исследователей, комплекс фауны дает основание отнести отложения Разданского района к конкскому горизонту тортонского яруса.

В пределах Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны конкские отложения обнаружены лишь в буровых скважинах. К северо-востоку от с. Хербеклу на крайнем юго-западе Октемберянского плато в буровой скважине под глинами предполагаемого нижнего сармата на глубине 840—860 *м* обнаружены глины с прослоями песчаников, которые, по определению П. М. Асланяна, содержат конхилиофауну конкского горизонта.

Сарматский ярус. Среди неогеновых осадочных пород наиболее развиты отложения сармата, приуроченные к Севано-Акеринской и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальным зонам.

В пределах первой из них сарматские отложения известны в Ленинаканской и Севанской котловинах. В Ленинаканской котловине они вскрыты ахурянской буровой скважиной в интервале 1240—1330 *м* и представлены серыми, темно-серыми, сланцеватыми глинами с характерной микрофауной сармата. В Севанской котловине они обнажаются у с. Арцвакар и представлены зеленовато-серыми с желтоватым оттенком, жирными, слегка гипсоносными глинами с включением линз плотных желтовато-белых, мшанковых известняков и известняков-ракушечников. Наиболее полный разрез миоценовых образований вскрыт арцвакарской скважиной (снизу вверх):

1. Песчаник глинистый, сильно известковистый, с тонкими прослойками и прожилками глины и каменной соли	6,6 *м*
2. Глина песчанистая, иногда жирная, зеленовато-серая, известковистая с тонкими прослойками глин	96,5 „
3. Глина песчанистая, светло-зеленая, сильно известковистая, трещиноватая	2,8 „
4. Глина песчанистая, зеленовато-серая с остатками фауны *Limnocythere*	10,8 „
5. Глина песчанистая, местами жирная, сильно известковистая, зеленая, иногда буроватая	3,8 „
6. Песчаник глинистый, зеленовато-серый, известковистый	18 „
7. Глина песчанистая, серая, известковистая с мелкими прослойками зеленовато-серой глины	9,9 „
8. Песчаник глинистый, серый, известковистый	10 „
9. Глина зеленовато-серая с остатками фауны	25,6 „
10. Глина песчанистая, иногда жирная, известковистая, серая, иногда зеленая, жирная	112 „
11. Песчаник глинистый, светло-зеленый с остатками фауны *Limnocythere alveolata* Suz. (верхний сармат)	6,6 „
12. Глина песчанистая, серая, иногда светло-зеленая, известковистая	248 „
13. Глина серая, жирная, известковистая	22,3 „
14. Глина песчанистая, иногда жирная, известковистая	15,1 „
15. Песчаник глинистый, светло-серый, местами зеленоватый, иногда трещиноватый	10,2 „
16. Глина песчанистая, иногда жирная, светло-серая, известковистая с остатками фауны *Candonella Schubinae* Mandelstam, *Candonella paraclla* Mül.	7,8 „
17. Глина известковистая, зеленовато-серая с фауной *Cyprideis sarmatica*	10,7 „
18. Глина светло-серая, вверху светло-зеленая, слегка песчанистая	17,2 „
19. Глина песчанистая, серая с остатками фауны	1,8 „
20. Песчаник глинистый, светло-зеленый, известковистый	11,6 „
21. Глина песчанистая, серая, известковистая	25,8 „

Фауна из пород района с. Арцвакар состоит из мелких плоских раковин пресноводных гастропод: *Hydrobia, Bythinia, Valvata* и др. По данным Е. Е. Милановского (1953), согласно определению Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, мшанки этой свиты, безусловно, принадлежат к группе *Membranipora* и скорее всего относятся к *Nitscheina kischenevensis* sp. nov.

К югу от с. Арцвакар, над мшанковыми известняками залегают серые песчанистые глины с видимой мощностью 70—80 *м*. В глинах, реже известняках-ракушечниках, встречаются остатки остракод, среди

которых С. А. Бубикян определены: *Cyprideis sarmatica* (Z a l), *Candonella schubinae* M a n d., *Lymnocythere suzini* B u b.

Еревано-Ордубадская зона является областью максимального распространения сарматских отложений, которые широкой полосой мощностью 600—700 *м* выходят из-под лав Октемберянского и Канакерского плато и прослеживаются до Ереванского прогиба, где впервые был изучен их естественный выход.

В Ереванском прогибе сарматские отложения, названные здесь разданской свитой, в основном обнажаются в ущелье р. Раздан. Их выходы были известны лишь в районе курорта Арзни и севернее Канакера, у Егвардского моста. Кроме того, образования разданской свиты были вскрыты многими скважинами в Эчмиадзинском, Абовянском и Разданском районах.

Ниже приводится послойный разрез разданской свиты по данным егвардской скважины (снизу вверх):

1. Песчаник глинистый, серый	2 *м*
2. Глина темно-серая, сланцеватая	24 „
3. Горючий сланец	2 „
4. Глина темно-серая, сланцеватая	40 „
5. Песчаник	3 „
6. Глина песчанистая	12 „
7. Песчаник	6 „
8. Глина песчанистая	20 „
9. Глина	9 „
10. Глина песчанистая	5 „
11. Глина	19 „
12. Глина песчанистая	10 „
13. Глина серая	15 „
14. Глина серая, песчанистая	10 „
15. Глина	10 „
16. Песчаник	2 „
17. Глина серая	13 „

Общая мощность свиты 202 *м*. В низах этой свиты обнаружена прослойка известняка, содержащая *Mactra caspia* E i c h w. (определение Л. М. Радопуло).

Породы приведенного разреза представлены главным образом глинами, глинистыми сланцами, песчаниками, песчанистыми глинами и горючими сланцами. Глины преобладают в нижней части свиты, в основном виде тонкополосчатых сланцевых и комковатых жирных разностей. Тонкая полосчатость в большинстве случаев равномерная, мощность отдельных прослоек колеблется от 0,5 до 3 *мм*. Поверхность напластования глин ровная, гладкая, иногда чешуйчатая и раковистая. Песчаники разданской свиты серые, с зеленоватым оттенком, равномернозернистые, часто переслаиваются глинистыми прослойками. Переход от песчаников к глинам постепенный, поэтому имеются разновидности песчанистых глин и глинистых песчаников. Все вышеописанные породы карбонатные и вскипают от соляной кислоты. Очень редко встречаются известняки и мергели незначительной мощности, лишь местами достигающей 10—20 *см*. Алевролиты в составе свиты широко распространены и являются переходными разновидностями от глин к тонкозернистым песчаникам.

На основании приведенных признаков разрезы разных участков района хорошо сопоставляются.

По характеру пород разданская свита делится на две пачки: нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка мощностью 20—100 *м* в основном состоит из сланцеватых глин с прослойками песчаника и горючих сланцев. Верхняя пачка мощностью 15—100 *м* сложена песчанистыми глинами и песчаниками. Указанные пачки отличаются друг от друга фау-

ной. В верхней пачке (Арзнинский разрез) обнаружены *Anodonta arzniana* Bog., а в нижней пачке (Арамусский разрез) содержатся отпечатки рыб *Clupea lanceolata* H. V. Myr.

Остатки рыб были найдены и в 1931 г. у канала Канакерской ГЭС и определены В. В. Богачевым как *Clupea lanceolata* H. V. Myr., *Clupea ventricosa* H. V. Myr.

В породах разданской свиты Н. А. Саакян определены: *Meliolidae, Nanion subgranosus* (Egger), *Rotalia beccarii, Cyprideis sarmatica* (Zal), *Cyprideis torosa — torosa* (Janes). *Candonella Schubinae* Mandelstam, *Almaena hrozdonica* Sahak. и другие формы микрофауны.

Как отмечает Ш. А. Азизбеков (1961), аналогичные формы микрофауны определены и в породах, слагающих Нахичеванскую мульду, возраст которых считается нижне-среднесарматским. По аналогии с Нахичеванской мульдой, целесообразно образования разданской свиты отнести к нижнему и среднему сармату. При этом нижнюю пачку с остатками рыб условно отнести к нижнему сармату и назвать нижнеразданской подсвитой, а пачку с анодонтовой фауной — к среднему сармату и назвать верхнеразданской подсвитой. Отнесение этих подсвит к нижнему и среднему сармату подтверждается еще тем, что как в Приереванском районе, так и в Нахичеванской АССР они перекрываются мактровыми слоями верхнего сармата.

Верхнесарматские отложения в ущелье р. Раздан обнажаются между с. Птхни и курортом Арзни. Кроме того, выходы верхнесарматских образований имеются между сс. Дзорахбюр и Мангюс.

В этих отложениях В. В. Богачевым, А. А. Габриеляном и Л. М. Радопуло обнаружены и определены *Mactra bulgarica* Toula, *Mactra ketranica* Rad., *Mactra caspia* Eichw., *Mactra nalivkini* Koles. и др., характеризующие верхнесарматский возраст пород. В Приереванском районе образования этого возраста были вскрыты многочисленными скважинами.

Наиболее характерными являются скважины эларской и егвардской площадей. В разрезах этих скважин верхнесарматские отложения залегают над верхнеразданской подсвитой (анадонтовый горизонт), а уже в скв. 2-р они залегают трансгрессивно над нижнеразданской подсвитой (рыбный горизонт).

Ниже приводится разрез мактрового горизонта, вскрытого скв. 106 Эларской площади (снизу вверх):

1.	Песчаник мелкозернистый	1 *м*
2.	Глина темно-серая	5 „
3.	Песчаник известковистый мелкозернистый	2 „
4.	Глина серая	20 „
5.	Песчаник рыхлый	4 „
6.	Глина жирная	11 „
7.	Песчаник известковистый с прослойками глин	12 „
8.	Глина серая, жирная	24 „
9.	Песчаник известковистый	3 „
10.	Глина серая, жирная, известковистая	18 „
11.	Песчаник мелкозернистый	2 „
12.	Глина известковистая	91 „
13.	Обломки известняка с фауной	2 „
14.	Глина жирная	7 „
15.	Песчаник мелкозернистый	10 „
16.	Глина известковистая	31 „
17.	Песчаник известковистый, мелкозернистый	3 „
18.	Глина жирная	13 „
19.	Конгломерат, состоящий из глин и известняков	4 „
20.	Глина	13 „
21.	Песчаник мелкозернистый, известковистый	7 „
22.	Глина	21 „

23. Песчаник мелкозернистый, известковистый . . . . . 5 *м*
24. Глина известковистая . . . . . 11 „
25. Конгломерат, состоящий из окатанных обломков магматических пород (диаметр 0,5—1 *см*) . . . . . 2 „
26. Глина известковистая . . . . . 93 „
27. Песчаник мелкозернистый . . . . . 2 „
28. Глина серая, жирная . . . . . 8 „
29. Песчаник мелкозернистый . . . . . 2 „
30. Глина серая, жирная . . . . . 13 „

Общая мощность толщи достигает 400 *м*. В подошве и в верхней части этого горизонта была обнаружена *Mactra caspia* Eichw. (определение В. В. Богачева).

В Октемберянском районе (Октемберянский прогиб) отложения сармата были встречены в ущелье р. Аракс и в Октемберянской опорной скважине на глубине 1733 *м*.

Ниже приводится послойный разрез сарматских отложений, вскрытых Октемберянской опорной скважиной (снизу вверх):

1. Глина серая, местами зеленоватая, песчанистая, зачастую жирная с прослойками песчаника, мощностью до 1,5 *м*. Встречаются мелкие формы фауны, рыбья чешуя и обуглившиеся остатки растений . . . . . 110 *м*
2. Песчаник серый . . . . . 8 „
3. Глина серая, местами зеленовато-серая, плотная, жирная, зачастую песчанистая с прослойками песчаника мощностью до 1—2 *м*. Встречаются мелкие формы фауны, рыбья чешуя и обуглившиеся остатки растений. Угол падения пород 2—8° . . . . . 44 „
4. Песчаник серый с тонкими прослойками глин. Угол падения 10° . . 6 „
5. Глина серая, плотная, крепкая, жирная, местами песчанистая с тонкими прослойками песчаника. Встречаются рыбья чешуя и обуглившиеся остатки растительности . . . . . 20 „
6. Песчаник серый, среднезернистый с прослойками жирной, местами песчанистой глины . . . . . 12 „
7. Глина серая, жирная, наверху песчанистая с прослойками песчаника 15 „
8. Песчаник серый, мелкозернистый с запахом нефти . . . . . 1,5 „
9. Глина жирная, местами песчанистая с прослойками песчаника (*h* — 70—80 *см*) . . . . . 11 „
10. Чередующиеся глины и песчаники с рыбьей чешуей, мелкими формами фауны и обуглившимися остатками растительности . . . . . 36 „
11. Песчаник серый, среднезернистый, плотный, местами рыхлый, иногда глинистый . . . . . 8 „
12. Глина темно-серая, внизу серая, плотная, крепкая, жирная. Встречаются мелкие формы фауны и рыбья чешуя . . . . . 17 „
13. Песчаник серый, среднезернистый, иногда кальцитизированный . . 7 „
14. Чередующиеся тонкие прослойки песчаников, песчанистых глин и глин . . . . . 38 „
15. Глина серая, жирная . . . . . 10 „
16. Песчаник серый, среднезернистый . . . . . 4 „
17. Глина серая с зеленоватым оттенком, местами темновато-серая, жирная, иногда песчанистая с тонкими прослойками песчаника, мощностью до 1—1,5 *м*. Встречаются мелкие формы фауны, рыбья чешуя . . . . . 37 „
18. Глина серая, местами темно-серая, плотная, крепкая, жирная с редкими миллиметровыми прослойками песчаника. Встречаются рыбья чешуя и мелкие формы фауны . . . . . 80 „
19. Глина темно-серая, плотная, крепкая, жирная. Встречается рыбья чешуя . . . . . 166 „
20. Глина темно-серая, плотная, крепкая, жирная, местами слегка песчанистая, с тонкими прослойками песчаника и серой глины. Встречается рыбья чешуя . . . . . 51 „
21. Песчаник серый, среднезернистый плотный, иногда рыхлый, местами мелкозернистый с редкими прослойками черной глины и мергеля . . . . 23 „
22. Глина серая, иногда зеленоватая, плотная, крепкая, жирная, изредка песчанистая . . . . . 33 „
23. Чередующиеся серые глины, песчаники и песчанистые глины мощностью до 2—3 *м* . . . . . 57 „
24. Глина серая, жирная, местами песчанистая . . . . . 13 „
25. Чередующиеся песчаники, глины и песчанистые глины . . . . . 153 „
26. Глина серая с зеленоватым оттенком, плотная, крепкая, жирная, иногда слегка песчанистая, с тонкими прослойками песчаника . . . . . 30 „

27. Песчаник серый, среднезернистый, рыхлый с прослойками глин . . 12 *м*
28. Глина серая, жирная, местами слабопесчанистая . . . . . 20 „
29. Песчаник серый, среднезернистый . . . . . 10 „
30. Глина темновато-серая с прослойками песчаника . . . . . 25 „
31. Песчаник серый, в середине пересечен прослойками глины мощностью 4 *м* . . . . . 17 „
32. Глина серая . . . . . 10 „
33. Чередующиеся глины и песчаники . . . . . 42 „
34. Глина серая с тонкими прослойками песчаника . . . . . 22 „
35. Песчаник серый, среднезернистый . . . . . 8 „
36. Чередующиеся песчаники и глины . . . . . 45 „
37. Глина с прослойками песчаника . . . . . 15 „
38. Чередующиеся глины и песчаники . . . . . 82 „
39. Глина серая, плотная, крепкая, жирная . . . . . 25 „
40. Песчаник серый, мелкозернистый с прослойками глин . . . . . 14 „
41. Глина с прослойками песчаника мощностью 1—1,5 *м* . . . . . 50 „
42. Песчаник серый с прослойками глин . . . . . 23 „
43. Глина зеленовато-серая с желтыми пятнами, жирная, местами сильно песчанистая . . . . . 45 „
44. Песчаник серый, среднезернистый, слабосцементированный с обуглившимися остатками растительности. Встречается фауна . . . . . 10 „
45. Глина серая, местами темновато-серая, жирная, иногда песчанистая с тонкими прослойками песчаников . . . . . 100 „
46. Песчаник серый, в середине слой глины мощностью 8 *м* . . . . 25 „
47. Глина кирпично-красная, внизу песчанистая . . . . . 16 „
48. Песчаник темно-серый, местами серый, иногда зеленоватый, средне- или мелкозернистый, с обуглившимися остатками растительности. В нижней части встречаются тонкие прослойки глины темно-зеленого цвета . . . . 39 „
49. Глина красновато-бурая с прослойками песчаника . . . . . 21 „
50. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый . . . . . 40 „
51. Глина зеленовато-серая, местами темно-серая, аргиллитоподобная с прослойками песчаника. Встречаются обуглившиеся остатки растительности и рыбья чешуя. Угол падения 5—10° . . . . . 38 „
52. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый с включением обуглившихся остатков растительности и гальки (0,5 *см*). Встречается фауна. Угол падения пород 9—10° . . . . . 30 „
53. Глина темно-зеленая, сильно песчанистая, наверху жирная с включениями фауны и галек до 1 *мм* . . . . . 10 „

Отложения сармата литологически делятся на две подсвиты — нижнюю, состоящую в основном из глин, и верхнюю, представленную песчаниками и глинами.

При сопоставлении разреза нижней подсвиты с нижнеразданской подсвитой (рыбный горизонт) Приереванского района становится очевидным, что в них имеется много общего: глинистый характер горизонтов, наличие угля, горючих сланцев и остатки рыб. Породы пачки сланцевых глин Приереванского района, обнажающиеся на окраине с. Паракар, по всей вероятности, здесь же соединяются с нижней глинистой подсвитой Октемберянского района, в которой, по данным Н. А. Саакян (1957), микрофауна, несмотря на ее плохую сохранность, имеет сарматский облик.

На основании приведенных данных целесообразно нижнюю подсвиту по аналогии со сланцеватым (рыбным) горизонтом Приереванского района отнести к нижнеразданской подсвите сарматского яруса.

Верхняя подсвита, вскрытая многими скважинами, содержит большое количество скоплений фауны в керне, среди которых В. В. Богачевым определены *Unio mactrella* Bog., *Bythina, Bythina octemberica* (Gas.) и др.

Как указывалось выше, в Приереванском районе над нижнеразданской подсвитой (рыбный горизонт) залегают породы песчано-глинистой пачки, содержащие пресноводную фауну. При сопоставлении литологического состава пород песчано-глинистых подсвит Октемберянского и Приереванского районов сходство их является очевидным. Кроме того, оба горизонта как в Приереванском, так и в Октемберян-

ском районах залегают над глинистой подсвитой, содержащей отпечатки и остатки рыб. На основании приведенных данных можно полагать, что верхняя подсвита Октемберянского разреза является аналогом песчано-глинистой «анодонтовой» пачки разданской свиты верхнего миоцена Приереванского района.

Над сарматскими отложениями в Октемберянском районе залегает верхняя пестроцветная толща мощностью 210 *м*, основная масса которой состоит из красновато-коричневых глин, преимущественно жирных, местами песчанистых, прослаиваемых в верхней части толщи серыми глинами мощностью 1,5—2 *м*.

Кроме глин, в разрезе свиты встречаются прослойки мелко- или среднезернистого, в основном рыхлого песчаника с глинисто-карбонатным цементом. Мощность прослоек не превышает 25—75 *см*.

На верхней пестроцветной свите залегает верхняя соленосная свита мощностью 310 *м*, связанная с нижележащими постепенным переходом. Ниже приводится послойный разрез этой толщи снизу вверх:

1. Каменная соль, белая с прослойками глины темно-красного цвета	4,5 *м*
2. Глина зеленовато-серая с тонкими прослойками каменной соли	3,5 „
3. Каменная соль белая, местами загрязненная, с тонкими прослойками зеленовато-серой глины	33 „
4. Каменная соль белая, прозрачная	11 „
5. Каменная соль прозрачная, местами белая с редкими прослойками ангидрита и зеленовато-серой глины	123 „
6. Каменная соль прозрачная с тонкими прослойками глинистого известняка	62 „
7. Чередующиеся зеленовато-серые глины с каменной солью	24 „
8. Глина зеленовато-серая, слабопесчанистая, с включением соли	3 „
9. Каменная соль, прозрачная с редкими прослоями зеленоватой глины	25 „
10. Глина темно-серая, плотная, крепкая с включениями ангидрита и каменной соли	3 „
11. Глина серая с тонкими прослойками гипса и ангидрита	18 „

Названные пачки пород, известных под названием октемберянской свиты, палеонтологически охарактеризованы плохо, поэтому их возраст определяется различными исследователями по-разному. В песчаниках и известняках-ракушечниках этой толщи встречается пресноводная фауна гастропод и пелеципод, среди которых В. В. Богачевым и А. И. Шишкиной (1915) определены *Bythinia ventricosa* Gray., *Melanopsis lucienoides* Ol., *Unio* cf. *moldavensis* Hoern., *U. flabelatus* Gold., *U. mactrella* Bog. Из растительных остатков, содержащихся в глинистых разностях пород, ими указываются *Cinammomum lanceolatum* Ung., *Potamogeton* sp. В глинистых же разностях пород этой свиты С. А. Бубикян определены остатки остракод *Herpetocypris achurianica* Bub., *Candonella schubinge* Mand., *Darvinulla stevensoni* Bradi, *Candona* ex gr. *angulata* и др.

Безусловно, указанная фауна недостаточна для однозначного определения возраста этой свиты. Поэтому при решении данного вопроса основываются главным образом на общегеологических данных. К. Н. Паффенгольц (1959) октемберянскую свиту относит к эоцену, так как она несогласно перекрывается покровными базальтами, относимыми им к олигоцену. А. Т. Асланян (1958), сопоставляя октемберянскую свиту с ширакской свитой Куринской депрессии, относит ее к мэотис-понту.

Плиоцен. Армянское вулканическое нагорье получило свое название вследствие широкого развития вулканических и вулканогенных пород. Почти 50% обширной площади центральной Армении покрыто продуктами наземного вулканизма, на что обратили внимание еще первые путешественники по стране. Достоверные сведения о вулканических породах Армянского нагорья впервые приведены в работах

Г. Абиха (1902), которым эти образования были закартированы и без детального расчленения отнесены к неоген-четвертичному возрасту. Некоторое расчленение пород произведено Г. Абихом по их вещественному составу.

В течение последних 50 лет исследования пород верхнетретичной вулканогенной толщи проводились в разных направлениях, центральное место в которых занимали вопросы вулканологии. Основное внимание было уделено изучению вулканологии верхней части указанных образований, которые в настоящее время большинством исследователей относятся к антропогену. Более древние породы в вулканологическом и петрологическом отношении изучены слабее, так как, имея большую мощность и занимая обширную площадь, отличаются разнообразием фаций, в которых встречаются разности пород от основных до кислых. Местами располагаются исключительно вулканические породы или пирокласты, а дальше от центров излияния преобладают вулканогенно-осадочные разности пород. Такое разнообразие фаций весьма затрудняло выявление каких-либо закономерностей. Для правильных вулканологических выводов требовалось установление последовательности излияния лав как во времени, так и в пространстве, т. е. требовалось их детальное картирование. Этой задаче был посвящен ряд работ К. Н. Паффенгольца (1959), в которых почти полностью отделены вулканические породы антропогена от более древних и разработана стройная схема последовательности излияния четвертичных лав. Более древние вулканогенные породы верхнетретичного возраста К. Н. Паффенгольцем (1940—1959) расчленены на вулканогенные толщи нижне-, средне- и верхнеолигоценового возраста.

Дальнейшее расчленение вулканогенной толщи проводилось А. А. Габриеляном (1964), А. Т. Асланяном (1958), В. Е. Хаиным (1949), Л. А. Варданянцем (1947), Л. Н. Леонтьевым и др. В результате этих исследований было дано более детальное расчленение вулканогенного комплекса и коренным образом пересмотрен вопрос его возраста. Вулканические породы, относимые К. Н. Паффенгольцем к олигоцену, почти всецело были отнесены к неогеновому, в основном, плиоценовому возрасту. Изучение вулканогенной толщи продолжалось впоследствии С. А. Исаакяном (1956), П. Л. Епремяном, Г. М. Акопяном, А. Т. Вегуни (1956$_1$), А. С. Остроумовой (1962), В. М. Амаряном (1964) и др.

В настоящее время из состава вулканогенной толщи Армянского нагорья выделяется геологически обособленный комплекс неогена, который резко трансгрессивно перекрывает почти все комплексы пород Армении, включая соле-гипсоносную толщу Приереванского района и перекрывается лавовыми покровами верхнего плиоцена и антропогена. Эта толща мощным плащом покрывает значительные площади в Присеванской интрагеосинклинальной зоне. Здесь она развита в районе Мокрых гор, дальше к югу распространяется до южных отрогов Ширакского хребта, слагает ложе Ленинаканской котловины и встречается в бассейне р. Памбак. Отдельные выходы вулканогенного плиоцена имеются в верховьях р. Тертер, у Зодского перевала и в значительных количествах в привершинной части Цахкуняцкого хребта и известны также на крайнем западе у с. Агин.

Большое распространение породы вулканогенной толщи плиоцена имеют в Еревано-Ордубадской тектонической зоне. Ими сложены основания гор Арагац, Араилер, Гутансар и Атис, Вохчабердский и почти все южные отроги Гегамского и Варденисского хребтов. Далее на юго-востоке страны толща прослеживается в виде мощной непрерывной полосы на северных отрогах Зангезурского хребта и в бассейне р. Во-

ротан, перекрываясь здесь плио-плейстоценовыми лавами Сюникского плато. На крайнем юго-востоке Армении, в пределах южного сегмента Мисхано-Зангезурской зоны, выходы миоплиоценовой вулканогенной толщи ограничиваются лишь бассейном среднего и нижнего течений р. Мегри. В пределах юго-западной части Армении вулканогенная толща считается наиболее изученной, но в целях более полного о ней представления нами приводится краткая геологическая характеристика отдельных выходов в направлении с северо-запада на юго-восток.

Бассейн верхнего течения р. Ахурян. Наиболее ценные данные о вулканогенной толще имеются в работах П. Д. Гамкрелидзе (1949), К. Н. Паффенгольца (1959), А. Т. Асланяна (1958), Н. И. Схиртладзе (1958), В. М. Амаряна (1963), А. С. Остроумовой (1962) и А. Т. Вегуни (1964). В составе толщи преобладают туфобрекчии и туфы андезитов, переходящие кверху в андезито-базальты, андезиты и более кислые разности лав. Отдельные разновидности пород переходят друг в друга постепенно, что затрудняет расчленение толщи на отдельные свиты.

На Мокрых горах и Гукасянском хребте разрез вулканогенной толщи начинается андезитами, завершаясь андезито-дацитами. Пирокластические разности пород здесь приурочены к центрам извержения, занимая небольшие площади в основании разреза. Таковые обнаружены на северном берегу оз. Арпилич и у с. Балихли.

На Ширакском хребте, в частности на его южных отрогах, разрез вулканогенной толщи более полный. Почти повсеместно его низы представлены слоистыми пирокластическими породами, фациально переходящими в озерные глины с прослоями углистых сланцев и обугленной древесины.

Ниже приводится схематический восходящий разрез вулканогенной толщи, обнажающейся у с. Хикоян:

1. Над туфоосадочными образованиями среднего эоцена с угловым и азимутальным несогласием залегает пачка туфобрекчий и пироксеновых андезитов. Обломки слабоокатанные размером до 10 *см*. Цемент — серый, плотный, туфовый материал	50 *м*
2. Туфовые песчаники с прослоями глин. В туфовых разностях в большом количестве встречаются гальки и обломки вулканических пород — андезитов и более древних эоценовых туфогенных отложений. Размер галек до 5 *см*. В некоторых пластах небольшой мощности (до 1 *м*) количество обломочного материала резко увеличивается и пласт превращается в туфоконгломерат	100 „
3. Туф, состоящий из обломков неокатанных или слабоокатанных андезитов и дацитов серого цвета. Размер обломков до 30 *см*, цемент серый, пепловый. В пачке часто встречаются обломки стволов деревьев диаметром до 30 *см*. Встречаются стволы, пропитанные сернистым веществом и обугленные	35 „
4. Туфопесчаники, чередующиеся с туфами и туффитами	28 „
5. Андезит темно-серый, плитчатый	20 „
6. Андезит серый с редкими крупными фенокристаллами полевого шпата	120 „
7. Андезиты розовато-серые и розовые, кверху переходящие в красновато-розовые разности. Характерно наличие крупных (до 1 *см*) кристаллов полевого шпата	70 „

Возраст описанной толщи спорный. К. Н. Паффенгольц (1959) считает, что она залегает выше покровных долеритовых базальтов бассейна верхнего течения р. Ахурян и совместно с подстилающими долеритовыми базальтами имеет нижне-среднеолигоценовый возраст. Другие исследователи придерживаются мнения о более молодом (миоплиоценовом) возрасте этих пород. А. Т. Асланяном (1958) приводится микрофауна из керна скважины, пробуренной в 1,5 *км* от с. Маисян в средней части оврага Молла-хараба. Микрофауна (определение С. А. Бубикян) представлена крупными деформированными особями из рода *Herpidocypris*, известными из верхнемиоценовых и плиоценовых

отложений южных областей СССР и Венгрии. Из этого комплекса выделен еще один новый вид *Herpidocypris achurianensis* sp. nov., встречающийся в других областях Армении в породах мэотиса.

По представлениям П. Д. Гамкрелидзе (1949) и Н. И. Схиртладзе (1958), вулканогенная толща Джавахетского и Агбабинского хребтов является последним членом единого вулканогенного комплекса, низы которого в литературе известны как породы годерзской свиты и относятся к верхнему миоцену — нижнему плиоцену.

Район с. Агин. Другим районом распространения вулканогенной толщи является левобережье среднего течения р. Ахурян у сс. Агин, Барцрашен (Бабрлу), Багараван (Бугдашен), Анкадзор (Кошаванк) и Саракап. На площади около 60 *км*^{2} породы вулканогенной толщи плиоцена мощностью 600 *м* (по данным буровой скважины) горстообразно выступают на дневную поверхность. По данным В. М. Амаряна (1964), «вулканогенно-обломочная толща хорошо стратифицирована, местами дислоцирована и образует выпуклые куполовидные структуры. Главная масса толщи представлена в основании разреза зеленоватыми и желтоватыми туфопесчаниками, переходящими кверху в мощные до 400—500 *м* накопления туфо-конгломератов и туфобрекчий. Последние обычно включают в себя внутриформационные лавовые потоки, в нижних частях андезито-базальтового состава, а в верхних — андезитового и андезито-дацитового. Андезиты резко преобладают, мощность их местами достигает 200—300 *м*. Далее толща пересечена многочисленными мощными дайкообразными телами андезитового и трахиандезитового состава». Последовательность накопления вулканогенно-обломочной толщи лучше всего наблюдается в верховьях оврага Магаридзор, в 3 *км* к юго-востоку от с. Лусахпюр. Здесь залегают (снизу вверх):

1. Слабо-желтоватые тестообразные глины с многочисленными валунами и обломками светло-серых пористых лав	0,5 *м*
2. Желтоватые глины и мергели с примесью туфового материала	1,0 „
3. Темно-серые песчанистые глины	3,0 „
4. Чередующиеся пепельно-серые, коричневатые и желтоватые глины с примесью туфового материала	10 „
5. Конгломераты	15 „

Вверх по разрезу и по простиранию конгломераты фациально переходят в мощные (до 300 *м*) накопления туфобрекчий, переслаивающихся андезитами и частично в основании разреза андезито-базальтами.

Туфобрекчии и туфоконгломераты состоят главным образом из обломков андезитовых пород, величина которых колеблется в значительных пределах. Цемент представлен туфовым материалом. Местами обломки плотно примыкают друг к другу и как бы спаяны. Андезиты и андезито-дациты, переслаивающие толщу туфобрекчий и слагающие отдельные дайкообразные тела, по внешнему виду мало отличаются друг от друга.

По данным К. Н. Паффенгольца (1959), толща фациально переходит в озерную толщу Ленинаканской котловины, на основании чего он приписывает ей нижнечетвертичный возраст. А. Т. Асланян (1958) и другие исследователи считают вулканогенную толщу аналогом вохчабердской толщи Приереванского района и относят к миоплиоцену (сармат—мэотис—понт). Фаунистического материала, указывающего на возраст толщи, не обнаружено. Однако новые данные В. М. Амаряна (1964) о строении и взаимоотношении толщи с ниже- и вышележащими образованиями совершенно исключают нижнечетвертичный возраст и позволяют предполагать верхнемиоцен-нижнеплиоценовый ее возраст.

По В. М. Амаряну, рассматриваемая толща непосредственно располагается на глинистых отложениях сармата (данные бурения) и с размывом перекрывается верхнеплиоценовыми и другими андезито-базальтами каньона р. Ахурян. Фациальных переходов между вулканогенно-обломочными образованиями и озерными отложениями Ленинаканской котловины не наблюдается. Последние располагаются на размытой и расчлененной поверхности вулканогенно-обломочной толщи и нигде не переслаиваются с ней. К северу вулканогенно-обломочная толща погружается под нижнечетвертичную озерную толщу Ленинаканской котловины, вскрытую буровыми скважинами на глубине 310 *м*. В составе толщи совершенно отсутствуют гальки или какие-либо обломки верхнеплиоценовых и четвертичных эффузий Арагаца. Наоборот, в озерных отложениях, переслаивающих верхнеплиоценовые и четвертичные эффузивы, гальки из этой же толщи встречаются.

Район горы Артени. Разрез вулканогенной толщи неогена в Талинском районе представлен липарито-перлито-обсидиановыми лавами, их туфобрекчиями и пемзами, слагающими гору Артени.

Липариты наиболее широко распространены на северном и северо-восточном склонах горы и в ее вершинной части. По внешнему виду это серые, светло-серые, обычно микрослоистые полосчатые породы со стекловатой структурой. Перлиты развиты преимущественно на южном и юго-западном склонах горы, в виде беловато-серых, серых, иногда коричневатых вулканических пород с хорошо выраженным концентрически-скорлуповатым строением. Часто наблюдаются переходные разности перлитов к липаритам и обсидианам.

Обсидианы в виде линзовидных залежей и отдельных гнезд встречаются в нижней и средней частях липарито-перлитовой толщи.

Туфобрекчии и пемзы резко подчинены липарито-перлито-обсидиановой толще, переслаивая последнюю на отдельных горизонтах. Возраст липарито-обсидиановых лав горы Артени до последнего времени не был точно установлен. Г. Абих (1902) считал их четвертичными. По данным последующих исследователей эти лавы венчают разрез вулканического комплекса Арагацкого массива и относятся К. Н. Паффенгольцем (1959) к олигоцену, а другими геологами — к верхнему плиоцену. В. М. Амарян (1963) доказывает, что лавы слагают верхнюю часть разреза агинской вулканогенно-обломочной толщи и входят в низы разреза массива Арагац, а не в его верхи, как это предполагалось раньше. Этот вывод подтверждается В. М. Амаряном следующими фактами.

1. Рассматриваемые лавы у подножия горы Артени местами обтекаются и непосредственно перекрываются верхнеплиоценовыми долеритовыми андезито-базальтами южных и юго-восточных отрогов горы Арагац.

2. В каньоне р. Ахурян среди галечников, выступающих из-под верхнеплиоценовых долеритовых андезито-базальтов, встречаются гальки, напоминающие по составу липариты горы Артени, лавы, которые фактически нигде не подстилаются вулканическим комплексом горы Арагац. Основанием для них в действительности служит миоплиоценовая вулканогенно-обломочная толща в Анийском районе.

Район Памбакского, Цаххуняцкого и Зинджирлинского хребтов. Детальные описания вулканогенной толщи приводятся в работах В. Н. Котляра (1958), В. М. Амаряна (1963), Г. М. Акопяна, П. Л. Епремяна и других исследователей.

В. Н. Котляр (1958) для указанных образований приводит следующий схематический восходящий разрез:

1. Вулканические брекчии, реже туфоконгломераты и еще реже фельзитовые порфиры и их туфы . . . . . 25—30 *м*
2. Липариты, липарито-дациты, обсидианы и перлиты . . . . . 400 „
3. Андезитовые и андезито-базальтовые лавы . . . . . 200 „

По данным указанного исследователя вулканические брекчии состоят из обломков туфов и лав преимущественно кислого состава. В ряде мест среди них обнаружены обломки гранодиоритов и кварцевых диоритов, щелочных сиенитов, порфиритов размером до 60 *см*. Цемент туфобрекчий представлен рыхлым мелкообломочным и песчанистым материалом, состоящим из мелких частиц вулканического пепла, обломков лав и вторичных продуктов. Липариты, липарито-дациты, обсидианы и перлиты, по описанию В. Н. Котляра (1958), светло-серые, иногда розоватые, желтоватые или со слабо-лиловым оттенком, довольно плотные породы с резко выраженной флюидальностью. Среди обсидианов встречаются черные и кирпично-красные разности. Структура описанных лав порфировая с витрофировой, а в некоторых потоках с микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом, кварцем и в небольшом количестве и не всегда присутствующим, часто опатицизированным биотитом.

Последняя (третья) свита андезитовых и андезито-базальтовых лав несогласно покрывает породы не только вышеописанных двух свит, но и более древних. На южном склоне Памбакского хребта в виде изолированных покровов лавы расположены на толще метаморфических сланцев, породах верхнего мела и палеогена. Наибольший покров лавовой свиты покрывает водораздел Цахкуняцкого хребта. По данным Д. А. Оганесяна, этот покров прослеживается по южному склону хребта далеко вниз и перекрывается четвертичными лавами Егвардского плато. В. Н. Котляр описывает лавы как серые, иногда темно-серые, плотные, несколько пористые или тонкозернистые породы с порфировой структурой и гиалопилитовой основной массой. Текстура нередко флюидальная. В основной массе преобладают лейсточки плагиоклаза и мелкие зерна рудного минерала. Вкрапленники, составляющие 30% поверхности шлифа, состоят из среднего плагиоклаза, моноклинного пироксена и роговой обманки.

Возраст вулканогенной толщи является спорным. К. Н. Паффенгольц (1959) приписывает ей нижне- и среднеолигоценовый возраст по аналогии с другими вулканогенными породами Армянского нагорья и, так как здесь в отличие от других областей развития вулканогенной толщи в низах ее преобладают кислые разности пород, он допускает наличие антидромной последовательности излияния лав.

А. Т. Асланян (1958), В. Н. Котляр (1958), Г. М. Акопян и другие относят вулканогенную толщу к интервалу от верхнего миоцена до верхнего плиоцена. А. Т. Асланян верхним возрастным пределом вулканогенных толщ считает нижний плиоцен (понтический ярус). Г. М. Акопян нижние брекчии считает мэотис-понтическими, кислые лавы — нижне-среднеплиоценовыми, а покровные андезиты — верхнеплиоценнижнечетвертичными.

В районе с. Капутан (Абовянский район) на дневную поверхность выступают верхние горизонты вулканогенной толщи, остальная часть разреза находится ниже современного уровня реки и покрыта четвертичными лавами. В связи с разведкой Капутанского железорудного месторождения, приуроченного к низам неогеновой вулканогенной толщи, были пробурены скважины, данные которых использованы при составлении следующего разреза (снизу вверх):

1. Над песчано-глинистыми отложениями, предположительно сарматского возраста, залегает пачка гидротермально измененных мелкозернистых вулкано-

генно-осадочных пород серого цвета с зеленоватым оттенком. Пачка пронизана многочисленными трещинами, заполненными магнетитом . . . . . 280 *м*

2. Гидротермально измененный андезит серого цвета с зеленоватым оттенком и прожилками магнетита . . . . . 30 „

3. Слабо измененный андезитовый порфирит с редкими прожилками магнетита . . . . . 55 „

4. Трещиноватые, слабо измененные андезиты с мелкими прожилками кальцита . . . . . 11 „

5. Гидротермально измененные брекчии андезитовых порфиритов . . 9 „

6. Гидротермально измененные брекчии андезитов с прожилками и гнездами магнетит-апатита . . . . . 69 „

Продолжение этого разреза наблюдается в естественных обнажениях на западном склоне горы Атис, где развиты преимущественно кислые разновидности вулканогенных пород, представленные сильно скрученными, первично гофрированными, полосчатыми, мелкоглыбовыми липаритами, перлитами, липарито-дацитами, обсидианами и их пирокластами, пемзой, туфобрекчиями и туфами. Наибольшая мощность кислых лав (400 *м*) наблюдается лишь непосредственно на горе Атис, которая по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Б. М. Куплетского и др. (1927), А. С. Гинзберга (1935) и А. Т. Асланяна (1949$_2$) представляет собой моногенный бескратерный экструзивный вулкан. На периферии горы Атис мощность толщи, представленной обломочными разностями кислых лав, не превышает 100 *м*.

Продолжение разреза наблюдается у с. Саранист к юго-востоку от горы Атис, где пирокласты кислых лав перекрываются более молодой свитой свежих розовато-серых андезитов мощностью около 100 *м*, отличающихся содержанием крупных фенокристаллов полевого шпата.

Возраст пород нижней части описанного разреза ввиду наличия в них оруденения, считался палеогеновым, исходя из предположения, что в Армении следы неогенового эндогенного оруденения отсутствуют. Последующие регионально-геологические исследования и данные буровых скважин привели к убеждению, что капутанские рудовмещающие андезиты перекрывают песчано-глинистые отложения сармата, перекрываясь в свою очередь кислыми лавами горы Атис. Следовательно, по стратиграфическому положению и петрографическому составу они являются аналогами вохчабердской свиты, т. е. неогеновыми.

Возраст атисских кислых лав большинством исследователей, за исключением К. Н. Паффенгольца, считался верхнеплиоценовым. В последнее время это предположение берется под сомнение. В. М. Амарян (1963), исследуя соотношение пород на горе Артени, пришел к заключению, что кислые лавы перекрываются верхнеплиоценовыми долеритовыми андезито-базальтами и, следовательно, их возраст древнее верхнеплиоценового. Такого же мнения придерживаются в последние годы Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), А. А. Габриелян (1964) и другие. Необходимо отметить, что кислые лавы и с. Саранист подстилаются кайнотипными полевошпатовыми андезитами, принадлежность которых к низам плиоцена большинством исследователей не оспаривается.

В бассейне оз. Севан миоплиоценовые образования вулканогенной фации известны у с. Арцвакар (Сарикаинский разрез), к юго-востоку от с. Шоржа, на берегу оз. Севан и на Сотском (Зодском) перевале.

К нижнему плиоцену по данным А. Р. Давтяна на Сарикаинском разрезе относятся породы его средней части. Это:

1. Зеленовато серые мергелистые глины, содержащие пепловый материал и фауну дрейссенсий . . . . . 20 *м*

2. Мергели с прослойками песчанистого известковистого материала, кверху переходящие в плотные, массивные желтоватые известняки, кое-где

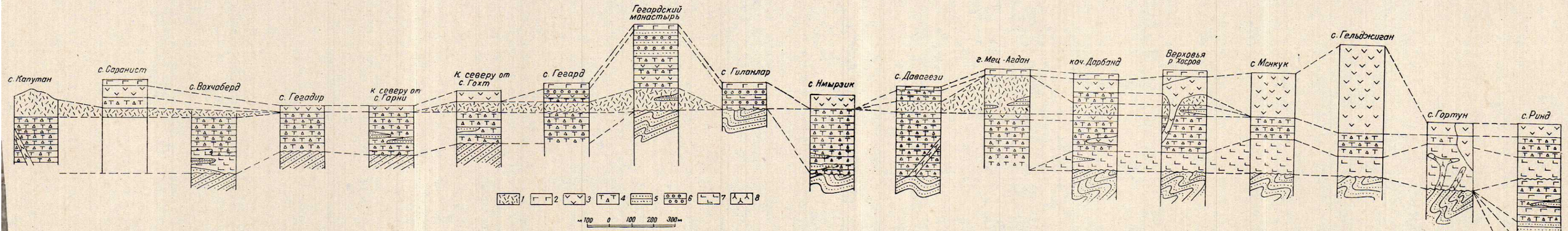


Рис. 33. Схема сопоставления миоплиоценовых вулканогенных образований юго-западной части Армянской ССР (составил С. К. Арзуманян)

1 — липариты, перлиты, обсидианы и их пирокласты; *2* — андезито-базальтовые лавы; *3* — полевошпатовые андезито-дациты и дациты; *4* — туфобрекчии андезито-дацитов; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — трахиты и трахилипариты, их туфы и туфобрекчии; *8* — секущие тела андезито-дацитов и трахитов

перекристаллизованные и содержащие большое количество туфогенного материала трахилипаритового состава . . . . . 15 *м*

3. Туфопесчаники и туфы, выше сменяющиеся туфобрекчиями, состоящими из угловатых, очень редко слабоокатанных обломков андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов и дацитов. Среди туфобрекчий отмечаются прослойки кислых туфов и диатомитов . . . . . 100 „

Глины, залегающие в основании данной свиты, содержат, по определению А. Г. Эберзина из сборов К. Н. Паффенгольца, *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* Pall., *D.* ex gr. *rostriformis* Desh.

В 1951 г. А. Г. Эберзиным при осмотре дрейссенсий из сборов Е. Е. Милановского (1952) из этой свиты обнаружен новый вид. Д. М. Халиловым из мелкозернистых туфопесчаников определены *Hyocypris gibba* Bamdohr., *Paracypris candida* (Liv.), *Cythere Saljanica* Liv., *Cythere* sp. и др. По Д. М. Халилову, эти остракоды распространены в плиоцене и напоминают фауну замкнутого бассейна. В диатомитах данной свиты А. П. Жузе из сборов Е. Е. Милановского определены диатомовые водоросли *Melosira scabrosa* Oester., *Fragillaria pinnata* Ehr., *Navicula oblonga* Ktz., *Cymbella lanceolata* V. H. *Epithemia Turgida* (Ehr.) Ktz.

По заключению А. П. Жузе, диатомовая флора прибрежного местообитания. Возраст флоры не древнее плиоцена. Из сборов А. Р. Давтяна из этой свиты С. А. Бубикян определены следующие остракоды: *Limnocythera* ex gr. *tenuireticulata* Suzin., *Iliocypris* sp., *Eucypris baiazetica* Bub., *Candona leninacanica* Bub., *Candona* sp., *Carpicypris* sp., *Cyprideis* sp., которые встречаются в плиоценовых отложениях.

Из тех же сборов Я. Б. Лейе определена следующая диатомовая флора: *Cyclotella ocellata* Pant, *Pinnularia microstauron* (Ehr.) Cl., *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Synedra ulna* var. *aeugalis* (Ktz.) Hust, *Cocconeis placentula* Ehr., *Achnantes lanceolata* (Breb.) Grun., *Navicula Placentula* (Ehr.), *Navicula cineta* (Ehr.) Ktz., *Cymbella parva* (Waism) Cl. и др.

Диатомиты характеризуют мелководный литоральный, пресноводный бассейн. На основании приведенной фауны, диатомей, а также стратиграфического положения, данную свиту А. Р. Давтян относит к нижнему плиоцену.

На Сотском (Зодском) перевале вулканогенная толща состоит из басаргечарской свиты мощностью в несколько сотен метров. Несогласно перекрывает она кельбаджарскую и представлена липарито-дацитами, андезито-дацитами, липаритами и их туфами, слагающими горы Карниярых, Дик-Пилякан, Маралдаг и Кетидаг.

В районе с. Вохчаберд обнажается мощная толща чередующихся конгломератов, песчаников и глинистых песчаников, кверху без заметного перерыва переходящих в туфоконгломераты и туфы (рис. 33). Обломочный материал представлен различными породами эоцена и олигоцена — андезитами и порфиритами, песчаниками желтовато-серого цвета и мергелями белыми и кремовыми. Размер галек в среднем 5—6 *см*, но встречаются гальки и более мелкие, в основном представленные порфиритами. Цемент конгломератов песчаный, глинисто-песчаный, местами туфопесчаный. В целом толща грубослоистая. Мощность отдельных слоев конгломератов 1,5—2 *м*, глинистые прослои между ними имеют меньшую толщину. Общая мощность толщи составляет около 250 *м*. К западу и северо-западу наблюдается некоторое увеличение роли глинистого материала. По данным А. Т. Асланяна (1955$_2$), описанная свита в указанном районе смыкается с сарматской глинисто-песчаной толщей и является ее фациальным и возрастным аналогом.

Выше по разрезу в обрывах с. Вохчаберд обнажается толща туфобрекчий, состоящая из обломков вулканических пород, в частности различных андезитов — от черных пористых до красных плотных, почти кристаллических. Обломки слабо окатанные, выше по разрезу неокатанные, угловатые. В нижних пачках свиты встречаются крупные до 20—30 *см* обломки древних (эоцен—олигоцен) осадочных пород. Цемент туфовый. В толще заметны признаки слоистости. Пласты туфобрекчий мощностью до 2 *м* отделяются друг от друга тонкими, до 30 *см*, слоями серых грубых туфов. На нижней границе описанной толщи на поверхности древних отложений наблюдаются неровности в виде карманов и промоин, заполненных также породами вохчаберд-ской свиты. Мощность этого разреза вохчаберд-ской свиты около 200 *м*.

В р а й о н е с. Г о х т у подножия Вохчаберд-ского хребта обнажается следующий восходящий разрез вулканогенной толщи:

1. Песчаники желтовато-серые, зеленовато-серые, среднезернистые, слоистые . . . . . 20 *м*
2. Конгломераты, гальки которых состоят из обломков нижележащих песчаников . . . . . 2 „
3. Туфопесчаники серые, желтовато-серые, грубозернистые . . . . 0,5 „
4. Свита туфобрекчий, сложенных обломками и глыбами разноцветных андезитов, редко эоцен-олигоценовых песчаников, размером от 5 до 15 *см*. Цемент туфобрекчий туфовый. Слои туфобрекчий мощностью 0,5—1,0 *м* отделяются друг от друга более тонкими (30—40 *см*) слоями серых, синевато-серых туфов. Слоистость туфобрекчий и туфов весьма выдержанная и не отличается от слоистости настоящих морских отложений . . 150 „
5. Пачка белесоватых туфов, состоящих из обломков кислой пемзы и дацитов. Характерным для этих обломков, по данным А. С. Остроумовой, является отсутствие в них фенокристаллов кварца, калиевого полевого шпата и широкое развитие фенокристаллов среднего плагиоклаза, роговой обманки и редко биотита. Обломки слабоокатанные и неокатанные, размером от долей сантиметра до 5—6 *см*, преобладают мелкие обломки. Цемент того же состава. В пачке иногда встречаются пласты хорошо окатанных галек различных темных андезитов и других вулканических пород 45—50 „
6. Пачка окатанных и слабоокатанных валунов и галек различных андезитов и дацитов, преимущественно серого и розовато-серого цвета с крупными выделениями полевых шпатов. Размер валунов от 20—25 *см* до 0,5 *м* и более. Порода весьма рыхлая, песчано-глинистый цемент составляет незначительный процент ее массы . . . . . 40 „
7. Поток серых полевошпатовых андезитов с крупными выделениями полевого шпата (до 1 *см*), занимающими около 40% поверхности лавы 60 „

В бассейне р. Давегези (рис. 34) обнажается сравнительно полный и мощный разрез вулканогенной толщи, залегающей с угловым несогласием на дислоцированных туфогенных образованиях среднего эоцена.

1. Толща чередующихся туфобрекчий и андезитов. Туфобрекчии плотные, бурого цвета с обломками андезитов различных цветов и степени кристаллизации. Преобладают темно-серые разности (5—10 *см*). Цемент туфобрекчий туфовый, редко лавовый. Андезиты серого и розовато-серого цвета с плохо выраженной столбчатой отдельностью. Мощность отдельных потоков редко превышает 20 *м* . . . . . 300 *м*
2. Пачка пород, представленных светлыми туфобрекчиями и туфами липарито-дацитов. Обломки туфобрекчий (по данным А. С. Остроумовой) состоят из округленных кусков пемзы, сложенной бесцветным или желтоватым кислым стеклом, иногда с фенокристаллами среднего плагиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита и рудного минерала. В туфах присутствует большое количество почти неокатанных обломков среднего плагиоклаза, биотита, пироксена, размер обломков пород в среднем 20 *см*, цемент туфовый . . . . . 60 „
3. Андезит с грубогексагональной отдельностью, розовый, розовато-серый и серый с крупными выделениями полевого шпата . . . . . 120 „

В районе верхнего течения р. Хосров над дислоцированными отложениями верхнего сенона и дат-палеоцена с заметным угловым и азимутальным несогласием залегают:

1. Белесоватый туф с обломками трахилипаритов и липаритовых дацитов с видимыми выделениями биотита. Размер обломков, составляющих до 40% общей массы породы 5—6 *см*. Цемент — белый туф того же состава . . . . . 90 *м*

2. Выше без заметного углового несогласия залегает мощная свита туфобрекчий, переслаивающихся туфами. Мощность отдельных слоев туфобрекчий около 2 *м*. Прослои серого туфа тонкие (10—15 *см*), сравнительно рыхлые, легко поддаются разрушению, поэтому пласты туфобрекчий выступают в виде карнизов. Неокатанные обломки туфобрекчии имеют андезитовый состав и отличаются по цвету . . . . . 150 „

3. Чередующиеся пемзовые туфы, липаритовые брекчии и липариты. По петрографическим особенностям А. С. Остроумовой выделены плагиолипаритовая и липаритовая ветви, однако установить закономерность



Рис. 34. Туфы и туфобрекчии неогена (верхнее течение р. Азат у монастыря Гехард). Фото А. Т. Вегуни

в распределении петрографических разновидностей пород не удается, поскольку в одном горизонте и одном обнажении присутствуют обе разновидности. В обломочных разностях пород этой пачки размер обломков на разных уровнях разреза колеблется от долей сантиметра до 40—50 *см* в диаметре. Крупные обломки преобладают в верхних частях разреза. Цемент доминирует над обломочным материалом и представлен мелкой фракцией обломочных пород. По трещинам наблюдается желтая побежалость, напоминающая гидротермальные изменения . . . . . 40 „

4. Туфоконгломераты, состоящие из сравнительно окатанных галек и валунов серых и розовых полевошпатовых андезито-дацитов 30—40 *см* в диаметре. Встречаются бесформенные и слабоокатанные глыбы размером до одного и более метра. Цемент в этой пачке составляет незначительную долю массы породы и представлен песчанистым материалом . . . . . 60 „

5. Разрез завершается потоком серых и розовато-серых андезито-дацитов с характерными для этой свиты крупными, до 8—9 *мм* длиной, выделениями полевого шпата . . . . . 150—200 „

Не исключена возможность, что часть потока имеет экструзивный характер и этим обусловлено чрезмерное увеличение его мощности.

В районе развалин с. Гельджигин, расположенных к юго-востоку от описанного разреза, обнажается мощная толща вулканогенных пород, непосредственно залегающих на отложениях триаса.

1. В низах разреза обнажается мощная свита белесоватых туфов и туфобрекчий, трахитов и трахилипаритов. Наблюдается переслаивание мелкообломочных туфов с крупнообломочными, постепенно переходящими кверху в туфобрекчии. Мелкообломочные туфы, по наблюдениям А. С. Остроумовой (1964), состоят из обломков липаритов. Размеры обломочного материала до 30—40 *см* . . . . . 110 *м*

2. Переход белесоватой свиты к вышележащим туфам происходит весьма постепенно и выражается в изменении соотношения туфового и обломочного материала. Одновременно происходит и изменение петрографического состава, трахилипариты сменяются андезитами. Эта пачка аналогична вышеописанным туфобрекчиям, но отличается грубостью обломочного материала . . . . 80 *м*

3. Мощная пачка свежих розовато-серых, серых и розовых полевошпатовых андезито-дацитов с крупными выделениями полевого шпата.

Породы, аналогичные пачке 3 слагают вершинную часть гор Манкук и Архашан. Предполагается, что часть андезитов имеет экструзивное происхождение.

В пределах Арпинского синклинория породы вулканогенного неогена пользуются еще большим распространением. Их характерные разрезы зафиксированы к северу от сс. Биралу, Зовашен, Вардашен (Кашка), Гортун, Элпин, Гешин, Варденик, Ринд, Намазалу, Агавнадзор и др. На северном крыле Арпинского синклинория породы вулканогенного неогена отмечены к югу от с. Шатин и Горс, у Айоцдзорского (Селимского) перевала и др.

К северу от с. Вардашат обнажается следующий восходящий разрез вулканогенной толщи неогена:

1. Над дислоцированными породами верхнего эоцена с угловым несогласием залегает пачка хорошо стратифицированных белесоватых пород, всецело представленных обломками трахилипаритов, сцементированных трахилипаритовым туфом . . . . . 120 *м*

2. Туфы мелкозернистые, белесоватые и зеленоватые, чередующиеся с силловыми залежами зеленовато-бурых щелочных базальтоидов . . . . . 60 „

3. Туфобрекчии, обломочный материал которых однообразен по составу и представлен андезитами различной окраски и структуры — от порфировой до пористо-шлаковидной. Размер почти неокатанных или угловатоокатанных обломков андезитов 5—10 *см*. Цемент туфовый . . . . . 150 „

4. Пачка тонких, слоистых серых туфов, чередующихся с пепловыми туфами и глинистыми песчаниками, по-видимому, озерного происхождения. К глинистым песчаникам приурочены пласты маломощных (10—15 *см*) углистых, слабосцементированных сланцев. Из этой пачки, вероятно, происходит гортунская флора нижнего плиоцена, собранная А. А. Габриеляном (1964), среди которой А. Л. Тахтаджян определил следующие формы: *Betula macrophylla* Heer, *B. prisca* Ett., *B. brongniarti* Ett., *Salix varians* Goepp., *Alnus subcordata* Com., *Carpinus grandis* Ung., *Acer hyrcanum* F. et M., *A. platanoides* L., *Ulmus carpinoides* Goepp. (характерные формы мэотиса — понта) . . . . . 30 „

5. Пачка темных до черных слоистых и рыхлых туфов . . . . . 22 „

6. Поток свежих серых и розовато-серых андезитов и андезито-дацитов с характерными крупными выделениями полевого шпата (кайнотипные андезиты) . . . . . 120 „

Аналогичный разрез вулканогенной толщи обнажается в районе с. Ринд (снизу вверх):

1. Без видимого углового несогласия, но с резкой сменой фаций, над туфоконгломератами вулканогенного олигоцена горы Бахчаджур-гузей залегает пачка рыхлых, на поверхности сыпучих, белесовато-серых и бело-кремовых туфов, выделяющихся на общем фоне ниже- и вышележащих серых, фиолетово-серых и зеленовато-серых пород. Породы, в основном кислые, состоят из обломков трахилипаритов и санидиновых трахитов и цементирующего туфового материала . . . . . 50 *м*

2. Туфоконгломерат рыхлый, розовато-серого цвета, с галькой андезитового состава . . . . . 22 „

3. Туфопесчаник грубозернистый, серого цвета, сложенный обломками полевого шпата, темных минералов и кварца . . . . . 40 „

4. Андезито-базальт порфировой структуры с микролитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены столбчато-вытянутыми кристаллами полевого шпата, короткопризматического авгита и магнетита . . 6 „

5. Туфобрекчия грубообломочная, розовато-серого цвета. Обломки отличаются от обломков вышеописанных пачек наличием большого количества вкрапленников калиевого полевого шпата, кварца, флюорита, сфена и магнетита . . . . . 100 „

6. Туф светло-серый, рыхлый . . . . . 60 „

7. Андезито-базальт серого цвета с микролитовой структурой основной массы, в которой ясно выделяются редкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза и авгита . . . . . 12 *м*
8. Туфобрекчии с прослоями туфа . . . . . 93 „
9. Свита свежих серых и розовато-серых андезитов с крупными выделениями плагиоклаза . . . . . 100 „

Другой выход вулканогенной толщи неогена расположен в верховьях р. Селим у Айоцдзорского перевала. К востоку от Селимского караван-сарая над дислоцированными породами верхнего мела наблюдается следующий разрез неогена (снизу вверх):

1. Пачка вулканогенно-обломочных пород с хорошей стратифицированностью пластов, в которой туфовый материал преобладает над обломочным. Намечается некоторая ритмичность в чередовании рыхлых грубозернистых туфопесчаников и туфобрекчий. Обломочный материал последних в отдельных слоях имеет разную окатанность и размеры . . . . . 60 *м*
2. Пачка мелкообломочного туфа с прослоями рыхлых светло-серых туфопесчаников . . . . . 1,5 „
3. Потоки светло-серого андезита с крупными выделениями полевого шпата . . . . . 40 „

В пределах Варденисского синклинория, к северу от с. Каракая обнажается следующий характерный разрез вулканогенной толщи миоплиоцена (снизу вверх):

1. Конгломерат с буровато-серым туфовым заполнителем, окатанные обломки в породе состоят из андезитов темно-серого цвета порфировой структуры 5 *м*
2. Туф рыхлый, белесоватый; обломочный материал состоит из пемзы, липарита и вулканического стекла, сцементированных пепловым материалом 45 „
3. Андезит афировой структуры, розовый с серыми пятнами. Местами порода слегка заохрена . . . . . 18 „
4. Андезит массивный, плотный, серого цвета с крупными выделениями полевого шпата . . . . . 46 „
5. Туфобрекчия окварцованная, плотная, серого и желтовато-серого цвета. Обломочный материал состоит из неокатанных и неотсортированных частиц розового андезита . . . . . 32 „
6. Трахилипарит рассланцованный, отдельные прослои различаются по оттенкам серовато-зеленого цвета . . . . . 30 „
7. Туф обеленный, разрыхленный, местами размеры пирокластов увеличиваются и порода превращается в туфобрекчию . . . . . 72 „
8. Туфопесчаник грубозернистый, обеленный, слегка измененный под воздействием окислов железа . . . . . 10 „

Своеобразный разрез отложений миоплиоцена составлен по обнажениям ущелья Сартдара. Нижняя часть его представлена породами озерного происхождения, содержащими ихтиофауну, богатую наземную и морскую флору. Наличие этих пород, весьма важных для решения вопроса о возрасте вулканогенных образований, впервые было отмечено А. А. Асатряном. В дальнейшем разрез был детально изучен А. Т. Вегуни, собравшим большое количество остатков флоры, определенной А. Л. Тахтаджяном и монографически описанной Н. Г. Гохтуни.

Восходящий разрез отложений миоплиоцена в ущелье Сартдара следующий:

1. Над дислоцированными вулканогенными породами среднего эоцена с резким угловым и азимутальным несогласием залегает поток светло-розовых андезитов . . . . . 20 *м*
2. Гиалоандезито-дацит смоляно-черный с раковистым изломом и редко встречающимися идиоморфными кристаллами полевого шпата . . . . . 2 „
3. Песчаник глинистый, серого цвета, состоящий из обломков кристаллов полевого шпата, крупных выделений пирита и обломков вулканического стекла 1,2 „
4. Песчаник глинистый, массивный, темно-серый, с большим количеством остатков болотных растений . . . . . 3 „
5. Глина песчанистая, тонкослоистая, серая и зеленовато-серая с редкими остатками рыб . . . . . 1 „
6. Глина песчанистая, тонкослоистая (сланцеватая), серая и зеленовато-серая с обильными остатками (листья, стебли, плоды) наземной флоры, среди

которых из сборов А. Т. Вегуни, А. Л. Тахтаджяном и Н. Г. Гохтуни определены: *Acer* cf. *monspessulanum* L., *A. monspessulanum* L. (плоды), *A. trilobatum* Sternb., *Corlus* sp. (плоды), *Quercus* cf. *harvissiana* Stev., *A.* sp. (плоды), *Trapa* sp. (плоды), *Traxinus* sp. (плоды), *Rumex* sp., *Potamogeton* sp., *P.* sp. из секции Chloephylli, *P.* sp. из секции Cannati, *Populus attenuata* Al. Br., *P. latior* Al. Br., *P. latior subtruncata* Al. Br., *Tilia* cf. *daliensis* Pilar., *Ulmus braunii* Heer., *U. longifolia* Ung., *U.* cf. *parvifolia* Jacq., *Ulmus* sp. 22 *м*

7. Глина песчанистая, тонкослоистая, светло-серая, с остатками плодов наземной флоры . . . . . 8 „

8. Пемзовый песчаник слоистый, с глинистым цементом кремового и желтовато-белого цвета . . . . . 23 „

9. Пемзовый песчаник рыхлый, местами сыпучий, кремово-белого цвета 32 „

10. Туфопесчаник грубозернистый с обломочным материалом, состоящим из слабоокатанных кусков вулканических пород . . . . . 17 „

11. Туфобрекчия с мелкими обломками неокатанных, реже слабоокатанных андезитов темно-серого и синевато-серого цвета . . . . . 26 „

12. Неоднократно чередующиеся грубые туфопесчаники, туфоконгломераты и туфобрекчии, отличающиеся степенью окатанности и размерами обломочного материала . . . . . 40 „

Вулканогенные породы широко развиты на восточных отрогах Айоцдзорского хребта. Их характерный разрез наблюдается в обнажениях западного склона горы Синор (снизу вверх):

1. Над туфоосадочной толщей среднего эоцена с резким угловым и азимутальным несогласием залегает пачка грубого туфопесчаника серого и желтовато-серого цвета, содержащего в отдельных слоях крупные слабоокатанные обломки андезита; местами в связи с резким увеличением обломочного материала туфопесчаник превращается в туфобрекчию . . . . . 35 *м*

2. Туфобрекчия светло-серая, желтовато-серая. Обломки представлены андезитом порфировой структуры с выделениями плагиоклаза, роговой обманки и пироксена, сцементированными вулканическим стеклом . . . . . 28 „

3. Андезит розовый, серовато-розовый, местами наблюдается флюидальность, выраженная чередованием полосок различных оттенков . . . . . 85 „

4. Андезит измененный, порфировой структуры с раскристаллизованной основной массой из вулканического стекла . . . . . 40 „

Вулканогенные породы этого возраста широко развиты на востоке и юго-востоке Сисианского района, в верхнем течении р. Воротан, где представлены кислыми и основными разностями, разобщенными территориально. Среди первых преобладают липариты, обсидианы и перлиты, которые образуют экструзивные конусы, эффектно выступающие над окружающей местностью. Ими сложены горы Гузгунлу, Давгези и ряд выходов на левом берегу р. Воротан, в привершинной части Зангезурского хребта, южнее Биченагского перевала.

На склоне горы Гузгунлу отмечен следующий разрез пород плиоцена (снизу вверх):

1. Андезит темно-серый, с крупными выделениями идиоморфных кристаллов полевого шпата . . . . . 40 *м*

2. Андезит светло-фиолетового и розового цвета . . . . . 15 „

3. Литоидная и рыхло-сыпучая пемза, переходящая в липариты . . . 150 „

4. Обсидиан черный, редко темно-серый с гнездами и вкрапленниками перлита . . . . . 40 „

5. Перлит серый, с мелкой шаровой скорлуповатой отдельностью . . . 38 „

6. Перлит плотный, серый, с крупной скорлуповатой отдельностью, местами переходящий в автобрекчии перлита и обсидиана с перлитовой связующей массой . . . . . 25 „

7. Перлит серый и светло-серый с линзами черного обсидиана . . . 70 „

8. Липарит серый, сланцеватый, с прослоями перлита скорлуповатой и шарообразной структуры . . . . . 40 „

На крайнем юге Армянской ССР, в бассейне р. Мегри известны выходы аналогичных вулканогенных пород, изученных рядом исследователей, в частности А. А. Габриеляном.

В нижнем течении р. Мюльк, по дороге, ведущей в с. Нор-Аревик, обнажается разрез континентальной озерной угленосной толщи, составленный А. Р. Давтяном (снизу вверх):

1. Над порфировидными гранодиоритами палеогена залегают тонкослоистые сланцевые смолистые глины с гнездами гипса, песчаники и плотные черно-бурые смолистые мергели с маломощными пропластками угля. Обнаруживаются многочисленные растительные отпечатки и раковины *Planorbis, Valvata* и др. В верхах сланцеватых глин содержатся многочисленные остатки обуглившихся растений и корней . . . . . 12 *м*

2. Песчаники мелко- и среднезернистые, серо-зеленые с линзами галек среднего размера. Песчаники прослаиваются алевролитами. В верхах разреза они становятся грубыми, приближающимися к микроконгломератам, в которых наблюдается наличие галек и неокатанных обломков размером 5—6 *см* . . 15 „

3. Плотно сцементированные валунно-галечные брекчиевые образования, состоящие из обломков гранодиоритов, плагиопорфиров и других пород . . 5 „

4. Песчаники мелко-среднезернистые серо-зеленые, в основании переслаивающиеся с глинами и алевролитами с маломощными пропластками бурочерного угля. Вверх по разрезу сменяются бурыми, среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися пластами (10—15 *см*) серых брекчий из обломков интрузивных пород . . . . . 6 „

5. Плотно сцементированные валунно-галечно-брекчиевые образования, в основном состоящие из обломков гранодиоритов, габброидов, плагиопорфиров, дайковых пород кварца . . . . . 50 „

Г. Г. Цулукидзе и др. (1869), впервые описавший эту толщу, обнаружил в тонкосланцеватых глинах отпечатки растений и фауну моллюсков, в том числе *Planorbis coguandianus, Helix* sp., *Valvata helicoides* Forb. и водоросли *Chara* Dub., на основании которых отнес ее к пресноводной формации миоцена. А. Коншин и Л. К. Конюшевский также отнесли эту толщу к миоцену. Остатки фауны из района с. Нор Аревик определялись В. В. Богачевым, который упоминает о мелких *Valvata* и редко встречающихся *Planorbis* и *Andonta*. По В. В. Богачеву, толщу следует отнести скорее к плиоцену, чем к миоцену. Кроме того, отложения изучались С. А. Тараяном и А. Л. Тахтаджяном, из сборов которых А. А. Габриеляном были определены *Melanopsis* cf. *aciminata* Sen., *Mel. nobilis* Sen., *Melania* sp. ex gr. *andrusovi* Sen., *Trochus* sp., *Plasionella* sp. *Planorbis* sp., *Valvata* sp. и др. (1964). По К. Н. Паффенгольцу, первые три формы очень близки к гастроподам указанных видов дуабских пластов киммерийских отложений Абхазии, а последняя форма широко распространена в куяльницких отложениях Кубано-Черноморской области. Среди остатков флоры из района с. Нор Аревик А. Л. Тахтаджян определил отпечатки листьев *Salix,* из других выходов угленосной толщи определены *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.), *Laurocerasus officinalis* Roem., *Celitis* cf., *glabrata* Stev., *Quercus ilex* L., *Acer pseudoplatanus* L., *Periploca graeca* L.

Указанные исследователи на основании фауны и флоры склонны определить возраст толщи как мэотис-понтический, включив мэотический ярус в состав нижнего плиоцена.

Сопоставляя и обобщая типичные разрезы вулканогенного неогена, можно прийти к выводу, что толща не столь однообразна, как это предполагалось раньше. В ней наблюдается чередование разнотипных пород — от кислых и средних до щелочных и основных включительно. При этом каждая разновидность породы занимает определенное стратиграфическое положение. В связи с этим сводный разрез вулканогенной толщи в настоящее время представляется в следующем виде.

На дислоцированных отложениях мела и палеогена и, отчасти, нижнего и среднего миоцена залегают белые, иногда желтоватые туфы и туфобрекчии. По данным А. С. Остроумовой (1964) среди обломков преобладают нормальные щелочноземельные липариты и переходные разновидности — трахилипариты. Туфы липаритов разнообразны по величине обломков и их структуре. Мелкообломочные туфы под микроскопом состоят (определение А. С. Остроумовой) из обломков кристаллов кислого плагиоклаза, кварца, роговой обманки, табличек биотита

и угловатых обломков липаритов, в которых нередко видны фенокристаллы указанных минералов. Основная масса сложена буроватым пелитизированным стеклом или микрофельзитовым агрегатом. Цемент представлен тем же пирокластическим, но более мелко раздробленным материалом. В туфах нередко встречаются более крупные обломки кислой лавы с пемзовой структурой. Белесоватые туфобрекчии имеют близкий к туфам состав, увеличиваются лишь размеры обломков.

На породах белесоватой свиты согласно залегает толща туфобрекчий. Под микроскопом обломочный материал — темные андезито-базальты, нередко пузыристой текстуры, содержащие мелкие вкрапленники основного (лабрадор) плагиоклаза, целиком измененного моноклинного пироксена, редко оливина. Основная масса состоит из микролитов среднего плагиоклаза, погруженных в темно-бурый, почти непрозрачный базис, представляющий собой, вероятно, разложившееся стекло основного состава. Кроме андезито-базальтов, среди обломков часто встречаются андезиты, представляющие собой афировые лавы, под микроскопом однообразные и очень характерного облика. Они состоят из флюидально расположенных микролитов среднего плагиоклаза, погруженных в светло-бурое или желтоватое, довольно свежее стекло. Более кислых разновидностей пород в свите не обнаружено.

Толща туфобрекчий, в свою очередь, согласно перекрывается плотными или желтоватыми липаритовыми туфами, которые постепенно по простиранию переходят в туфобрекчии, в агломераты, а последние в обсидиан-липарит-перлитовые лавы и экструзии. Здесь мощность свиты увеличивается в несколько раз. Такая последовательная схема хорошо наблюдается в ущелье р. Давегези. Липариты и туфы этой свиты имеют большое сходство с вышеописанными, отличаясь, по данным А. С. Остроумовой (1962), лишь содержанием кристаллов анортоклаза.

Следующая свита легко делится на две части — нижнюю, состоящую из глыб, валунов и галек андезитов и дацитов серого, розовато-серого и розового цвета, и верхнюю пачку мощных покровов тех же пород. Среди дацитов преобладают роговообманковые разности, встречаются также трахидациты.

Таким образом, в вулканогенной толще выделяются четыре обособленные свиты:

а) свита трахилипаритов, плагиолипаритов и их туфов мощностью до 100 *м*;

б) свита туфобрекчий андезитов и андезито-базальтов мощностью до 300 *м*;

в) свита обсидианов, перлитов, липаритов и их пирокластов 60—300 *м*;

г) свита свежих андезитов и дацитов 50—400 *м*.

Средняя мощность всей толщи составляет 600 *м*.

Первая свита туфов санидиновых трахитов может быть названа элпинской, поскольку ее породы обнажаются к северу от упомянутого села. Вторая свита, названная вохчабердской, состоит только из туфобрекчий. Третью свиту кислых пород в составе липаритов, перлитов, обсидианов, их пирокластов и туфогенных аналогов предлагается назвать атисской свитой, поскольку ее породы лучше всего охарактеризованы в разрезе горы Атис, в бассейне среднего течения р. Раздан, где хорошо видны ее взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями. Четвертую свиту свежих кайнотипных андезитов следует назвать цахкуняцкой по характерному разрезу, обнажающемуся на Цахкуняцком хребте.

Определением возраста толщи занимались А. Т. Асланян (1958), А. А. Габриелян (1964), А. Т. Вегуни (1960) и другие исследователи. Фаунистические остатки в вулканогенной толще не обнаружены. Однако флора, найденная в районе сс. Мангюс, Гегадир, Гортун, Гетикванк, позволяет определить возраст как верхнемиоцен-нижнеплиоценовый. К такому же выводу приходит А. Т. Асланян (1958), учитывая что вулканогенная толща в районе с. Вохчаберд фациально переходит в песчано-глинистые отложения сармата.

Верхний возрастной предел толщи определить еще труднее. Очевиден лишь факт, что отложения верхнеплиоценовых террас подстилаются размытой поверхностью вулканогенной толщи.

На основании собранного в последние годы дополнительного материала, учитывая резкие фациальные различия между отдельными свитами, можно предложить более детальную стратиграфическую схему.

Элпинскую свиту туфов санидиновых трахитов, которая несогласно перекрывает все более древние отложения, включая среднеолигоценовые и, в свою очередь, перекрывается флористически охарактеризованными породами нижнего плиоцена, можно считать верхнесарматской.

Вохчабердская свита туфобрекчий андезитов, отличающаяся резкой сменой фаций и содержащая в основании обломки и гальки сарматских и более древних — палеогеновых — пород, может быть отнесена к мэотису.

Третья — атисская — свита липаритов, перлитов, их пирокластов и туфов относится к более молодому возрасту. По наблюдениям А. Е. Назаряна (1964), кислые рыхлообломочные породы Цахкуняцкого хребта подстилаются фаунистически охарактеризованными отложениями мэотиса; и гортунская и гетикванкская флоры нижнего плиоцена приурочены к основанию свиты, что позволяет считать возраст атисской свиты не древнее нижнего плиоцена (по-видимому, понт).

Породы верхней — цахкуняцкой — свиты кайнотипных андезитов и подстилающих их обломочных пород речного происхождения, по-видимому, отлагались после значительного континентального перерыва и развития речной сети. Так, например, на северном склоне Варденисского хребта, в бассейне верхнего течения р. Аргичи они залегают непосредственно над вулканогенным эоценом, в бассейне верхнего течения р. Ахурян (северная Армения) у с. Ениел — на породах сенона. По данным Д. А. Оганесяна, лавы горы Алибек, спускаясь по склону горы, погружаются под верхнеплиоценовые отложения горы Арайлер. Все эти факты свидетельствуют о самостоятельности этого излияния. Следовательно, извержение лав кайнотипных андезитов цахкуняцкой свиты происходило в интервале нижнего и среднего плиоцена.

Верхний плиоцен. Верхнеплиоценовое время на территории Армянской ССР характеризуется отсутствием морского осадконакопления, поскольку в этот период Малый Кавказ окончательно вступил в континентальную стадию развития. Известные отложения верхнего плиоцена указывают на существование лишь крупных озерных бассейнов (Араратский, Ленинаканский, Арпиличский, Севанский, Воротанский и др.), в которых происходило водное осадконакопление. На суше бурно действовали вулканы, образуя широкие покровы базальтов. Происходило дальнейшее формирование речных долин с накоплением лагунно-речных образований. Необходимо оговориться, что верхнеплиоцен-четвертичная геологическая история территории Армении в отдельных районах протекала по-разному. Так, Ноемберянский, Иджеванский, Шамшадинский, Кафанский, Мегринский районы и северо-восточное побережье оз. Севан полностью или почти лишены новейших образований, тогда как северо-западная, западная, юго-западная и центральная ча-

сти Армянской ССР в плиоплейстоценовое время являлись областями мощного осадконакопления, что иллюстрируется описанием верхнеплиоценовых образований.

Вулканогенные образования верхнего плиоцена наиболее развиты в бассейне верхнего течения рр. Ахурян и Дзорагет на северо-западе Армянской ССР. Ими сложены Сюникское и часть Гегамского нагорий, основание горы Арагац, Канакер-Егвардское плато. Эти образования представлены вулканогенно-обломочной толщей мощностью до 700 *м*, сложенной туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами андезито-дацитов, лавами андезито-базальтов и андезитов (горисская свита), андезито-базальтами, нередко долеритовыми (канакерская свита) андезитами, андезито-дацитами и их пирокластами (арагацкая свита).

Северная Армения. Верхнеплиоценовые лавы распространены в бассейнах рек Ахурян, Дзорагет, Дебед и частично в верховьях р. Храми, где они, нивелируя древний рельеф, образуют обширные (до 300—400 *км*^{2}) покровы и лентообразные узкие потоки, прослеживающиеся по долинам рек на десятки километров.

Макроскопически лавы обычно мелкозернистые, весьма крепкие, трещиноватые, местами с миндалевидными включениями карбонатов и реже кварца. Цвет лав — от светло-серого до почти черного, плотность увеличивается сверху вниз по мощности каждого потока. Под микроскопом структура большинства пород долеритовая или микродолеритовая, в остальных случаях — пилотакситовая. Минералогический состав: основной плагиоклаз, оливин, пироксен, магнетит и вулканическое стекло. По химическому составу лавы в общем отвечают базальтам и андезито-базальтам с содержанием кремнезема от 50 до 56%.

Центрами излияния лав бассейна верхнего течения р. Ахурян являются шлаковые конусы — Кябир, Кармир-блур, Езнасар и другие, а также плоские округлые кратеры (маары) диаметром в среднем 100 *м* и глубиной 1—3 *м*, расположенные в наиболее возвышенных частях лавового поля — в районе оз. Арпилич, у с. Гелли и в других местах. Беря начало из этих центров, потоки лав обтекают третичные возвышенности (горы Чал-даш, Сеп), заполняют долину реки и ее притоков, частично слагая поверхность равнины. Далее, прослеживаясь по долине р. Ахурян у с. Капс лавы погружаются под нижнечетвертичную озерную толщу Ленинаканской котловины. Потоки лав чередуются (6—8 раз), сохраняя одинаковую мощность около 6—7 *м*. Каждый поток отделяется от предыдущего прослоем красноватого пузыристого шлака. Наружная часть потоков обычно сильно пористая, ноздреватая, встречаются пустоты (диаметром до 70 *см*) и причудливые формы остывшей магмы. Отдельность сверху столбчатая, глыбовая, местами шаровидная, внизу плитчатая.

Лавы бассейнов рек Дзорагет и Дебед прослеживаются с восточного склона южной части Кечутских гор до устья р. Дзорагет и далее по ущелью р. Дебед до ст. Садахло. По материалам А. Т. Асланяна (1958) в бассейне р. Дебед толща лав, состоящая из 10—15 потоков, содержит прослои озерных песчано-глинистых отложений с мелкой пресноводной фауной и местами перекрывается кварц-полевошпатово-пемзовыми белыми песками.

Массив горы Арагац является одной из классических областей распространения верхнеплиоценовых вулканических пород. Вулканическая деятельность после значительного перерыва в верхнем плиоцене выразилась в самом начале выбросом пемзово-пепловых материалов, образованием туфов андезито-дацитового и дацитового состава, а затем излияниями огромного количества андезито-базальтовых и

базальтовых лав, последовательно андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых.

Базальтовые и андезито-базальтовые лавы (канакерская свита) залили неровности древнего расчлененного рельефа и, растекаясь длинными потоками, образовали на периферии массива обширные (более 3000 *км*²) лавовые поля, которые местами до настоящего времени лишены растительности и представляют холмисто-бугристую пустыню.

Андезито-дацитовые и дацитовые лавы (арагацкая свита), будучи весьма вязкими, мощными (до 30—40 *м*) потоками, нагромождались вокруг центра излияния, образуя гигантский лавовый щит.

Верхнеплиоценовый возраст лав устанавливается на основании их стратиграфического положения. Судя по данным естественных обнажений Цахкуняцкого хребта, ущелий рек Раздан и Ахурян и колонок многочисленных буровых скважин в предгорьях Арагаца, они несогласно налегают на различные горизонты от эопалеозоя до нижнего плиоцена включительно и перекрываются нижнечетвертичными озерными отложениями Араратской и Ленинаканской котловин.

Вулкан Араилер, возвышаясь в северной части Егвардского плато, представляет аналогичное Арагацу вулканическое сооружение, но значительно меньших размеров. Вулкан имеет форму усеченного конуса с диаметром основания 7—8 *км*. Абсолютная высота конуса 2604,9 *м*, а относительная — около 800 *м*. Склоны крутые и почти симметричные, за исключением сравнительно пологого юго-восточного, изрезаны глубокими V-образными ущельями, расположенными радиально от вершины горы к ее подножию. Центральная часть с воронкообразным углублением сложена лавово-агломератовой толщей, состоящей из хаотически чередующихся типичных вулканических брекчий, шлаковых агломератов, маломощных и коротких потоков или линз андезито-базальтового состава, туфов, вулканических песков, пеплов, лапиллей и других образований. Лавово-агломератовая толща видимой мощностью около 400 *м* залегает периклинально и рассекается многочисленными дайками андезито-дацитового, дацитового и частично андезито-базальтового состава. Склоны вулкана сложены андезито-базальтовыми лавами, перекрытыми более поздними андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми излияниями, в большинстве случаев имеющими необычное шариковое строение.

На юго-восточном склоне горы выделяется небольшая коническая возвышенность, по данным А. Г. Кваша (1953), — побочный центр излияния, давший четыре радиально расходящихся от него потока лав.

Егвардское плато сложено лавами долеритовых андезито-базальтов пепельно-серых в нижних горизонтах и пузыристых темно-серых в верхах. Здесь верхнеплиоценовые андезито-базальтовые потоки гор Арагац и Араилер сливаются в единый поток, залегающий над песчано-глинистой толщей верхнего сармата и гипсо-соленосной толщей среднего миоцена. В полосе Ереван — Эчмиадзин лавовый покров, флексурообразно изгибаясь, погружается под толщу нижнечетвертичных озерных отложений Араратской равнины.

Канакерское плато расположено юго-восточнее Егвардского плато и отделяется от него каньоном р. Раздан. Сложено оно долеритовыми андезито-базальтами мощностью до 200 *м*, залегающими на дислоцированных отложениях сармата и перекрывающимися различными озерными, озерно-речными, туфовыми и лавовыми образованиями. Покровы андезито-базальтов распространяются к северу от подножия горы Атис, к юго-востоку до с. Джрвеж, к югу они фиксируются на холме Кармир-блур, после чего уходят под нижнечетвертичную толщу озерных отложений. Очаги излияния андезито-базальтовых лав Кана-

керского плато находятся, вероятно, на юго-западных склонах Гегамского нагорья и погребены под более молодыми четвертичными лавами.

Гегамское нагорье. Следующий район широкого развития верхнеплиоценовых вулканических образований — Гегамское нагорье, возвышающееся к западу от оз. Севан. Последовательность залегания вулканических образований нагорья в общих чертах напоминает район гор Арагац и Араилер. На размытой поверхности вулканогенно-обломочной толщи миоплиоцена и подчиненных ей лав на восточном и западном склонах и части подножия нагорья, а также в бассейне верхнего течения р. Раздан, залегают андезито-базальтовые, андезитовые и местами более кислые лавы, их туфобрекчии, туфы и шлаки, переслаиваемые и частично перекрываемые диатомитовыми глинами и песками, содержащими, по Е. Е. Милановскому (1953), диатомовую флору верхнеплиоценового возраста.

Сюникское нагорье. Вулканические образования, покрывающие почти всю территорию нагорья, изучены А. Н. Соловкиным (1937), К. Н. Паффенгольцем (1940_3), Д. Б. Исаханяном (1955), А. А. Габриеляном (1955), А. Т. Асланяном (1958), С. П. Бальяном (1953) и по их данным представлены разновозрастными и довольно сложными комплексами различных вулканогенных пород.

Нижний из этих комплексов мощностью до 500 *м*, известный под названием горисской свиты, представлен горизонтально залегающими грубо- и мелкообломочными туфобрекчиями, туфами и пеплами андезито-дацитового состава, андезитовыми и частично андезито-базальтовыми лавами, переслаиваемыми иногда нормальноосадочными песчано-глинистыми отложениями. Указанная свита занимает бóльшую часть территории Горисского района; к юго-востоку и северо-востоку протягивается в пределы Азербайджана, а к северо-западу уходит под лавовый комплекс горы Ишханасар. Свита занимает эрозионные депрессии (палеодолины рек Воротан и Акера), глубоко врезанные в складчатые толщи мезозойских и палеогеновых отложений.

Следующий комплекс вулканических образований, лежащий на горисской свите, известный под названием ишханасарской свиты, представлен андезито-базальтовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами, слагающими центральную и наиболее возвышенную часть Сюникского нагорья. Это преимущественно продукты излияния Ишханасара — одного из наиболее высоких и крупных полигенных вулканов Малого Кавказа.

Мощность ишханасарской свиты у центра излияния доходит до 1,5 *км*, а на периферии нагорья постепенно убывает до полного выклинивания. Поверхность толщи сильно видоизменена морозным, снежным выветриванием, изрезана глубокими долинами, ущельями, превратившимися впоследствии в результате мощной ледниковой эрозии в корытообразные троги с крупными котловинами выпахивания, ледниковыми цирками и карами. Во многих местах на поверхности свиты разбросаны отдельные поля каменных россыпей—чингилей.

Возраст горисской, а также перекрывающей свиты не вполне определенный. А. Н. Соловкин (1937) считает горисскую свиту четвертичной. По данным К. Н. Паффенгольца (1940_2) и А. Т. Асланяна (1958), в среднем течении бассейна р. Воротан, в районе сс. Шамб, Урут, Ватуди, Агуди и других, горисская свита фациально переходит в сисианскую песчано-глинистую диатомитовую свиту, содержащую, по А. Л. Тахтаджяну и А. А. Габриеляну (1964), флору верхнеплиоценового и нижнеплейстоценового возраста.

Глубина размыва пород горисской и ишханасарской свит достигает 2000 *м*, в них наблюдается серия речных террас относительной высотой

до 400 *м* и больше, поэтому, как отметил К. Н. Паффенгольц, возраст свит не может быть четвертичным. На основании вышеуказанного фациального взаимоперехода горисская вулканогенная свита относится к верхнему плиоцену.

В отдельных частях склонов и предгорных плато Ишханасарского массива разбросаны многочисленные шлаковые конусы с потоками лав, относящихся к различным этапам излияния. Относительно более древними среди них являются андезито-базальтовые лавы Ераблурского плато, покрывающие обширные площади на левобережье р. Воротан, к юго-западу от массива Ишханасар. Мощность андезито-базальтов в разрезе каньона р. Воротан 15—20 *м* и постепенно увеличивается в сторону Ераблурского плато у сс. Уз, Урут.

По данным В. Т. Грушевого и др. (1936), андезито-базальты светло-серого цвета, сильно ноздреватые, столбчатые. Под микроскопом структура долеритовая, основная масса состоит из лейст основного плагиоклаза, коротких зернышек и изометричных лейсточек авгита и зерен магнетита. Редко встречаемые вкрапленники представлены авгитом и оливином.

Центры излияния лав, представленные многочисленными моногенными вулканами — шлаковыми конусами высотой до 100—150 *м*, по данным А. Н. Соловкина (1937), С. С. Мкртчяна (1958) и др., приурочены к северо-западной части плато и вытянуты на северо-запад в направлении общей складчатости района и крупных разрывов.

Лавы Ераблурского плато, по данным К. Н. Паффенгольца (1940_3), подстилают ишханасарскую свиту. На основании этого, а также полного петрографического сходства А. Т. Асланян (1958) сопоставляет их с долеритовыми андезито-базальтами канакерской свиты Канакер-Егвардского плато, слагающими основание Арагацкого массива и относящимися к верхнему плиоцену.

Озерные отложения верхнеплиоценового времени широко развиты в бассейне оз. Севан и в Сисианском районе (сисианская свита). В бассейне оз. Севан они наиболее подробно изучены на Сарыкаинском разрезе, расположенном к юго-востоку от с. Арцвакар. По данным А. Р. Давтяна, сарыкаинская толща подразделяется на пять свит. Первые две относятся к сармату и нижнему плиоцену. Разрез третьей свиты следующий (снизу вверх):

1. Туфопесчаники, переслаивающиеся пемзовыми песками, туфовыми пеплами . . . . . 18 *м*
2. Пачка перемежающихся глин, алевролитов, диатомитов, песков и известняков . . . . . 25 „
3. Мощная толща галечников липаритового состава с пемзовым песком, туфогенным песком, гравием, липаритовым туфом, иногда и диатомитом с дрейссенсиями, туфопесчаниками и другими туфогенными материалами . . . 60 „
4. Желтовато-белые диатомиты, глины, алевролиты, пески, гальки, гравий, переслаивающиеся туфопесчаниками, туфоконгломератами и дацитовыми лавами . . . . . 30 „

В диатомитах и диатомитовых глинах свиты, по данным Е. Е. Милановского (1953) (определение А. П. Жузе), содержится озерно-диатомовая флора плиоценового возраста: *Melosira arenaria* Moore, *Cocconeis placentula* Ehr., *Amphora mongolica* Oestr. и др. Из сборов А. Р. Давтяна в желтовато-белых диатомитах и глинах, переслаивающихся с песками и вулканогенным материалом, Я. Б. Лейе определены следующие формы диатомей: *Cyclotella ocellata* Pant., *Cyclotella comensis* Grun., *Cyclotella operculata* var. *mesolcia* Grun., *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Synedra ulna* var. *acugalis* (KTz.) *Hust.*, *Synedra ulna* var. *acugalis* (Nitzsch.) Ehr., *Cymbella affinis* Ktz. На основании фауны и стратиграфического положения свита относится

к средне(?)-верхнему плиоцену. Е. Е. Милановский (1953) расчленяет ее на две самостоятельные свиты, соответственно относя их к нижне-среднему и средне(?)-верхнему плиоцену.

А. А. Габриелян синхронизирует данную свиту с диатомитовыми отложениями и пемзово-песковыми образованиями Приереванского района (сс. Нурнус, Дзорахпюр, Парби и др.), где они залегают на долеритовых базальтах и, по В. В. Богачеву, содержат фауну позвоночных верхнего плиоцена.

На размытую поверхность вышеописанной свиты с размывом и угловым несогласием налегает четвертая свита сарыкаинской толщи, состоящей из андезито-базальтовых лав, известных в литературе под названием манычарских.

В бассейне оз. Севан к отложениям верхнего плиоцена относятся также конгломератобрекчиевые образования районов сс. Памбак и Сариягуб. Породы района с. Памбак несогласно залегают на размытой поверхности туфогенно-обломочных пород коньяка—сантона и представлены грубыми конгломератами, брекчиями с прослоями суглинков общей мощностью 150—200 *м*. Эта толща, верхняя часть которой размыта, была отнесена К. Н. Паффенгольцем (1934$_3$) к верхнему плиоцену — нижнечетвертичному времени, а впоследствии (1950), как и сарыкаинская, к олигоцену. В. Е. Хаин, М. А. Кашкай и Э. А. Шихалибейли относят ее к нижнему плиоцену. По Е. Е. Милановскому (1953), толща имеет пролювиально-делювиальный характер и относится к нижнему плиоцену. По данным А. Р. Давтяна, памбакская толща по стратиграфическому положению скорее отвечает третьей пачке сарыкаинской толщи, отнесенной к верхнему плиоцену. Не исключен также ее нижнечетвертичный возраст.

Вулканогенно-озерная толща района с. Сариягуб представлена глинами, пемзовыми песками, песками и другими породами. Видимая мощность ее достигает 30 *м*. Толща залегает на размытой поверхности миоплиоценовых пород и имеет падение к северо-западу. Из сборов А. Р. Давтяна в этих отложениях Я. Б. Лейе определены спорово-пыльцевые комплексы, относящиеся к верхнему плиоцену.

Верхнеплиоценовые отложения, встречающиеся в бассейне оз. Севан, имеются также на Масрикской равнине, заполненной озерными аллювиальными и пролювиальными отложениями, достигающими большой мощности. Они представлены разнообразными песками, глинами, пемзовыми песками, диатомитами и галечниками. Самая глубокая скважина, пробуренная здесь, достигла 258 *м* и не вышла из рыхлых отложений. Небезынтересно будет привести разрез этой скважины:

0,0—16	*м*	песчано-галечный слой (песок 30—40%, гравий 40—50%, мелкая галька до 25%, средняя и крупная галька до 10%)
16,0—21,55	„	песчано-суглинистый слой
21,55—25,25	„	песчано-галечный слой
25,25—29,25	„	супесь с галькой и гравием
29,25—32,55	„	песчано-галечный слой с преобладанием крупных галек
32,55—58,50	„	тонкозернистый песчанистый материал, чередующийся с суглинками
58,50—98,10	„	песчано-галечно-глинистый слой
98,1—109,40	„	вулканогенно-диатомитовые отложения с отдельными включениями грубообломочного материала
109,4—131,5	„	супесь с грубообломочным материалом
131,5—230,5	„	вулканогенно-осадочные отложения с диатомитом
230,5—252,5	„	аллювиально-пролювиальный материал
252,5—258,5	„	суглинки

Следует отметить, что характер отложений здесь заметно приближается к озерным. Например, все чаще встречаются плоские овальные гальки и косая озерная слоистость. Из сборов А. Р. Давтяна с глубины 55 *м* описанной скважины определены остракоды *Gandonella su-*

zini Mandelstam, *Gandona eircumflussa* Mandelstam, *Lymnocythere pomosa* Mandelstam, *L. fontinalis* scheider, *Ilyocipris bradyisazz, I.* sp., *Dolerocypris* nov. sp. и др.

С. А. Бубикян (1958$_1$) такие формы встречены в плиоценовых отложениях сарыкаинской толщи. В образцах с глубины 109 *м* Я. Б. Лейс (1957) определены следующие формы диатомей: *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Pinnularia Meisteri* f. *armenica poretzky, Navicula gracilis* Ehr., *Navicula gregaria* Donk., *Gomphonema Coustrictum* var. *capitata* (Ehr.) Cl. и др.

Всего Я. Б. Лейе в образцах из скважин Масрикской равнины определила 84 вида диатомовых водорослей, свидетельствующих о существовании двух комплексов. Первый, состоящий преимущественно из более или менее глубоководных и планктонных форм, и второй, сложенный явно мелководными литоральными видами. Образцы из скв. 30 показывают, что процесс осадконакопления вначале, по-видимому, происходил в пресноводном бассейне на значительной глубине. Когда же накапливались вулканогенно-осадочные отложения, бассейн уже значительно обмелел (глубина 109 *м*). Далее, в силу прогибания Севанской впадины происходило углубление бассейна и снова появились пресноводные глубоководные формы (глубина 144 и 258 *м*). Объединяя эти комплексы и сопоставляя с изученными комплексами диатомовых отложений других районов Закавказья, Я. Б. Лейе относит севанский комплекс по времени к промежутку между нурнусским (плиоцен) и кошаванкским (низы четвертичной системы) комплексами.

Палинологический анализ (Лейе, 1957) образцов из масрикских скважин показал, что отложения с глубины 258 *м*, по-видимому, относятся к верхам среднего плиоцена, а выше — к верхнему плиоцену. Граница между верхнеплиоценовыми и постплиоценовыми отложениями условно проводится с 60 по 80 *м*.

По данным А. Т. Асланяна, в среднем течении р. Раздан, между с. Арзни и с. Нурнус над покровом долеритовых базальтов и липаритообсидиановой толщи залегают маломощные пески, диатомитовые глины и диатомиты, которые отлагались в мелких озерах, возникших в результате лавовых запруд при излиянии долеритовых базальтов. В диатомитах П. П. Гамбаряном (1934$_1$) были обнаружены остатки верхнеплиоценовой фауны млекопитающих, среди них (В. В. Богачевым) определены *Hipparion* sp. (совершенно сходный с гиппарионом из верхнеакчагыльских слоев Палан-текяна в Эльдарской степи), *Rhinoceros etruscus* Falc., *Mustella filholi* Gand., *Tragoceras* sp., *Pepus* sp., *Putarius* sp., *Gerbillus* sp. и др.

По данным А. А. Габриеляна (1964), в диатомитах, обнажающихся на участке между сс. Дзорахпюр и Шагап, В. В. Богачевым обнаружены два новых вида рыб: *Leuciscus oswaldi* Bog., *Alburnus gambariani* Bog., которые, по мнению автора, характеризуют верхнеплиоценовый возраст вмещающей толщи.

В бассейне р. Воротан верхнеплиоценовые образования в осадочной фации приурочены к отдельным котловинам (Акнадаштская, Ангехакотская, Сисианская, Шамбская и др.), разделенным поперечными поднятиями. Отложения, образующие указанный комплекс, представлены чередующимися песками, пемзово-пепловыми образованиями, серовато-белыми диатомитовыми глинами, диатомитами, различными рыхлыми галечниками и другими породами, перекрывающими отложения юры, эоцена и олигоцена. По данным А. Т. Асланяна (1958) их наибольшая мощность достигает 300 *м*. Иногда, как например, в Сисианской и Шамбской котловинах, верхнеплиоценовые образования по бо-

ковым притокам (чаще правым) прослеживаются до северных склонов Баргушатского хребта.

Самой верхней является Акнадаштская котловина, расположенная на высоте 2000 *м* в районе истоков р. Воротан, заполненная диатомитами, диатомитовыми глинами, аллювиальными, пролювиальными, а возможно флювиогляциальными, породами. На северной окраине с. Базарчай А. Р. Давтяном составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Серые диатомитовые слоистые глины	2 *м*
2. Диатомитовые глины, переслаивающиеся с мелкозернистыми тонкослоистыми вулканическими песками	1,5 „
3. Мелкозернистый тонкослоистый вулканический песок	0,3 „
4. Диатомитовые глины с отдельными пропластками тонкозернистых, тонкослоистых вулканических песков	4—4,5 „

Такие озерные, озерно-речные образования на разных гипсометрических высотах развиты в районе сс. Базарчай, Борисовка и др.

Между сс. Ангехакот и Шагат р. Воротан выходит в Ангехакотскую котловину, расположенную несколько ниже (1700—1850 *м*), чем Акнадаштская. Эта котловина также заполнена диатомитами и диатомитовыми глинами. Профиль котловины асимметричен, правый борт имеет ступенчатый характер в связи с развитием террас, а левый, крутой и обрывистый сложен четвертичными лавами Сюникского нагорья, которые повсеместно перекрывают диатомитовые образования.

Центральная часть котловины заполнена аллювиальными образованиями. Высокие эрозионные террасы вниз по течению р. Воротан вскрывают диатомитовые образования верхнего плиоцена Сисианской котловины. В районе с. Ангехакот р. Воротан врезается в коренные породы (четвертичные лавы в левом борту, вулканогенные породы эоцена и олигоцена — в правом). У с. Шаки ущелье расширяется, образуя маленькую Шакинскую котловину, в которой А. Р. Давтяном описан следующий разрез диатомитовых образований (снизу вверх):

1. Тонкослоистые диатомитовые глины серые, ожелезненные с прослойками вулканических песков	6 *м*
2. Вулканический песок	1 „
3. Переслаивающиеся глины, вулканические и глинистые пески	4—4,5 „
4. Бурые, рыхлые, слоистые песчаники	1 „
5. Переслаивающиеся диатомитовые глины, бурые песчаники и пески	15 „
6. Вулканические пески	8—10 „

Ниже слияния рек Воротан и Шаки ущелье снова суживается и р. Воротан пропиливает коренные породы. Недалеко от с. Сисиан ущелье снова расширяется, переходя в Сисианскую котловину. У восточной окраины с. Сисиан на дневную поверхность выходят почти горизонтально лежащие серые, светло-серые тонкозернистые пески мощностью 3 *м*. На серых песках лежат светло-коричневые тонкозернистые пески, постепенно переходящие в мелкую ожелезненную гальку, в свою очередь переходящую в серые тонкозернистые пески мощностью 3 *м*. Разрез завершается мелкой ожелезненной галькой мощностью 5—6 *м*.

У северной окраины с. Уз установлены многочисленные выходы вулканических песков и диатомитовых образований, имеющих весьма изменчивый состав, которые перекрываются четвертичными столбчатыми лавами.

Диатомитовые образования развиты не только в Сисианской котловине, но и в бассейне правых притоков рек Воротан, Айригет, Сисиан, Брнакот, прослеживаясь в виде «языков» до северных склонов Баргушатского хребта. Брнакотская котловина, как и остальные, заполнена разнообразными диатомитовыми песками, глинами. В Дастакертской котловине фиксируются разнообразные вулканические пески, глины и

диатомиты, залегающие на эоценовых и олигоценовых породах, а также на интрузивах. Залегание диатомитовых образований почти всегда горизонтальное. Лишь в местах развития оползней имеются складки деформаций.

В окрестностях с. Уз р. Воротан снова образует узкое и глубокое ущелье, продолжающееся до района с. Шамб. На этом участке наблюдается фациальный переход от сисианской диатомитовой свиты к горисской вулканогенной и в разрезах данных отложений фиксируются отдельные горизонты вулканогенных пород, аналогия которых с породами горисской вулканогенной свиты не вызывает сомнения. По составленным А. Т. Асланяном (1958) и А. Р. Давтяном разрезам в районе сс. Шамб, Нораван, Агуди и Вагуди этот переход выражен в многократном чередовании диатомитов, диатомитовых глин, пемзово-пепловых образований, с одной стороны, и грубо- и мелкообломочных туфобрекчий, туфов, пеплов кварц-порфиритового и кварц-трахитового состава — с другой. Мысль о существовании фациального перехода между горисской вулканогенно-обломочной и сисианской песчано-глинисто-диатомитовой свитами впервые была высказана К. Н. Паффенгольцем и подтверждена А. Т. Асланяном, А. Р. Давтяном, В. М. Амаряном и др. Следует отметить, что К. Н. Паффенгольц (1959) отложения горисской вулканогенной и сисианской диатомитовой свит относит к миоцену, а ишханасарскую вулканогенную свиту — к плиоцену.

При входе в район с. Шамб р. Воротан образует небольшое расширение, где находится Шамбская котловина, лежащая на 300 *м* ниже Сисианской, заполненная диатомитовыми образованиями, восходящий разрез которых, составленный А. Р. Давтяном, представляется в следующем виде:

1. Пемзово-пепловые образования с включениями кварца и неопределенного черного минерала
2. Вулканические пески
3. Диатомиты уплотненные, серовато-белого цвета
4. Тонкозернистые диатомиты, диатомитовые глины, переслаивающиеся с очень тонкозернистыми песчаниками
5. Плотные диатомиты серовато-белого цвета
6. Переслаивающиеся тонкозернистые, плотные диатомиты, диатомитовые глины и песчаники

Общая мощность отложений достигает 50—60 и 100 *м*.

В диатомитовых отложениях из сборов А. А. Габриеляна и А. Л. Тахтаджяна (1964) обнаружена следующая флора: *Acer ibericum, Acer lactum, Celtis caucasica, Frakinus oxycarpa, Potamogeton lucens, Ulmus foliacea, Quercus iberica, Myriophillum spicatum, Populus hybrida, Phragmites communis* и др.

По мнению А. Л. Тахтаджяна, это очень молодая флора (многие ее виды произрастают в данной области и в настоящее время) не может быть древнее верхнего плиоцена. А. Н. Криштофович (1939) в диатомитовых глинах сисианского комплекса определил *Gramineae gen.* sp., *Salix* sp., *Betula alba* L., *Quercus robiroides* Ber., *Leguidambar europaeum* A. Br., *Acer monospessulanum* Lam. var. *iberica* Koch., *Prunus* sp. и многие другие, отнеся флору к периоду не древнее плиоцена.

По А. А. Габриеляну (1947), ишханасарская свита явно подстилает сисианскую диатомитовую свиту, а горисская вулканогенная свита перекрывает ишханасарскую. Сисианская диатомитовая свита, по его же данным, фациально переходит в акеринскую (апшерон—баку) вулканогенную свиту. На основании этих данных и анализа флоры, А. А. Габриелян относил ишханасарскую вулканогенную свиту к верхнему плиоцену (акчагыл—апшерону) и частично к нижнебакинскому подъярусу, сисианскую диатомитовую к самым верхам плиоцена

и к низам постплиоцена (апшерон—баку), а горисскую вулканогенную — к нижнему плейстоцену, примерно к бакинскому ярусу. Впоследствии А. А. Габриелян (1957), Д. П. Исаханян, А. И. Адамян и С. П. Бальян (1955) на основании детальных наблюдений пришли к выводу, что акеринскую свиту и нижнегорисскую подсвиту следует отнести к нижнему плиоцену, сисианскую свиту и верхнегорисскую подсвиту — к акчагылу, а ишханасарскую свиту — ко времени между апшероном и баку.

По наблюдениям А. Р. Давтяна, разделение горисской свиты на нижнюю и верхнюю подсвиты, как это делают Д. П. Исаханян и А. А. Габриелян на основании якобы существующего перерыва в средней части горисской свиты, неправильно, так как представление о перерыве создается косой слоистостью, создающей впечатление углового несогласия. Данные А. Т. Асланяна (1958) и А. Р. Давтяна показывают, что в сисианскую свиту врезался палеорельеф древнего Воротана по крайней мере после деформации известного пенеплена, возраст которого сейчас устанавливается как среднеплиоценовый. Анализы флоры из диатомитовых образований дали основание полагать А. Н. Криштофовичу, А. А. Тахтаджяну и другим, что она не древнее плиоцена.

На основании изложенного можно развить точку зрения А. Т. Асланяна (1952_1) о том, что в верхнеплиоценовое время долина р. Воротан в районе г. Горис была запружена выбросами вулканических продуктов, в результате чего образовалось крупное озеро, где накапливались песчано-глинисто-диатомитово-пемзовые отложения. Процесс этот охватил промежуток времени от верхнего плиоцена до нижнего постплиоцена.

Речные отложения. Аллювиальные отложения плиоцена на территории Армянской ССР представлены суглинистыми, валунно-галечными и другими образованиями, имеющими ограниченное и фрагментарное развитие. В силу специфики плиоплейстоценовой истории такие образования встречаются в подавляющем большинстве в районах верхних и средних течений современных рек, которые создают террасовидные денудационные уровни и аккумулятивные террасы. По данным А. Т. Асланяна (1958) и А. Р. Давтяна, для северо-восточной части Армянской ССР (Ноемберянский, Иджеванский и Шамшадинский районы) наиболее классически выраженными денудационными уровнями являются:

Уровень 520—600 *м*, охватывающий водоразделы хребтов (верхнее течение рек Воскепар, Джогаз, Ахум, Тавуш) и покрытый суглинками.

Уровень высотой 420—500 *м*, приуроченный к водораздельным гребням рек Ахум, Тавуш, Агстев (район г. Иджевана), покрытый суглинками и лёссовидным материалом.

Уровень высотой 250—300 *м* в среднем и частично верхнем течении рек.

Уровень высотой 220—250 *м* в среднем течении рек, сложенный в привершинной части горы Кякил хорошо и грубоокатанными галечниками.

Уровень высотой 170—180 *м* имеет более широкое развитие, чем описанные выше высокие уровни. Слагают его глины, суглинки и галечники в основании.

По данным А. Т. Асланяна (1958), в бассейне р. Мармарик установлены денудационные и аккумулятивные террасовые уровни на относительных отметках 1300—1350 *м*, 860—870 *м*, 520—580 *м*, 395—410 *м* и 245—255 *м*. В бассейне оз. Севан, по данным К. Н. Паффенгольца (1959), А. А. Габриеляна (1964) и других, имеются террасы с относи-

тельной высотой над уровнем озера до 60 *м*, 70 *м*, 185—200 *м* и выше. Низкие террасы (до 60 *м*) связываются с колебаниями уровня оз. Севан, а более высокие (до 2000 *м*) — с деятельностью верхнеплиоценовой, а возможно, и нижнечетвертичной речной сети. На Арегунийском и Севанском хребтах зафиксировано несколько ступеней абразионных и эрозионных террас: 410—370 *м*, 310—270 *м*, 220—190 *м*, 100—120 *м*, 80—60 *м* и 50—40 *м*.

По данным К. Н. Паффенгольца (1959), К. А. Мкртчяна (1956), А. Т. Асланяна (1958), А. Р. Давтяна и других, в долине р. Памбек установлена терраса высотой 180—200 *м*, которая наиболее ясно выражена в районе с. Арчут. Арчутская терраса сложена белесоватыми тонкозернистыми вулканическими песками, галечниками и плотно сцементированными брекчиями.

Аналогичные террасы фиксируются в западной и юго-западной частях Араратской депрессии и в пределах южной части Армянской ССР (бассейны рек Ехегис, Арпа, Воротан, Вохчи, Цав, Мегригет, Карчеван и др.). Возраст вышеприведенных уровней устанавливается на основании следующих данных.

Галечники террасы 180—200 *м* подстилаются толщей лав с внутриформационным горизонтом диатомитов, включающих остатки *Hipparion* акчагыльского возраста, и перекрываются озерной толщей, содержащей в верхних слоях кости нижнечетвертичного *Elephas trogontherii* Pohl.

Над аналогичными террасовыми отложениями района с. Арзни обнаружены орудия раннеминдель-рисского времени. Установлен также факт врезания 180—200-метровой террасы в толщу туфобрекчий горисской свиты, относимой к верхнему плиоцену в бассейне р. Воротан. А. Т. Асланяном то же самое отмечено в междуречье Джрвеж и Гарни, где указанная терраса врезана в толщу туфобрекчий миоплиоцена.

По данным А. Т. Асланяна, галечники террассы высотой 180—200 *м* бассейна р. Цав спускаются в долину р. Аракс и сливаются с галечниками Карабахской равнины, в которых В. Е. Хаиным (1950) найдены *Bythinia* aff. *tentaculata* L., *Melania* ex gr. *rhodensis* Buk., *Pisidium* cf. *amnicum* Müll., *Valvata* sp. и др. (определение Б. Х. Гейвандовой). Подобная пресноводная фауна относится к апшерону.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Комплекс четвертичных отложений Армянской ССР состоит из пород самых разнообразных фаций, в том числе: озерных глин, песков, ракушечников и диатомитов, морен и флювиогляциальных, аллювиальных, пролювиальных, делювиальных и элювиальных образований, потоков и покровов лав различного состава и разнообразных туфов (рис. 35).

Озерные и озерно-речные отложения

В четвертичное время озерные бассейны возникали в результате локальных тектонических погружений земной коры, запруживания речных долин продуктами вулканической деятельности и отчасти в результате деятельности ледников. Озерные отложения известны в составе нижнечетвертичных, среднечетвертичных, верхнечетвертичных и современных образований.

Четвертичные озерные отложения в основном развиты в Ленинаканской, Севанской и Араратской котловинах. Небольшие выходы озер-

ных отложений запрудного происхождения четвертичного возраста известны в бассейнах рек Памбак, Арени.

Ленинаканская (Ширакская) котловина. Озерно-речная толща четвертичного времени распространена в окрестностях г. Ленинакана в долине р. Ахурян, обнажаясь по обе стороны реки.

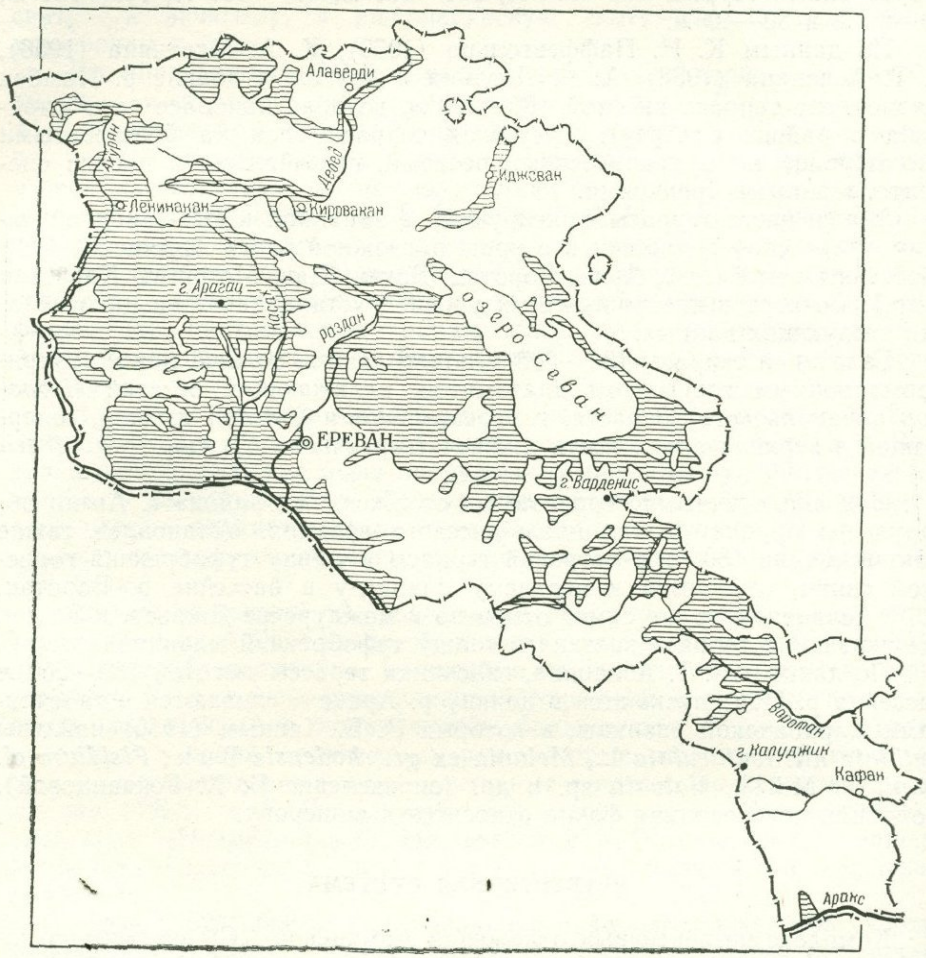


Рис. 35. Схема распространения верхнеплиоцен-четвертичных образований (составил А. Т. Вегуни)

Эта фаунистически охарактеризованная толща, известная в литературе под названием «ленинаканской толщи», в верхней части сложена галечниками, песками, глинами, в нижней — диатомитами, глинами, пемзами, вулканическими песками и пеплом. Мощность толщи 400 *м*. На южной и юго-западной окраинах г. Ленинакана на левом берегу р. Ахурян ленинаканская толща представлена следующими породами (сверху вниз):

1. Аллювиально-пролювиальные наносы	7 *м*
2. Вулканические туфы	12 „
3. Древние аллювиально-пролювиальные отложения	25—30 „

Ниже располагаются типичные озерные отложения, представленные чередующимися глинами, диатомитами, пемзами, вулканическими песками и пеплом. Неполные разрезы этих отложений обнажаются

в долине р. Ахурян (участок с. Мармарашен — Гюлибулаг — Ахурик), а также зафиксированы скважинами. Мощность их достигает 350 *м*.

Среди озерно-речных отложений района г. Ленинакана следует отметить древние костеносные аллювиально-пролювиальные отложения, представленные галечниками и песками, иногда с прослойками и гнездами глин. Галечники слагают верхние (0,5—1,0 *м*) слои горизонта, ниже расположены крупнозернистые пески, переходящие книзу в мел-

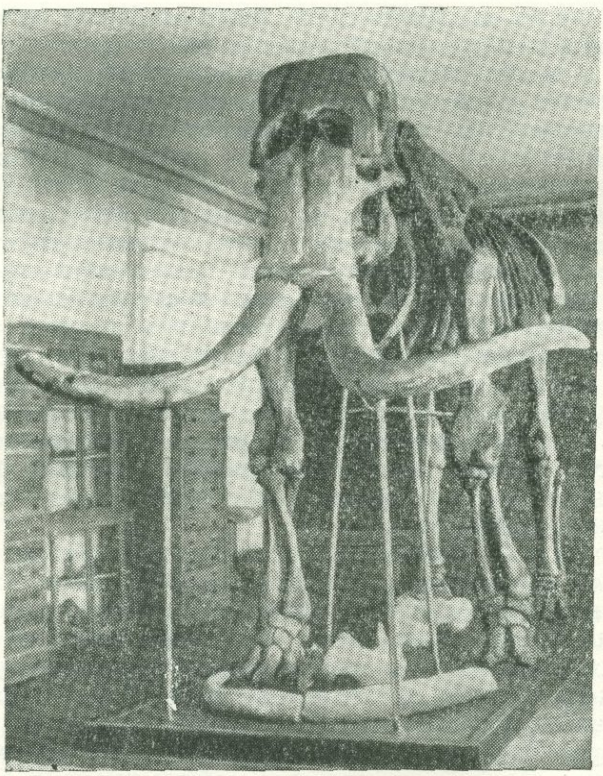


Рис. 36. Скелет гигантского первобытного слона. (Музей ИГН АН АрмССР). Фото Л. А. Авакяна

козернистые. Пески местами косослоистые, по данным Л. А. Авакяна (1959), содержат остатки нижнечетвертичных млекопитающих, среди которых установлены *Elephas trogontherii* Pohl., *Rhinoceros mercki* Jaeg., *Equus stenonis* Cocchi, *Camelus knoblochi* Nehr., *Bos primigenius* и *Cervus* sp.

Присутствие вышеописанных видов в четвертичных отложениях Армянской ССР дает основание выделить «ленинаканский фаунистический комплекс», а вмещающие его пески отнести к миндель-рисскому, отчасти миндельскому времени. В песчаных карьерах г. Ленинакана обнаружены остатки скелета трогонтериевого слона (рис. 36).

«Ленинаканский фаунистический комплекс» по составу и возрасту имеет некоторое сходство с «тираспольским» и «хазарским» комплексами.

Нижнюю часть озерно-речных отложений Ленинаканской котловины составляют зеленоватые, довольно жирные, частично гипсоносные глины, а также диатомовые глины, содержащие богатую пресноводную фауну: *Dreissensia polymorpha* Pallas, *D. diluvii* Abich, *D. rostri-*

formis Desh., *Hydrobia ulvata* Penn., *H. ventrosa* Mant., *H. sieversi* Bog., *Valvata piscinalis borialis* Milasch, *Melanopsis* sp., *Pisidium* sp. и остракоды (по определениям И. В. Даниловского, А. Г. Эберзина, Н. Н. Акрамовского). Из вышеотмеченной фауны преобладают дрейссенсии, остатки раковин которых слагают отдельные прослойки. Характерно, что в нижних горизонтах глин распространены мелкие хрупкие и тонкостенные раковины дрейссенсий, а в верхних — крупные и толстостенные.

Несмотря на то, что дрейссенсии ввиду их большого вертикального распространения в плиоценовых и постплиоценовых отложениях мало используются для стратиграфических определений, некоторые исследователи отложения ряда районов Армении, содержащие дрейссенсии, относят к минделю (Рейнгард, 1937) или акчагыл-апшерону (Б. Л. Личков и С. А. Ковалевский) на основании их сходства с аналогичными отложениями Азербайджана и восточной Грузии.

В Ленинаканской котловине нет ни одного обнажения, где был бы представлен относительно полный разрез озерно-речных отложений и устанавливалось соотношение древних аллювиально-пролювиальных отложений с расположенными под ними и содержащими дрейссенсии озерными глинами. Однако надо думать, что древние аллювиально-пролювиальные отложения залегают регрессивно на озерных глинах и являются результатом завершающего цикла развития Ленинаканского озерного бассейна. Следовательно, можно допустить, что указанный озерный бассейн существовал с верхнего плиоцена до конца нижнечетвертичного времени. Палеогеографические условия формирования новейших отложений Ленинаканской котловины Ю. В. Саядяном (1968) освещаются несколько иначе.

Севанская котловина является наиболее крупной межгорной депрессией на территории Армянской ССР. Озерные, озерно-речные и лагунные образования в пределах котловины развиты почти исключительно в равнинных ее частях. Выше озерные образования фрагментарно сохранились в виде озерных террасовых уровней. Указанные равнинные части представляют собой поймы низовьев современных и древних погребенных рек. Наиболее крупными из них являются поймы рек Дзкнагет, Гаварагет (Норатусская равнина), Масрик, Сариягуб и др.

В пределах Норатусской равнины широко развиты озерные, озерно-речные и прибрежные образования. В описании плиоценовых образований отмечена была принадлежность большинства из них к плиоценовому времени (свиты сарыкаинской толщи).

Ниже приводится описание пятой свиты сарыкаинской толщи, названной собственно сарыкаинской. Отложения эти обнажаются на берегу оз. Севан, недалеко от с. Норатус, у мыса Сарыкая. По берегу озера отложения протягиваются на 3—4 *км*, образуя почти отвесный обрыв высотой около 100 *м*. Обнажение это описывалось многими исследователями, начиная от Г. Абиха (1899). Разрез собственно сарыкаинской свиты, по данным А. Р. Давтяна, следующий (снизу вверх):

1. Мощные галечники, залегающие в основании разреза. Гальки весьма хорошо окатанные, разного размера, слабо сцементированы серым алевритопесчано-гравийным материалом с плохо выраженной слоистостью. В галечниках наблюдаются невыдержанные слои мелких песков и гравия с косой слоистостью. В верхах слоя отмечены песчанистые суглинки. Гальки представлены андезитами, дацитами, липаритами . . . . . 30 *м*

2. Неслоистый суглинок с остатками корней и ископаемой почвы . . . 3 „

3. Разноцветные, слабосцементированные, туфогенные пески, переслаивающиеся друг с другом и образующие довольно выдержанные по простиранию слои. Пески смешаны с гальками разных размеров, составляющими быстро

выклинивающиеся пачки и карманы. Отмечена хорошо выраженная косая слоистость. В верхах этого слоя пески сменяются пемзово-пепловым материалом . . . . . 15 *м*

4. Вулканический пемзово-пепловый материал с подчиненными слоями песков . . . . . 10 „

5. Черные шлаковые лавы основного состава, серые песчаники, черные вулканические пеплы и пески, красные шлаковые лавы, переслаивающиеся друг с другом . . . . . 12 „

Таким образом, собственно сарыкаинская свита подразделяется на две подсвиты: галечниковую и песчано-пемзово-пеплово-шлаковую. В отличие от других свит сарыкаинской толщи эта свита почти не дислоцирована. Пласты залегают горизонтально и, падая к юго-западу, уходят под аллювиальные образования р. Гаварагет. По генезису галечники собственно сарыкаинской свиты относятся к озерно-речным образованиям, отложившимся в дельтах. После накопления этого слоя происходило расширение границ озера. Песчано-пеплово-пемзовые продукты осаждались непосредственно в водном бассейне, имеющем мелководно-прибрежный характер. Накопление озерного материала сопровождалось вулканическими вспышками. Наблюдения показали, что образования собственно сарыкаинской свиты залегают на манычарских лавах, возраст которых принимается ккак верхний плиоцен. Следовательно, возраст собственно сарыкаинской свиты определяется как нижнечетвертичный, а ее низов, мощных галечников, даже верхнеапшеронский.

Е. Н. Дьяконова-Савельева и Г. Д. Афанасьев (1933) описанную свиту вместе с выделенными ими восемью свитами относили к верхнему плиоцену — нижнему постплиоцену. К. Н. Паффенгольц (1932—1934 гг.), расчленяющий сарыкаинскую толщу на две свиты, в целом отнес ее к верхам третичного периода или к низам постплиоцена. В дальнейшем К. Н. Паффенгольц, убедившись в существовании фациального взаимоперехода дрейссенсиево-диатомитовой свиты в «олигоценовую», по его мнению вулканогенную толщу Гегамского нагорья, отнес сарыкаинскую толщу целиком к олигоцену. А. А. Габриелян (1952_1), назвавший сарыкаинскую свиту норатусской песчано-пеплово-галечниковой, относит ее к нижнему постплиоцену. Е. Е. Милановский (1953), выделив в комплексе сарыкаинской толщи сарыкаинскую галечниково-песчано-суглинко-лавово-шлаковую свиту, отнес ее к плейстоцену, а галечники низов этой свиты — к нижнему плейстоцену.

Отложениям собственно сарыкаинской свиты стратиграфически соответствуют породы, залегающие к северу и северо-западу от г. Камо в долине Пепои-дзор. Разрез этих отложений, по данным А. Р. Давтяна, следующий (снизу вверх):

1. Полимиктовые пески разного диаметра, содержащие карманы и прослойки гравия и гальки основного состава . . . . . 5 *м*
2. Слой пемзы и шлака . . . . . 6 „
3. Глины и суглинки желтоватого цвета . . . . . 1,5—2 „
4. Шлаки черные, лиловые . . . . . 2,5—3 „

Основание разреза нигде не обнажается.

Из озерных отложений следует также отметить донные осадки оз. Севан. Они детально изучены Г. Д. Афанасьевым (1950), Ю. К. Горецким (1945) и другими. Г. Д. Афанасьев выделяет несколько типов донных осадков, аналоги которых имеются среди прибрежных озерных, озерно-речных образований. Исследования упомянутых авторов показывают, что на глубине от 40 до 50 *м* в Большом и Малом Севане осаждались илы, содержащие 35—40% панцирей диатомовых водорослей. По данным Ю. К. Горецкого, количество водорослей и кремнезема в донных осадках меньше, чем в диатомитах более древних отложений прибрежных частей впадины. Описанная им с глубины 3 *м* от

поверхности дна флора диатомовых существенно отличается от флоры диатомовых прибрежных отложений. В верхней части диатомового ила Г. Д. Афанасьевым насчитывается 10 годичных пар слоев на 1 *см*, ниже — 15 пар. На основании этого возраст диатомовой флоры определяется около 4—5 тыс. лет. На глубинах 40—50 *м* в Малом Севане и 35—40 *м* в Большом Севане отлагались песчанистые илы, содержащие раковины гастропод. Для глубины 3—20 *м* характерны известковистые пески, ниже (20—40 *м*) сильно заиленные. На глубинах до 3 *м* на пологих и до 12 *м* на крутых подводных склонах отлагались песчанисто-гравийно-галечные осадки, в прибрежной полосе сцементированные белым известковым цементом. Часто такие сцементированные отложения образуют протяженные линии, по которым можно судить о колебаниях уровня оз. Севан. Как отмечено выше, в бассейне оз. Севан фрагментарно фиксируются остатки древних и современных озерных террасовых уровней. По литературным данным (Турцев А. А., Варданянц Л. А., Казакова Н. М. и др.) для различных частей впадины оз. Севан выделяется несколько озерных террас.

Араратская котловина. Наиболее хорошо выраженным является озерный бассейн Араратской котловины, где большим распространением пользуются озерные отложения, с которыми связан ряд горизонтов напорных пластовых вод. Араратское озеро было вытянуто в северо-западном направлении и в плане имело овальную форму. На северо-западе граница озера протягивалась по линии с. Севаберд — ст. Кармрашен, на юго-востоке береговой линией служили Волчьи ворота. В поперечном направлении оно протягивалось от района г. Игдыр до с. Акунк на Канакерском плато. Здесь имеются мощные рыхлые образования, основанием которых служат базальты, залегающие на более древних породах. В периферийных частях котловины базальты занимают высокие отметки, в центральных частях котловины они вскрыты буровыми скважинами на глубине примерно 400 *м*. Таким образом, максимальная мощность озерных отложений достигает около 400 *м*.

В комплексе озерных отложений зафиксированы рыхлые галечно-песчаные образования и глины темно-серого и серого цвета с большим содержанием пресноводной фауны. Глины образуют несколько горизонтов. Буровые скважины часто вскрывают базальты и туфы, являющиеся внутриформационными потоками. Это говорит о том, что осаждение материала в озере сопровождалось бурными вулканическими вспышками. Гранулометрический анализ керна буровых скважин и пород из естественных обнажений показывает, что грубообломочный материал озерных отложений располагается ближе к склонам Гегамского хребта и Большого Арарата, а тонкоотмученный материал в северо-северо-восточных частях котловины.

Естественные обнажения озерных образований имеются по правой стороне дороги Звартноц — Эчмиадзин, в окрестностях сс. Паракар, Арташат, Масис, Аревшат, Енгиджа, Геташен и др. По данным А. Т. Асланяна (1958), озерные отложения в указанных обнажениях представляют низы озерной толщи Араратской котловины и залегают на долеритовых базальтах верхнего плиоцена. Здесь А. Т. Асланян выделяет, по крайней мере, три пачки озерных образований. Нижняя пачка мощностью 20 *м* представлена чередующимися мелкообломочными галечниками, гравием, песками, глинами и дрейссенсиевыми ракушечниками с диагональной слоистостью. Средняя пачка мощностью 35 *м* представлена желтовато-белыми диатомовыми песчанистыми глинами, кверху переходящими в серые вулканические пески; верхняя пачка мощностью 15 *м* представлена желтовато-белыми и светло-серы-

ми диатомовыми глинами, супесями, суглинками с прослоями ракушечников пресноводных моллюсков. В краевых частях котловины (окраины сс. Аван, Гямрез, Элар, Акунк и др.) в составе озерных отложений все больше преобладают разнообразные вулканические пески.

В настоящее время для обоснования возраста озерных отложений имеются следующие данные.

По А. Т. Асланяну, в диагональнослоистых песках и глинах к юго-*западу от г. Еревана, ниже Чарбахской террасы, в песчаных карьерах* найдены зубы и кости *Elephas trogontherii* Pohl. и *Bos trochoceros* Myr. В сборах А. П. Демехина и К. Н. Паффенгольца (1959) И. В. Даниловским были определены *Radix ovata patula* Da Costa, *R. peregre elongata* Cless., *Valvata piscinalis* Müll., *Paludestrina ventricosa* Mont. и др.

Многими исследователями отмечаются скопления *Dreissensia diluvii* Abich., *Unio* sp. и др.

А. Т. Асланян в связи с находкой нижнечетвертичных *Elephas trogontherii* и *Bos trochoceros* в отложениях, где встречены также пресноводные формы, склонен приведенной пресноводной фауне приписать нижнечетвертичный возраст.

В диагональнослоистых серых вулканических песках и глинах из карьеров ниже с. Аван в ущелье р. Гедар были найдены кости и зубы *Elephas trogontherii* Pohl. (определение Н. О. Бурчак-Абрамовича).

В сборах П. П. Гамбаряна (1934_2) из диагональнослоистых песков и диатомитовых глин в окрестностях с. Дзорахпюр В. В. Богачев (1938) определил *Lymnea ovata* Drap., *Leuciscus Oswaldi* Bog., *Alburnus Gambariani* Bog., *Dreissensia diluvii* Abich.

В окрестностях с. Геташен (Акджакишлаг) в песчаных карьерах А. Т. Асланяном были обнаружены кости *Cervus elaphus* Og., зубы *Bos trochoceros* Myr.

Приведенная фауна дает нам основание довольно точно отнести озерные отложения к нижнечетвертичному времени, причем присутствие *Dreissensia diluvii* Abich. позволило А. Т. Асланяну (1958) считать, что они не древнее бакинского века. Следует отметить, что Араратская котловина заполнена не только нижнечетвертичными озерными отложениями, но и отложениями средне-верхнечетвертичного времени. В этот период усилились дифференцированные движения Среднеараксинской впадины, в результате которых озерный бассейн Араратской котловины суживался, постепенно высыхал, образуя маленькие водоемы и лагуны. Отложения среднечетвертичного времени развиты исключительно в низменной части котловины и представлены разнообразными, хорошо окатанными галечно-песчаными образованиями, глинами, супесями, суглинками и др. В таких отложениях (Паффенгольц, 1959) в районе с. Арташат С. Т. Тиграняном была собрана фауна пресноводных моллюсков в составе: *Galba truncatula* Müll., *Planorbis* L., *Armiger crista inermis* Lindh., *Valvata piscinalis* Müll., *Pusidium cosertanum* Poli. и др. По мнению И. В. Даниловского, определившего эту фауну, приведенные пресноводные формы характеризуют мелкие, сильно заросшие водоемы. В конце верхнечетвертичного времени, когда р. Аракс начинает блуждать, образуются смешанные озерно-речные образования.

Фауна, найденная в озерных отложениях Араратской котловины, приурочена к низам озерной толщи и в некоторой степени может быть параллелизована с фауной Ленинаканской котловины, приуроченной к верхним слоям ленинаканской толщи. Таким образом, можно допустить, что продолжением Ленинаканского озера являлось Араратское озеро, образовавшееся в нижнечетвертичное время и существовавшее, вероятно, до верхнечетвертичного периода. Логичным является пред-

положение К. Н. Паффенгольца (1959), что материал озерных толщ заимствован из древних (гюнцских) моренных водно-ледниковых отложений Карсского, Ардаганского и Ахалкалакского плато. Такое предположение обосновывается тем, что озерные отложения тонкоотмучены и напоминают водно-ледниковые образования, принесенные издалека. В свете сказанного представляется возможным параллелизовать разные слои озерных отложений с различными межледниковыми эпохами. Как известно, в Араратской котловине сохранились остатки террасовых уровней высотой 0,5—3, 5—13, 25—27, 30—35, 50—55, 75—80, 180—220 *м*. Все террасовые уровни погружаются к центру котловины. А. Р. Давтян пришел к выводу, что отложения верхнечетвертичных террас соответствуют отложениям, подсеченным буровыми скважинами в интервалах 10—150 *м*. Гранулометрический состав и специфический характер осадков верхнечетвертичных террас близко напоминает отложения, залегающие на отмеченных глубинах. Помимо того, имея в виду погружение террас, при сопоставлении разрезов легко убедиться, что террасовые уровни вюрма в пространстве соответствуют указанным глубинам. Среднечетвертичные озерные отложения, по всей вероятности, залегают на глубинах 150—300 *м*. Остальные 100 *м* приходятся на нижнечетвертичные отложения. По заимствованному у А. Т. Асланяна (1958) разрезу, приведенному выше, в естественных обнажениях мощность нижних слоев озерных отложений достигает 70 *м*.

Вулканические образования

В четвертичное время территория Армении вместе с прилегающими областями Малого Кавказа испытывает интенсивные эпейрогенические движения, сопровождающиеся новой активизацией вулканической деятельности. Разнообразные лавы (базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и др.), их туфы и туфобрекчии локализованы почти исключительно в пределах развития неогеновых эффузий. Занимая около $^1/_3$ площади республики, они в виде обширных покровов с многочисленными вулканическими конусами протягиваются вдоль диагонали Малого Кавказа от Сюникского нагорья на востоке через Варденисское, Гегамское нагорья и хребет Цахкуняц до массива Арагац на западе и далее в пределы Турции.

В отличие от неогеновых плейстоценовые лавы и пирокластические образования довольно свежие, незначительно дислоцированы и обычно располагаются горизонтально и плащеобразно на различных горизонтах интенсивно дислоцированных пород — от эопалеозоя до верхнего плиоцена включительно. Большинство вулканических центров расположено на крупных сводовых поднятиях страны; лавовые потоки, стекая с гребней по склонам гор, образовали у их подножий обширные покровы мощностью до 100—200 *м*. Эти покровы в ряде мест согласно переслаиваются и подстилаются молодыми озерными и озерно-речными отложениями межгорных котловин (Араратской, Ленинаканской, Апаранской, Сисианской и др.), заключающими фауну и флору верхнего плиоцена и постплиоцена. Отдельные покровы и потоки стекали в долины рек и иногда прослеживаются далеко вниз по их руслам (до 40—50 *км*), располагаясь на террасах. В наиболее молодых потоках сохранились валы коробления, лавовые вздутия, бортовые валы и иногда лавопады.

Характер плейстоценовых вулканических извержений сначала был преимущественно трещинный, который в дальнейшем сменялся извержениями исключительно центрального типа — стромболианского, реже гавайского, пелейского и катмайского. С извержением последнего типа

связаны широко развитые в Армении пирокластические туфы и туфолавы (игнимбриты).

По генезису, морфологии и составу пород плейстоценовые вулканические аппараты разделяются на лавовые вулканические конусы (обычно полигенные, слоистые, щитовидные), стратовулканы, шлаковые конусы, экструзивные куполовидные массивы и др. Наиболее распространенными являются шлаковые конусы, количество которых доходит до тысячи и более. Это небольшие моногенные вулканические аппараты конусообразной формы высотой 50—200 *м*, реже 300—400 *м* с крутизной склонов 20—30°. Они разбросаны в различных частях Армянской ССР (особенно на склонах и предгорьях крупнейших полигенных вулканов Арагац, Ишханасар, а также на Гегамском и Варденисском нагорьях) и обычно слагаются периклинально залегающими слоями красных и черных шлаков, лапиллей, вулканических песков, пеплов, бомб и маломощными пластами ошлакованных лав.

По внешнему виду и происхождению шлаковые конусы, как отмечено А. Н. Заварицким (1945), напоминают «пюи» Оверни, возникшие на месте выхода лавы на поверхность. Излившиеся из шлаковых конусов лавы, как правило, почти всюду характеризуются базальтовым, андезито-базальтовым и частично андезитовым составами.

Вулканические постройки Армении сохранились в неодинаковой степени. В отдельных случаях они имеют идеально сохранившуюся форму, в других — несколько или сильно размыты и расчленены эрозией. Лавовые потоки в ряде мест также подверглись изменению. В высокогорных районах поверхность их во многих местах покрыта каменными россыпями, называемыми местным населением «чингилы». Образование последних большинство исследователей объясняют морозным выветриванием. Отдельность лав разнообразная: столбчатая, глыбовая, параллелепипедальная, плитчатая. Верхняя часть потоков обычно пузыристая, ноздреватая и содержит много стекловатой массы. Пузырьки обычно овальной и эллипсоидальной формы, ориентированы в направлении движения лавового потока. Внутренняя часть потоков обычно состоит из плотных, относительно хорошо раскристаллизованных лав. Ниже плотной части, в основании потока располагаются пузыристые ошлакованные лавы или обломочный слой мощностью до 30 *см*. Местами между отдельными наложенными друг на друга потоками встречаются пещеры, достигающие иногда больших размеров (20×10×2 *м*), в которых обычно накапливаются подземные воды.

Цвет лав разнообразный и зависит от степени кристалличности породы, цвета стекла, количества темных минералов. Вообще внутренние части лавовых потоков светлее наружных.

Мощность лавовых потоков колеблется от нескольких метров до 20—30 *м*, а иногда и более. Большую мощность обычно имеют лавы среднего и кислого состава, выполняющие пониженные участки древнего рельефа и глубокие, узкие ущелья.

Четвертичный вулканизм наряду с плиоценовым сыграл ведущую роль в создании современного облика страны, распределении гидрографической сети, почв, климата и растительности. С ним связано формирование многочисленных важнейших месторождений нерудных полезных ископаемых — лав, туфов, пемз и т. п. Неудивительно поэтому, что области развития четвертичного вулканизма издавна привлекают внимание многочисленных исследователей.

Наиболее полное и детальное петрографическое описание молодых вулканических образований дано в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1928), Д. С. Белянкина (1952), П. И. Лебедева (1931_2), А. Н. Заварицкого (1945), В. П. Петрова (1947), К. Г. Ширинян (1961), К. И. Кара-

петяна (1960) и др. Геоморфологический материал содержится в работах И. С. Щукина (1927), Н. В. Думитрашко (1950$_1$), С. П. Бальяна (1949), Е. А. Нефедьевой (1950) и других. Работы по стратиграфическому расчленению вулканических образований и их корреляции с осадочными отложениями, начатые Г. Абихом, развиваются в дальнейшем К. Н. Паффенгольцем (1942), А. Т. Асланяном (1958), А. А. Габриеляном (1959$_1$), Е. Е. Милановским (1956$_1$), В. М. Амаряном (1963) и другими.

По данным большинства исследователей, в развитии плейстоценового вулканизма намечаются три основных цикла или стадии, отвечающие соответственно нижне-, средне- и верхнечетвертичному времени. Эволюция магмы в пределах каждого цикла проявлялась сменой основных эффузивов кислыми. В целом же на протяжении всего плейстоценового и неоген-антропогенового периода состав вулканических образований изменялся в сторону более основных лав. Почти все однотипные лавы, принадлежащие к различным центрам и циклам извержения, по петрографическому и химическому составу довольно близки. Для базальтов и андезито-базальтов обычно характерна микролитовая, пилотакситовая, реже гиалопилитовая и интерсертальная структуры. Минералогический состав: плагиоклаз из ряда битовнит—лабрадор—андезин, пироксен (преимущественно моноклинный), оливин, реже базальтическая роговая обманка и значительная примесь рудных минералов (магнетит, ильменит). Случайными минералами являются кварц и реже флогопит. В некоторых лавах встречается апатит. Вулканическое стекло в плохо раскристаллизованных разновидностях лав содержится в количестве до 20—30%.

Лавы средней кислотности — андезиты, андезито-дациты и дациты отличаются главным образом химическим составом. Структура и минералогический состав их довольно однообразны и соответствуют андезитовым породам. Это преимущественно крупнопорфировые породы с гиалопилитовой (андезитовой), реже микролитовой, пилотакситовой, криптокристаллической основной массой, состоящей из плагиоклаза (преимущественно андезин), пироксена (ромбический и моноклинный), реже роговой обманки и биотита; в существенном количестве присутствует кислое вулканическое стекло. Акцессорные минералы представлены магнетитом, реже ильменитом и апатитом. В некоторых разновидностях лав независимо от их кислотности и возраста встречается кристобалит. Характерно отсутствие кварца в составе новейших андезито-дацитовых и дацитовых лав. Здесь кварц встречается лишь в виде редких включений.

Эксплозивные продукты представлены вулканическими шлаками, бомбами, лапиллями, песками, туфо-туфолавами и пемзами. Первые слагают шлаковые конусы — центры излияния базальтовых, андезито-базальтовых и частично андезитовых лав. По минералогическому и химическому составу они весьма близки к этим лавам; главное различие заключается в структурно-текстурных особенностях и в преобладании окиси железа над закисью в пирокластических образованиях. Последнее объясняется вторичным саморазогреванием шлаковых конусов и окислением рыхлого материала. Вулканические шлаки обычно сильно пористые (до 30—40% породы). По форме поры весьма разнообразны — чаще всего округлые, оваловидные, эллипсоидальные или неправильные. Размеры пор колеблются от долей миллиметра до 1 *см*. Цвет шлаков во внутренних частях конусов обычно красный, малиново-красный, буровато-красный, на поверхности темно-серый или черный. Нередко встречаются настоящие спумулиты — очень легкие пенистые шлаковые образования с мелкими пузырьками шарообразной или эллипсо-

идальной формы. Лапилли отличаются от шлаков в основном размерами частиц. К ним относятся куски размером от 2—3 *мм* до 3 *см*. Пески чаще всего состоят из угловатых частиц вулканического стекла (прозрачного, бурого, темно-зеленого, черного), иногда с порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Встречаются также частицы, состоящие лишь из отдельных, хорошо образованных кристаллов или осколков плагиоклаза, пироксена, оливина и реже кварца. Вулканические бомбы отличаются большим разнообразием форм — встречаются грушевидные, лимонообразные, веретенообразные, эллипсоидальные и скрученные. Бомбы типа «хлебной корки» сравнительно редки. Размеры бомб колеблются в широких пределах — от нескольких миллиметров до 1—1,5 *м*, реже 4—5 *м*.

С постэруптивной вулканической деятельностью связаны формирование многочисленных минеральных источников, образование травертинов и саморазогревание шлаковых конусов. Следы фумарольной деятельности (алунитизация, каолинизация, хлоритизация, частично окварцевание, осернение и пиритизация лав) установлены лишь в жерле вулкана Арагац.

По химическому составу все новейшие эффузивы Армении относятся к типичной известково-щелочной и частично щелочной серии пород, характерных для орогенных поясов. По сравнению со средними типами по Дэли, они обычно отличаются несколько повышенным содержанием кремнезема.

Пространственная локализация четвертичного и вообще всего неоген-антропогенового вулканизма обнаруживает определенную связь с тектоническим планом Малого Кавказа. На территории последнего вулканизм проявляется почти исключительно в пределах Севанского тектонического пояса, который в начале альпийского этапа развития (юра — нижний мел) представлял собой обширную геоантиклиналь. На территории Сомхето-Карабахской зоны он отсутствует. Далее новейший вулканизм в основном приурочен к районам наиболее высоко приподнятого палеозойского фундамента. Эти районы, составляющие центральную вулканическую область Малого Кавказа, характеризуются отрицательной аномалией силы тяжести. Таким образом, вырисовывается определенная связь между явлением гравитационного минимума, проявлением вулканизма и новейшей тектоникой.

По данным некоторых исследователей (А. Т. Асланян, В. М. Амарян и др.), неовулканизм связан не с орогеническими фазами, а с периодами волнообразного колебания земной коры. С последними были связаны раздробление земной коры, ее опускание и поднятие, оживление разломов и проявление вулканизма. Линейно вытянутые вулканические хребты (Ишханасарский, Варденисский, Гегамский и Абул-Самсарские хребты, Мокрые горы и др.) с многочисленными вулканическими конусами свидетельствуют о генетической связи с глубокими тектоническими нарушениями. Одно из этих нарушений проходит в северо-западном направлении, вдоль простирания складчатых структур, а другое — в меридиональном направлении и приурочено к зонам поперечных поднятий.

Ниже приводится краткое описание неовулканических образований Армянской ССР по отдельным тектоническим зонам или массивам. Сопоставление стратиграфических разрезов между собой, а также с морскими, озерными и озерно-речными отложениями дается на схеме.

Вулкан Арагац. Арагац является одним из наиболее крупных вулканических сооружений Армянского нагорья и по размерам может сравниваться с крупнейшими вулканами Гавай, Исландии и др. Диаметр его основания, лежащего на высоте около 1000 *м*, равен прибли-

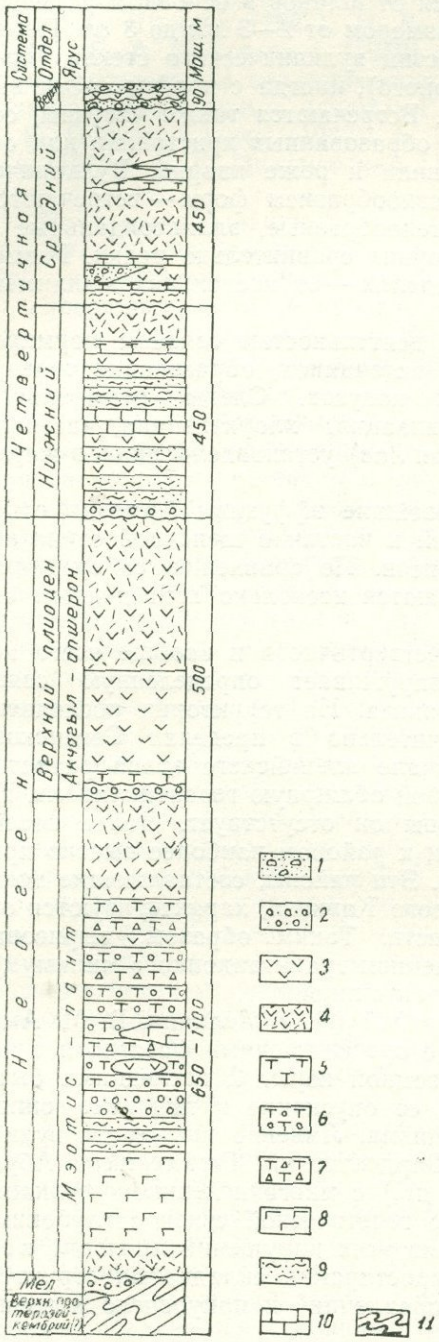


Рис. 37. Сводный стратиграфический разрез горы Арагац и прилегающих районов (составил В. М. Амарян)

1 — аллювиальные и делювиальные отложения; *2* — галечники; *3* — андезито-базальты; *4* — андезиты, андезито-дациты и дациты; *5* — туфы и пемзы; *6* — туфоконгломераты; *7* — туфобрекчии; *8* — андезиты; *9* — глины и пески; *10* — известняки; *11* — метаморфический фундамент

зительно 60 *км* при высоте вершины над уровнем моря 4095 *м*. Это полигенный, слоистый, преимущественно лавовый вулкан, основание которого сложено интенсивно дислоцированными породами позднего протерозоя — кембрия(?), позднего мела и эоцена, на периферии — олигоцена (?) и миоцена (рис. 37).

Вулкан после своего зарождения, хотя и претерпел существенные изменения, но его первоначальные характерные очертания сохранились. Он имеет в общем форму плоско-выпуклого щита с четырьмя зубчатыми вершинами посередине и с лавовым плато на периферии. Вершинная часть Арагаца (свыше 3000 *м*) представляет собой огромный вулканический конус, сильно расчлененный водно-ледниковой эрозией. Резко выделяющиеся четыре вершины — это сохранившиеся от эрозии остатки склонов конуса. Они окружают обширную впадину — расширенный эрозией кратер диаметром около 2 *км* и глубиной 300—400 *м*. Впадина открывается на юго-восток и через ряд водопадов соединяется с верховьем долины р. Гехарот.

Кроме главного центра извержения, Арагац богат маленькими вулканическими телами — паразитическими аппаратами. Главным образом это шлаковые конусы (высотой до 200 *м*) с потоками лав и реже бескратерные экструзивные купола. Таких образований здесь насчитывается не менее 100. Наибольшее количество шлаковых конусов встречается на южной и западной сторонах подножия горы, на северо-восточном склоне совершенно отсутствуют, возможность, здесь они погребены под более молодыми лавовыми потоками.

Вулкан Арагац вынес на земную поверхность огромное количество разнообразных жидких, твердых и газообразных продуктов. По приблизительному подсчету 90% из них составляют лавы, среди которых имеются почти все магматические типы пород — от базальтов до дацитов включительно, причем наи-

большим распространением пользуются андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты. Базальты, которые, как известно, являются чрезвычайно распространенными изверженными породами земного шара, в районе Арагаца и вообще во всем неовулканическом поясе Малого Кавказа, пользуются ограниченным распространением.

Излияние лав и извержение пирокластического материала Арагаца началось, по-видимому, с верхов миоцена и с перерывами продолжалось до верхнечетвертичного времени включительно.

Нижнечетвертичный цикл вулканизма на Арагаце начался андезито-базальтовыми излияниями и подобно верхнеплиоценовому циклу завершился излияниями лав андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава. Эффузивы этого цикла, их туфы и туфолавы переслаиваются с нижнечетвертичными озерными отложениями Ленинаканской и Араратской котловин.

Среднечетвертичный цикл знаменуется в первой стадии выбросами из главного очага и подобных центров — Мал. Артени, Берглю и других — огромного количества пирокластического материала, образовавшего обширные покровы туфо-туфолав на склонах и далеких предгорьях Арагаца, а затем многократными излияниями андезито-дацитовых и дацитовых лав. Следующая стадия этого цикла началась небольшими излияниями андезито-базальтовых лав, сменившихся андезитами, андезито-дацитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями, слагающими вершины Арагаца.

Нижний предел возраста эффузивов этого цикла определяется налеганием их на нижнечетвертичные озерные, озерно-речные отложения периферии горы Арагац, а верхний — перекрыванием их водноледниковыми валунно-галечными отложениями и моренными накоплениями последнего оледенения (вюрма).

Верхнечетвертичная вспышка вулканической деятельности в районе Арагаца выразилась излияниями лав почти исключительно основного состава. К этому циклу относятся андезито-базальтовые лавы побочных вулканических центров — шлаковых конусов северного склона и подножия Арагаца (Голгат, Манташ и др.), конуса Зовасар (Кызылзиарат), а также лавы так называемого аштаракского потока, берущие начало из размытого шлакового конуса, расположенного на восточном склоне Арагаца в 7 *км* к западу от с. Араи (Базарджук). Эти лавы, образующие маломощные (от 1 до 3—5 *м*) потоки на склонах вулкана длинными языками проникают вниз по долинам современных рек и залегают на низких террасах вюрма. Лавы не тронуты ледниковой эрозией, что позволяет приписывать им верхнечетвертичный возраст.

Гегамское нагорье. Следующий район, где широко развиты новейшие вулканические образования, — это Гегамское нагорье, возвышающееся к западу от оз. Севан. В основании четвертичного разреза залегает покров, известный в литературе под названием «манычарский». По данным Е. Е. Милановского, покров лежит на относительно ровной поверхности, имея под собой сравнительно небольшие неровности рельефа, существовавшего во время излияния. В зависимости от этих неровностей мощность лав варьирует в пределах от 1 до 20 *м* и более. В основании покрова обычно наблюдается слой черных, реже красных мелких шлаковых орешков или пеплов мощностью в несколько десятков сантиметров.

Лавы характеризуются глыбовой, реже столбчатой отдельностью. Поверхность лав ровная или слабо бугристая, местами сильно размытая. По внешнему виду лавы представляют собой массивные, более или менее пористые, породы серого цвета с голубоватым, зеленоватым или

красноватым оттенком. Под микроскопом структура породы порфировая. Структура основной массы довольно разнообразная — обычно интерсертальная, иногда гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая, реже микродолеритовая. Вкрапленники — плагиоклаз (лабрадор № 50—55 или андезин № 45—50), моноклинный и реже ромбический пироксен, нередко оливин, реже базальтическая роговая обманка и рудный минерал. По химическому составу лавы относятся к андезито-базальтам, характеризующимся, по данным К. Н. Паффенгольца (1959), содержанием кремнезема от 50,5 до 56,0%.

Центры излияния лав в пределах их распространения не обнаружены. По мнению Е. Е. Милановского (1956), по-видимому, они находились в верхних зонах Гегамского нагорья, откуда лавы растекались по современному западному побережью оз. Севан.

Возраст манычарского лавового покрова и его аналогов на побережьях оз. Севан, по данным Е. Е. Милановского (1956_1), определяется как нижний плейстоцен. По палеомагнитным же данным они относятся к верхнему плиоцену.

Описанным лавам, видимо, стратиграфически эквивалентны андезитовые и андезито-базальтовые лавы района сс. Акунк (Башгюх), Каракала, Зовашен, Кянкан и Бозкеса, которые, по данным А. Т. Асланяна (1958), С. В. Мартиросяна и др., широкой полосой протягиваются до восточных границ Канакерского плато и фациально смыкаются с озерными отложениями района с. Аван, содержащими фауну млекопитающих раннего миндель-рисского возраста.

Более молодыми, вероятно верхнеплейстоценовыми, считаются андезито-базальтовые и андезитовые лавы Норадузского мыса, излившиеся из вулкана Норадуз, расположенного на западном побережье оз. Севан. По данным Е. Е. Милановского (1956_1), вулкан приурочен к низкой террасе озера, имеет весьма совершенную форму шлакового конуса высотой около 40 *м* и диаметр основания 200 *м*. Склоны вулканического конуса сложены периклинально залегающими накоплениями черных и красных спаявшихся кусков шлака, перекрытых грубослоистыми агломератными лавами и пестроокрашенными брекчиями из угловатых спаянных обломков свежих лав и шлаков андезитового состава. К среднечетвертичному времени относятся также андезито-базальтовые лавы вулканов Қавасар (Инаг-даг), Молокани-сар (Бор-даг), Кармир-Зоасар (Қызыл-зиарат). Лавы шлакового конуса Қовасар спускаются в ущелье р. Раздан и далее по ущелью с некоторыми перерывами прослеживаются до центральной части г. Еревана. Длина потока около 4 *км*, мощность в верхнем течении до 100 *м*. По данным А. Т. Асланяна (1958), в районе г. Еревана указанный лавовый поток на протяжении нескольких километров перекрывает мощную галечную террасу относительной высотой 22—25 *м*. Эти галечники, в свою очередь, в виде обширного покрова налегают на различные горизонты косослоистых песков, глин и дрейссенсиевых ракушечников района Кармир-блур—Енгиджа, датирующие середину нижнечетвертичного времени. В районе курорта Арзни С. А. Сардаряном (1954) были обнаружены многочисленные обсидиановые орудия раннего мадлена (верхний палеолит), датирующие начало вюрма.

Лавы шлаковых конусов Молокани-сар (Бор-даг), расположенные в 4—5 *км* к юго-западу от с. Севан, веерообразно распространяются от центров излияний на север, перекрывая местами древнечетвертичные аллювиальные отложения и подстилая более молодые верхнечетвертичные лавы. Андезито-базальты вулкана Кармир-Зоасар, расположенного в центральной части Гегамского нагорья, образуют поток длиной 4 *км*

и шириной 2,5 *км*. Достигая окрестностей с. Севаберд, они налегают на нижнеплейстоценовые лавы района с. Акунк.

Наиболее молодыми голоценовыми вулканическими образованиями на Гегамском нагорье являются потоки андезито-базальтовых и андезитовых лав, берущие начало из многочисленных (более 30) шлаковых конусов Назал-тапа, Ератумбер, Сепасар, Кармир-сар, Джан-тапа, Уч-тапа и других, расположенных на наиболее высоких отметках нагорья. Эти вулканические конусы, достигающие высоты 150—200 *м*, имеют совершенную форму, блюдцеобразное углубление — кратер на вершине, и располагаются линейно по водоразделу в близмеридиональном направлении на протяжении около 30 *км*. Они, очевидно, находятся на глубоком разрыве, служащем путями проникновения магмы. Излившиеся из них лавы, спускаясь по склонам нагорья, достигли на востоке и северо-востоке оз. Севан, а на западе и юго-западе ущелья р. Раздан и восточного края Канакерского плато. Отдельные потоки проникли вниз по речным долинам, располагаясь на низких террасах вюрма.

К голоценовому времени относятся лавовые потоки вулканов Гутансар и Армаган. Первый из них расположен в западной части периферии Гегамского нагорья у с. Фонтан и увенчан шлаковым конусом. Излившиеся из него андезито-базальтовые лавы в ущелье р. Раздан в виде узкого потока протягиваются на 30—35 *км* до юго-западных окрестностей г. Еревана, располагаясь на галечной террасе высотой 10—13 *м*. Вулкан Армаган, расположенный в юго-восточной части периферии Гегамского нагорья, наиболее детально изучен в последние годы К. И. Карапетяном (1962). Вулкан представляет собой крупный, хорошо сохранившийся красивый конус с диаметром основания приблизительно 2 *км* и относительной высотой 400—450 *м*. На усеченной вершине конуса располагается кратерная воронка диаметром 200 *м* и глубиной до 20 *м*. Дно кратера занято небольшим озером. Вулкан сложен шлаками, лапиллями, песками и редкими вулканическими бомбами. Лавы, излившиеся из этого центра, занимают площадь более 100 *км*^{2}, ограниченную с востока и юга р. Аргичи, а с запада — р. Цаккар; на севере потоки Армагана достигают берега оз. Севан. Располагаются они на размытой поверхности нижне- и среднечетвертичных и более древних вулканических, озерных и озерно-речных образований, а на востоке смыкаются с голоценовыми лавами, принадлежащими уже центрам Варденисского нагорья. По петрографическому составу лавы Армагана относятся к андезитовым и характеризуются, по данным химических анализов, приводимых К. И. Карапетяном (1964), содержанием кремнезема от 57,9 до 58,40%. Под микроскопом структура породы порфировая с гиалопилитовой и реже пилотакситовой основной массой. Вкрапленники — плагиоклаз (№ 35—42), моноклинный пироксен, гиперстен и реже ксеногенный кварц.

Варденисское нагорье. На Варденисском нагорье широким распространением пользуются четвертичные лавы (андезито-базальтовые и андезитовые), которые почти сплошным панцирем бронируют высшие денудационные поверхности эоценовых и миоплиоценовых вулканогенных толщ и, спускаясь с гребней нагорья, достигают берегов оз. Севан и ущелий правых притоков р. Арпа. Центры излияния четвертичных лав, расположенные обычно на водоразделах нагорья, представлены моногенными вулканическими конусами (шлаковыми и лавовыми), каждый из которых имел непродолжительное активное существование, выражающееся в формировании вулканической постройки и излиянии лавовых потоков. В некоторых случаях из отдельных цент-

ров через более или менее значительные промежутки времени происходили повторные излияния лав.

По возрасту четвертичные лавы Варденисского нагорья расчленяются на нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые.

К нижнеплейстоценовым относятся андезито-базальтовые лавы, покрывающие обширное пространство на склонах нагорья и заполняющие в виде широких потоков древние долинные понижения, выработанные в миоплиоценовых и более древних образованиях. Эти лавы также подвергнуты последующему расчленению, сильно тронуты ледниковой эрозией и к северу погружаются под аккумулятивные террасы южного побережья оз. Севан.

Среднеплейстоценовые лавы развиты сравнительно меньше. На северном склоне нагорья к ним несколько условно относится довольно широкий лавовый поток на левобережье р. Масрик, заполнивший глубокую древнюю долину р. Бала-Масрик, выработанную в неогеновых вулканических покровах и отложениях палеогена. К югу от с. Неркин Алучалу в долине, проложенной по контакту плиоценовых андезитов и нижнеплейстоценовых андезито-базальтов, по Е. Е. Милановскому (1956_1), залегает более молодой поток, ровная поверхность которого располагается на 20—30 м ниже поверхности более древних лав. Поток берет свое начало в районе шлакового конуса, расположенного в 6 *км* южнее. На южном склоне нагорья, в бассейне р. Арпа к среднеплейстоценовому времени относятся андезито-базальтовые лавы в ущелье р. Джермук (джермукский поток), берущие начало из шлакового конуса, расположенного у курорта Джермук, а также лавы района с. Гиллидуз, лежащие, по К. Н. Паффенгольцу (1959), на галечной террасе высотой около 68 *м*.

Голоценовые лавы, имеющие здесь большое распространение, протягиваются в виде узких потоков вдоль речных долин и, как правило, бывают приурочены к поверхности низких террас. Далее они обычно расположены в долинах, вырезанных в лавах более ранних этапов излияний. Мощность потоков изменяется в пределах от 2—3 до 30—40 *м*. *Один из центров голоценовых лав расположен в самой восточной* части нагорья, в его водораздельной зоне и известен под названием Алагелларын-Баши (3060 *м*). По данным Е. Е. Милановского (1956_1), это небольшой, но весьма совершенный шлаковый конус, от которого радиально растекается несколько потоков андезитовых лав, причем два из них (наиболее длинные потоки — около 20 *км* каждый) устремляются к северу и достигают берега оз. Севан и приозерной Масрикской долины. Лавовые потоки, растекающиеся к югу и юго-западу от вулкана, обусловили подпруду р. Курбана-чай, ранее стекавшей в Севан, и образовали замкнутую бессточную Алагельскую котловину. Морфологически лавы Алагелларын-Баши, по упомянутому автору, отличаются исключительной свежестью, сохранностью первоначальных бугристых форм поверхности потоков и совершенно аналогичны голоценовым лавам Гегамского нагорья.

Другие центры верхнечетвертичных лав разбросаны преимущественно на юге нагорья, в бассейне среднего и верхнего течения р. Арпа. Наибольший интерес среди них представляет идеальный усеченный конус Дали-тапа (диаметром основания 1,5 *км* и относительной высотой 500 *м*) с хорошо сохранившимся кратером на вершине. В строении конуса участвуют вулканические серые пески, лапилли, красные шлаки и бомбы, достигающие иногда длины 1,5 *м*. Лавы, принадлежащие к пироксеновым андезитам, распространяются от центра излияния во все стороны, а затем направляются к долине р. Арпа и протягиваются далеко вниз по руслу реки.

Сюникское нагорье. Следующий район, явившийся в четвертичное время ареной интенсивной неоднократной вулканической деятельности, — это Сюникское нагорье, протягивающееся широкой полосой с северо-запада на юго-восток в междуречье Ворокан, Тертер и Акера.

По данным К. Н. Паффенгольца (1959) и А. Т. Асланяна (1958), к нижнеплейстоценовому времени относятся здесь андезито-базальтовые лавы, занимающие обширную площадь (до 70 *км*²) в левобережье р. Воротан, между селениями Борисовка и Ангехакот, и лежащие на размытой поверхности сисианской верхнеплиоценовой песчано-глинистой диатомовой толщи. С указанными лавами сопоставляется поток андезито-базальтовых лав, спустившихся из района вершины горы Шиштапа к с. Яйджи. Эти лавы, по упомянутым авторам, примыкают к лавам Ераблурского плато и заполняют неровности в рельефе.

Более молодыми, вероятно среднеплейстоценовыми, являются андезито-базальтовые лавы водораздельного плато между верховьями рек Джермук, Воротан и Тертер. Залегают они на эоценовых, миоплиоценовых и частично нижнечетвертичных образованиях и с размывом перекрываются верхнечетвертичными лавами.

Наиболее молодые голоценовые андезито-базальтовые лавы распространены в районе оз. Ала-гел и горы Перечин-гел в ущельях, выработанных в миоплиоценовых, нижне- и среднеплейстоценовых лавах. В бассейне верхнего течения р. Воротан условно голоценовым считается также андезито-базальтовый поток длиной 9 *км* и шириной около 2 *км*, лежащий на среднечетвертичных лавах и берущий начало у шлакового конуса, расположенного в 4 *км* к северо-востоку от с. Кизилджух.

Кафанский район. Небольшие проявления четвертичного вулканизма установлены также к юго-востоку и северо-востоку от г. Кафана. Представлены они столбчатыми андезито-базальтовыми потоками, описанными В. Г. Грушевым и А. Л. Додиным. Один из потоков отмечен в долине р. Халадж (Эджанан). Протягивается он от с. Норашеник в юго-восточном направлении к устью р. Халадж на расстоянии 10 *км*, располагаясь на низких (2—8 *м*) вюрмских террасах реки. Ширина потока в верхней части около 1 *км*. Центр излияния лав расположен к югу от с. Норашеник в средней части ширикой платообразной возвышенности с вершиной 1128 *м*.

Другой поток лав располагается на левом склоне долины р. Халадж в районе с. Арцваник. Центр их излияния, представленный небольшим шлаковым конусом, расположен на вершине горы Арцваник (1920 *м*). Вулкан приурочен к оси Кызылванской антиклинали, осложненной в этом районе по оси сбросом. Аналогичный андезито-базальтовый поток отмечается в районе с. Зейва. Он берет начало из шлакового конуса, расположенного на оси той же структуры, непосредственно к востоку от перевала Кормракар (Кызыл-даш), у дороги Кафан — Горис. Небольшой лавовый поток андезитового состава описывается А. Л. Додиным в бассейне левобережья р. Гехи, на юго-восточном склоне горы Арамазд, в верховье Дармазурского ручья. Занятая лавами площадь — около 1 *км*² при мощности потока 30—35 *м*. Лавы темно- и серо-фиолетового цвета, плотные, местами пористые, пузырчатые. Отдельность глыбовая, иногда столбчатая. Под микроскопом структура породы порфировая, основная масса гиалопилитовая и состоит из лейст плагиоклаза, мелких зерен пироксена, стекла и значительного количества рудных минералов. Вкрапленники представлены плагиоклазом — андезином и пироксеном — авгитом. Центр излияния лав, по А. Л. Додину, расположен на вершине горы Карачанга.

Туфы — туфолавы (игнимбриты)

Среди продуктов новейшего вулканизма особое место занимают замечательные по своим строительно-архитектурным качествам пирокластические туфы — туфолавы, ограниченные в своем развитии областью магматической провинции Арагаца. Г. Абих (1873) сравнил артикские туфы с туфами окрестностей г. Неаполя и впервые ввел в геологическую литературу термин «туфолава», под которым подразумевал розовые и фиолетовые туфы Артикского месторождения, весьма похожие по условиям залегания и текстуре на настоящие лавы.

Вопросы геологии туфов подробно освещены в трудах К. Н. Паффенгольца (1959), петрографии — П. И. Лебедева (1928), генезиса — А. Н. Заварицкого (1946) и А. И. Месропяна (1951). Кроме того, изучением туфов занимались Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928), Б. Л. Личков (1931), В. П. Петров (1947), Д. С. Белянкин (1952), А. А. Адамян (1955), А. А. Габриелян (1959_1), К. А. Мкртчян (1959), К. Г. Ширинян (1961).

Рассматриваемые пирокластические туфы представляют собой монолитные, массивные, пористые породы красного, фиолетового до черного цвета с глыбовой, полиэдрической, плитчатой и отчасти столбчатой отдельностью, образующие покровы и потоки средней мощностью в несколько метров.

По текстурным признакам, окраске и отчасти химическому составу породы туфовых толщ могут быть подразделены на пять типов:

1. Туфы еревано-ленинаканского типа, характеризующиеся обычно черной, темно-серой и темно-коричневой окраской со средним содержанием кремнезема 62,7%; в верхах покрова они приобретают красноватые оттенки, усиливающиеся к кровле до кирпично-красного цвета.

Структура породы кластическая, нередко псевдопорфировая, витропорфировая, текстура катакластическая, различаются отдельные пепловые частицы в стекловатой основной массе породы. Кристобалит, встречающийся часто в артикских туфах, отсутствует.

2. Туфы артикского типа — пемзовидные, розово-пепельно-фиолетового цвета (встречается до 50 оттенков), кирпично-красные в приповерхностных слоях, со средним содержанием кремнезема 62,02%, представляют собой стекловатые, мелкопористые породы с вкрапленниками полевого шпата и включениями в виде гнезд и лепешек серого, темно-серого, коричневого и красного пемзообразного материала. Расположение пемзовидных включений местами равномерное, иногда они образуют скопления в форме полос. Вниз по разрезу каждого потока обычно устанавливается увеличение степени сплюснутости пемзовидных включений. Размеры последних колеблются от 0,5 до нескольких сантиметров, в редких случаях до нескольких десятков сантиметров. Кроме пемзовых образований, в породе часто встречаются также обломки (иногда довольно окатанные) из различных древних лавовых или осадочных образований. Основной цвет — фиолетово-розовый с вариациями оттенков от серого до черного. Под микроскопом структура обычно порфировая, текстура спутанноволокнистая, пенистая, ложно флюидальная, основная масса — различно окрашенное, часто кристобалитизированное, пузыристое или волокнистое вулканическое стекло.

Порфировые вкрапленники — корродированные и переполненные стеклом кристаллы плагиоклаза — андезина. Из цветных минералов встречаются ромбический и моноклинный пироксен (гиперстен и авгит). Из акцессорных минералов — магнетит, спорадически — апатит.

Указанные разновидности туфов представляют генетические обра-

зования, связанные между собой постепенными переходами как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Детальные исследования показывают, что они образовались при извержениях, подобных извержению Катмай в 1912 г.; причем формирование туфов артикского типа происходило ближе к центру извержения при относительно высокой температуре.

3. Туфы пламенного типа с красно-черными очковыми и желтыми разновидностями, занимающие промежуточное положение между туфами еревано-ленинаканского и артикского типов с содержанием кремнезема от 63,95 до 65,12%.

4. Туфобрекчии, представляющие слабо сцементированную смесь обломков смоляно-черных дацитов и вулканического пепла (бюраканский тип).

5. Пемзы, представляющие литолого-петрографическую фацию туфовых лав артикского и пламенного типов.

В основании всех разновидностей туфов залегает слой пемзовой мелочи с примесью черных туфовых песков. Между указанными разновидностями имеются незаметные, постепенные переходы в горизонтальном и вертикальном направлениях, причем туфы артикского типа, туфобрекчии и пемзы имеют ограниченное развитие, сравнительно с широко распространенными разновидностями еревано-ленинаканского и пламенного типов.

Минералогический состав туфов детально изучал А. И. Месропян (1951). По его данным, породообразующими минералами туфов являются плагиоклазы (часто андезин, реже лабрадор и олигоклаз), моноклинный и ромбический пироксен (авгит, гиперстен); из рудных минералов присутствует обычно магнетит, из акцессорных — апатит. Кроме того, в туфах артикского типа встречаются кристобалит и микролиты. Главная масса породы (50—70%) состоит из вулканического стекла, окрашенного в различные оттенки желтого и красно-бурого цвета. Часты включения обломков лав, шлаков и пемз. Характерно присутствие в туфах второго и третьего типов стекловатых сплющенных включений дацитовых пород черного и коричневого цвета (фьямме), обнаруживающих сферолитовую кристаллизацию и достигающих в поперечнике 10 *см*.

По химическому составу, как показали П. И. Лебедев, А. Ф. Фиолетова и А. И. Месропян (1928, 1931, 1951), туфы еревано-ленинаканского типа относятся к породам дацитовой магмы, а туфы артикского типа к породам щелочно-дацитовой (трахидацитовой) магмы, хотя по минералогическому составу, указанному выше, они отвечают основным андезито-дацитовым породам.

Распространение туфовых пород ограничивается на севере долиной р. Памбак, на западе долиной р. Ахурян, на юге р. Аракс в пределах Араратской равнины, на востоке левым склоном бассейна верхнего и среднего течений р. Раздан и нижним течением р. Гарни. В центральной части этой области возвышается в виде гигантского щита массив горы Арагац с отметкой вершины 4095 *м*. На склонах Арагаца, как уже указывалось, расположено большое количество (около 55) шлаковых конусов — «пюи» (кызылы), являющихся центрами извержений туфового материала и иногда центрами излияний лав.

По условиям залегания туфовые породы сходны с плиоплейстоценовыми лавами и также образуют покровы и потоки, нивелируя древний рельеф и создавая наклонные равнины.

Основными районами развития туфовых пород являются: северная часть Ленинаканской котловины непосредственно севернее параллели г. Ленинакана, северо-западный склон массива горы Арагац в

районе г. Артик — с. Маралик, западный склон Арагаца в районе с. Верин Талин и восточнее г. Анипемза, северная часть Октемберянского плато, между ж.-д. ст. Кармрашен и с. Агарак, бассейны средних течений рр. Касах и Раздан и район с. Спитак — г. Кировакан в долине р. Памбак. Туфовые поля небольших размеров имеются почти во всех районах области, за исключением привершинного плато Арагац и центральной долинной части Араратской котловины, где они установлены в буровых скважинах на значительной глубине и частично под молодыми наносами.

Наиболее крупные туфовые поля занимают площадь от 100 до 250 *км*². Средняя мощность подавляющего большинства туфовых потоков и покровов колеблется в пределах 3—4 *м* и изредка достигает 80—100 *м*. В последнем случае они оказываются приуроченными к сравнительно глубоким и узким понижениям рельефа. Наименьшую среднюю мощность имеют покровы и потоки на полях, сложенных ереванo-ленинаканским типом черных туфов (3—4 *м*), развитых преимущественно в далеких периферических частях области; средние мощности (10—15 *м*) характерны для покровов и потоков пламенных, очковых и красно-черных туфов, развитых в предгорьях массива горы Арагац; наибольшую мощность (до 100 *м*) имеют туфовые толщи на полях, где развиты туфы артикского типа. Туфы, так же как и лавы, встречаются на самых различных гипсометрических отметках и перекрывают в долинах рек разные террасы — от самых высоких плиоценовых до молодых поздневюрмских — и другие отложения различных возрастов от эопалеозоя до позднего вюрма включительно.

В настоящее время установлено, что туфы, так же как и лавы, образовались в несколько этапов — в нижнеплейстоценовое, среднеплейстоценовое и голоценовое время.

Фактических данных недостаточно для детального стратиграфического расчленения новейших туфовых образований Армении и соответствующего их разграничения на карте, поэтому ниже приводятся лишь основные факты и указание возраста отдельных туфовых полей.

1. Нижнеплейстоценовые туфы. К ним совершенно определенно относятся туфы, подчиненные озерным толщам бассейна среднего Аракса и р. Ахурян и фациально связанным с ними лавовым комплексом. Такие туфы вскрыты буровыми скважинами, пройденными в указанных нижнеплейстоценовых образованиях. В верхах озерной толщи этой котловины туфы отмечены в обнажениях Агинского района А. Н. Назаряном. Как уже указывалось, верхи озерной толщи Араратской и Ленинаканской котловин датируются *Elephas trogontherii* P o h l. (миндель — рисс).

2. Среднеплейстоценовые туфы. К ним относятся туфы, располагающиеся стратиграфически выше озерных отложений Ленинаканской и Араратской котловин и ниже вюрмских отложений. С большей или меньшей достоверностью к среднеплейстоценовому возрасту могут быть отнесены следующие потоки и покровы туфов:

а) туфы Приереванского района, залегающие на галечных террасах высотой 45—50 *м* (в Шорахбюрской долине и бассейне нижнего течения р. Гарни) и 22—25 *м*, перекрыты на последней террасе базальтовыми лавами (в разрезе левого борта каньона р. Раздан — два пласта туфов, разделенные прослоем галечников). Терраса 22—25 *м*, сложенная галечниками и песками, врезана в нижнеплейстоценовую озерную толщу района Кармир-блур — Енгиджа, а налегающий на нее лавовый поток покрыт у с. Арзни слоем с остатками ранневюрмской (раннемадленской) культуры;

б) туфы и туфолавы бассейнов рек Шахверд и Қасах, заполняющие до верха древнее ущелье глубиной 100 *м* и перекрывающиеся аштаракским потоком андезито-базальтовых лав, соответствуют по возрасту указанному выше потоку лав левобережья р. Раздан. С ними увязываются также туфы и туфолавы района с. Бюракан и нижний туфовый поток у с. Агарак, вскрытый буровой скважиной под валунно-галечными отложениями, перекрытыми в свою очередь также туфами.

3. Верхнечетвертичные туфы. К ним относятся:

а) туфы долины р. Памбак, представленные двумя потоками; против ст. Арчут в песчано-пемзовом прослое, залегающем между этими двумя потоками, К. А. Мкртчяном были обнаружены челюсти вюрмского *Bos primigenius* Boj., а у ст. Налбанд в песчано-галечных отложениях, включающих прослои пемзовых и туфовых песков, подстилающих покров туфов, Н. И. Қаракашем (1898) были найдены голоценовые *Elephas primigenius* Blum. и *Equus caballus L.* В этом же районе, у ст. Спитак, в 1955 г. на террасе 25—30 *м* была пробурена скважина, которая прошла 90 *м* по песчано-глинисто-галечным отложениям и вскрыла на интервале от 58 до 71 *м* пласт туфа (отметка устья скважины 1516 *м*), который гипсометрически ниже указанных туфов на 120 *м;*

б) туфы Приереванского района, залегающие на второй надпойменной галечной террасе высотой 12—13 *м* и перекрытые андезито-базальтовыми лавами гутансарского потока по правобережью р. Раздан. В 7 *км* к юго-востоку от г. Еревана в карьерах, расположенных между пос. Нор-Ареш и с. Советашен (ближе к последнему), в песчано-пемзовом слое основания покрова черных туфов, залегающих на террасе 12—13 *м,* нами были обнаружены остатки *Cervus elaphus L., Lepus europaeus* Pall., *Equus caballus L.* и зубы *Homo sapiens fossilis,* характеризующие бесспорно послерисское время, а в комплексе — голоценовое время. В Приереванском районе интересно также нахождение рыхлых черных туфов между двумя ярусами гутансарского потока андезито-базальтов (в разрезе правого борта каньона р. Раздан против Арабкира);

в) туфовые потоки и покровы в бассейне р. Қасах, залегающие на аштаракском потоке андезито-базальтовых лав и перекрытые переотложенными флювиогляциальными отложениями вюрмского оледенения на участке селений Ошакан — Воскеваз и левобережном плато р. Қасах, юго-восточнее г. Аштарак. Вероятно, к верхнечетвертичному возрасту относится также подавляющее большинство туфов Егвардского плато;

г) туфы района ст. Қармрашен в западной части Араратской котловины налегают на поток базальтов, который перекрывает галечную террасу р. Аракс высотой 22—25 *м,* относимую к рисс-вюрмскому времени. В восточном направлении туфы уходят под мощные пролювиальные наносы, переходящие по простиранию в наносы, которые прикрывают галечную террасу р. Аракс, имеющую высоту 12—13 *м.* На склонах шлаковых конусов Тапа-диби у сс. Армавир и Зейва в центральной, наиболее прогнутой, части Араратской котловины, возвышающихся на фоне первой надпойменной террасы р. Аракс, А. Т. Асланяном были обнаружены остатки *Bos primigenius* Boj (на склоне Тапа-диби) и *Gazella subguatturosa* Guel d (на шлаковом холме Зейва);

д) туфы северной части Ленинаканской котловины, залегающие на различных горизонтах нижнеплейстоценовой деформированной озерной толщи. Этот покров повторяет рельеф подстилающей обширной террасы, имеющей высоту на обоих склонах ущелья р. Ахурян 115—

120 *м*. Вюрмский возраст их устанавливается по аналогии с туфами соседнего бассейна р. Памбак.

Центром извержений туфового материала П. И. Лебедев (1928) считал вершину горы Арагац. Все новейшие данные показывают, что вершина Арагаца является местом излияния лав и пирокластических продуктов верхнеплиоценового времени. Г. Абих (1873) и К. Н. Паффенгольц (1938$_1$) связывали выбросы туфового материала четвертичного времени с небольшими центральными аппаратами, расположенными за пределами вершинного пояса Арагаца. Кроме того, К. Н. Паффенгольц высказал предположение о связи выбросов с трещинами.

Вопрос о центрах извержений туфового материала рассмотрен подробно в работе А. Т. Асланяна (1956$_1$), в которой доказывается, что центрами извержения первоначального пирокластического материала, давшего туфы и туфолавы, являются многочисленные шлаковые конусы (пюи, кызылы), разбросанные по всей описываемой области и не имеющие собственных лавовых потоков, а также некоторые аппараты типа кальдер взрыва.

Указанный вывод подтверждается двумя основными фактами:

1) большинство туфовых покровов и потоков локально приурочиваются к окрестностям шлаковых конусов типа кызылов, а сами потоки местами восходят до края кратеров, заполненных изредка также туфами (конусы у селений Кабах-тапа, Мастара, Арич, Ошакан) и 2) все или почти все шлаковые конусы, зафиксированные в области развития четвертичных туфов, имеют свои лавовые потоки и покровы, за исключением кызылов, в окрестностях которых место лавовых потоков и покровов занимают потоки и покровы туфов.

Центрами извержений туфов на склонах Арагацкого массива являются беспоточные шлаковые конусы, расположенные северо-восточнее г. Октемберян, восточнее, северо-восточнее и юго-западнее с. Верин Талин, конусы в окрестностях ст. Кармрашен, г. Артик и в северо-западной части привершинного плато Арагац.

Для туфов Ленинаканской котловины достоверных центров извержений пока не отмечено, однако вполне допустимо, что к ним относятся кальдеры взрыва, расположенные юго-восточнее с. Цохамарг и юго-западнее оз. Арпилич (туфовый поток левого притока р. Ахурян поднимается до окрестностей цохамаргской кальдеры взрыва). При этом не исключается также возможность, что часть туфового материала котловины была выброшена и перенесена сюда из шлаковых центров, расположенных на западном склоне горы Арагац.

Для туфов бассейна р. Памбак установлен пока лишь один центр извержения, который, по данным К. Г. Ширинян, расположен непосредственно юго-западнее с. Гейдарлы — в долине правого притока р. Памбак — р. Алавар. В бассейне последней туфы обычно не выходят за пределы долины и обнаруживают превосходно развитую столбчатость. У центра извержения, представленного небольшим холмиком, преобладает грубообломочный пирокластический материал — обломки пехштейновых дацитов и пемз (Ширинян, 1956; Асланян, 1956$_2$).

В Приереванском районе центрами извержений являются шлаковые конусы Канакерского плато (у селений Канакер, Ариндж, Мгуб), Егвардского плато и окрестностей Паракар, Эчмиадзин, Ошакан и Аштарак.

Последними наблюдениями В. М. Амаряна (1962) установлено наличие игнимбритовых туфов у юго-восточной вершины горы Арагац над комплексом плиоценовых лав. Этот факт не оставляет сомнения в том, что основная масса туфов массива горы Арагац извергалась из привершинной его зоны.

Из приведенного материала следует, что в пределах отдельных этапов вулканической деятельности, как правило, извержение туфового материала предшествует излиянию лав. В разрезах нижнеплейстоценовых отложений Араратской и Ленинаканской котловин, по данным бурения, туфы всюду находятся под покровами базальтов; в бассейнах рек Касах и Раздан среднеплейстоценовые лавовые потоки (аштаракский и ковасарский) залегают в туфах, лежащих, в свою очередь, на среднеплейстоценовых галечниках (рисс-вюрмская терраса). Точно такие же отношения существуют между лавами и туфами верхнечетвертичного возраста. Можно предположить, что основная масса пеплового материала в бакинских, хазарских и хвалынских отложениях Куринской депрессии была заимствована из пирокластических выбросов, давших в Армении игнимбритовые туфы. Перенос их в Куринскую депрессию осуществлялся, вероятно, воздушным путем. Минералогические исследования Ш. А. Азизбекова (1947) подтверждают сходство между указанными пеплами и туфами.

Большой интерес представляет вопрос о генезисе новейших туфов Армении. До начала последнего десятилетия считалось, что туфы ереванo-ленинаканского типа образовались путем простого уплотнения и цементации падавшего пеплового материала, а туфы артикского типа образовались, по мнению П. И. Лебедева, в подводных условиях путем своеобразного перерождения дацитовой лавы.

А. Н. Заварицкий (1945), занимавшийся изучением генезиса новейших туфов Армении, пришел к выводу, что все туфы являются игнимбритами. Вывод А. Н. Заварицкого был подтвержден новыми фактическими материалами [К. А. Мкртчяна (1954); К. Г. Ширинян (1956), В. М. Амаряна (1964)], показавшими, что туфы и туфолавы образовались из богатого газами раскаленного вулканического песчано-пеплового материала путем непосредственного сваривания между собой обломков минералов, стекла и лав. Можно считать доказанным, что пирокластический материал после соприкосновения с землей двигался по депрессиям рельефа как жидкое вещество благодаря обволакиванию частиц газовой пленкой, уничтожающей силы трения между частицами и обеспечивающей при достаточных уклонах рельефа продвижение масс в виде пирокластических потоков. По данным исследований К. А. Мкртчяна (1954), артикский тип туфов образовался при относительно высоких температурах исходной массы, а собственно пирокластическая разновидность (ереванo-ленинаканский тип черных и оранжевых туфов) — при относительно низких температурах. В пользу последнего говорят находки необожженных костей *Cervus elaphus* Ogil. (определение К. С. Даля) в черных туфах северной части Ленинаканской котловины и Приереванского района (туфы Аванского ущелья). Ряд авторов признает для туфов артикского типа жидкоподвижное пенисто-лавовое состояние исходной изверженной массы.

Ледниковые отложения

В составе новейших образований имеются ледниковые отложения, которые представлены моренными и флювиогляциальными накоплениями, приуроченными обычно к высокогорным районам. Экзарационные формы выражены многочисленными цирками, карами, троговыми долинами, ригелями и др.

Как ранее указывалось, к отложениям наиболее древнего этапа оледенения относятся широко распространенные валунно-галечные накопления, приуроченные к террасе высотой 180—220 *м*. Это мощные валунно-галечные толщи (советашенская свита) высоких террас Кохб-

ской мульды, Советашенского плато в Приереванском районе, Агавнадзорского и Азизбековского плато в среднем течении р. Арпа, водораздела Варденисского хребта, плато Дуздаг, Дашбаши и Чананаб на склонах Зангезурского и Даралагезского хребтов, валунно-галечные отложения террасы высотой 180—220 *м* бассейнов рек Цав, Вохчи, Кашуни, Воротан, Агстев, оз. Севан и др. Характерно залегание этих толщ в ядрах синклинориев.

За пределами Армянской ССР указанные валунно-галечные отложения смыкаются с таковыми, слагающими обширную Карабахскую степь, где они, по данным азербайджанских геологов, переходят фациально в морские отложения апшеронского яруса. Стратиграфическим аналогом их считаются валунно-галечные отложения Кусарской наклонной равнины на востоке Большого Кавказа, где они также переходят фациально в морские апшеронские отложения.

Доказательства в пользу флювиогляциально-пролювиального происхождения описываемых отложений приведены в работе А. Т. Асланяна и С. П. Бальяна (1953). В ней, в частности, указывается на присутствие экзарационных форм рельефа в виде каров и сильно размытых цирков в толще туфобрекчий нижнего плиоцена, слагающей водораздельный массив между реками Арпа, Воротан и Нахичеванчай. Шлейф валунно-галечных отложений примыкает с нескольких сторон к этому массиву, достигающему высоты 3000 *м*.

Ледниковые отложения с соответствующими экзарационными формами рельефа в более типичном их проявлении описаны в связи со средне-верхнечетвертичными образованиями. Приурочены они к наиболее высокогорным районам массивов: горы Арагац, Мокрых гор, Гегамского, Варденисского, Айоцдзорского и Капутджухского хребтов.

Ниже приводится краткое описание следов средне-верхнечетвертичного оледенения по отдельным районам.

Ашоцкие, Мокрые и Сомхетские горы. На меридионально вытянутых хребтах Ашоцких (Агабабинских) и Мокрых гор, сложенных главным образом плиоценовыми лавами и туфобрекчиями, установлено большое число (до 15) ледниковых цирков, расположенных рядами по обе стороны водоразделов. Длина цирков колеблется в пределах 2—4 *км*, ширина от 1 до 3 *км*, глубина от 150—200 до 500 *м*. Многие из них переходят в короткие троговые долины, в пределах которых расположены конечные и береговые коренные суглинисто-валунные накопления мощностью до нескольких десятков метров (данные Г. К. Габриеляна).

Наиболее мощные моренные отложения отмечены на склонах Мокрых гор в долинах рек, берущих начало у вершины горы Легли. Мощные флювиогляциальные шлейфы одевают склоны Мокрых гор в районе Карабулахской равнины, сложенной в основном песчано-галечными наносами и частично суглинками.

На Сомхетском хребте следы оледенения в виде каров и кароидов отмечены на массиве горы Лалвар. Кары, разъедая вершинную часть горы, превратили ее в обрывистый остроконечный гребень, на юго-восточном склоне которого отмечаются два моренных языка с характерными формами стадиального отступания конечноморенных гряд, переходящих в донноморенные котловины. Конечные части донноморенных языков достигают отметок 1650—1700 *м*.

Массив горы Арагац. В вершинной части Арагаца насчитывается 9 цирков длиной 3,5—4 *км* и шириной 1,5—2 *км*, отделенных друг от друга узкими кряжами и седловинами. Площадь древнего оледенения, по данным Б. Л. Личкова, составляет 186 *км*^{2}.

Вниз по склонам массива цирки переходят в глубокие троговые долины — Манташ, Гехадзор, Дузкенд на северном склоне массива, Гехарот на восточном склоне, Архашен и Ампур на южном склоне, Члканы и Воскетас на юго-западном и западном склонах.

Троги и цирки сохранили четыре ступени лестниц, каров и продольные уступы — плечи ригелей, указывающие на присутствие четырех стадий отступания ледников, бронировавших верхнюю цирковидную часть Арагаца. Вдали от области питания, на расстоянии 12—15 *км*, на южном склоне массива и в 8 *км* на северном склоне экзарационные формы переходят в мощные конечноморенные отложения, которые выражены четырьмя всхолмленными валами мощностью порядка 80—100 *м* (буровая скважина в троговой долине р. Манташ). С учетом последующей эрозии начальная мощность их может быть определена в 120—130 *м*.

В предгорных районах за моренными отложениями следуют флювиогляциальные валунно-галечные отложения, которые образуют пологие веерообразные шлейфы и далее переходят на равнинах в зандровые песчано-глинистые и частично озерные отложения. Значительные накопления флювиогляциальных отложений отмечены в Ахулинской и Апаранской котловинах на северном склоне Арагаца между селениями Кучак, Арагац, Нигатун, на восточном склоне между селениями Аштарак и Воскеваз, на южном склоне между селениями Агарак и Кош и на Сарнахбюрской равнине на западном склоне. По данным естественных обнажений и буровых скважин мощность их достигает 20—30 *м*. Крупнообломочный материал отложений состоит всецело из эффузивных пород Арагаца.

В районе селений Кучак и Нигатун отмечено налегание на флювиогляциальные отложения трещинных излияний дацитов восточного склона Арагаца, а в районе селений Агарак, Воскеваз и Аштарак — перекрытие их игнимбритовыми туфами.

Ледниковые отложения развиты в небольшой мере также в районе вершинного пояса Арагаца, где они представлены супесчано-суглинистыми, частью валунно-галечными накоплениями основных и конечных морен и достигают мощности 60 *м*.

По мнению К. Н. Паффенгольца (1939), А. О. Рейнгарда (1939) и С. П. Бальяна (1949), эти отложения значительно древнее указанных выше ледниковых отложений.

Хребты бассейна оз. Севан. Следы оледенения в этой области отмечены на Гегамском нагорье, Варденисском и Мровдагском хребтах.

Гегамское нагорье сохранило следы оледенения в центральной и южной частях, причем основными участками питания ледников служили возвышающиеся на нагорных массивах Аждаак, Большой и Малый Спитаксар, Гндасар, Зоасар и ряд других конических вулканических аппаратов и экструзивных щитов. В их склоны ступенчато врезаны лестницы каров, от которых отходят глубокие долины в обе стороны хребта, служившие путями движения ледников (троги в верховьях рек Гаварагет, Гры-дзор, Башкенди-джур, Цахкашен). Ниже абс. отметки 2700 *м* в пределах указанных троговых долин во многих местах (особенно широко в районе с. Цахкашен) развиты мощные донные и конечные моренные накопления, которые ниже переходят в песчаные накопления зандрового типа (район селений Гехаркуник, Батикян, Ацарат и г. Камо). Выше абс. отметки 2700 *м* установлены сильно размытые шлейфы моренных отложений более древнего возраста, а также широкие, но более короткие троговые долины (в долинах вершин Большой и Малый Спитаксар, Нал-тапа, Назел-тапа и др.).

На Варденисском хребте оледенением была охвачена вся вершинная зона. В массивы гор Варденис, Соганлу, Дикпилакян, Тулуджа, Каракая и другие врезаны крутостенные лестницы каров и многочисленные нивационные углубления. От этих массивов в сторону оз. Севан продвигались довольно мощные долинные ледники, занимающие верхние и средние течения бассейнов рек Варденис, Каранлух, Астхадзор и других, причем трансфлюентные ледники, занимавшие значительную часть пригребневого плато в период стадиального отступания оставили на нем конечноморенные гряды (урочище Азизнер, водораздельное плато между реками Варденис и Каранлух, пологие склоны плато, обращенные к долине р. Аргичи у Яныха и др.). Мощность моренных накоплений в троговых долинах достигает 60 *м*. На крутых склонах хребта, обращенных к долине р. Арпа, ледниковые отложения не сохранились.

Восточнее Варденисского хребта следы довольно крупного оледенения установлены на Алагелларской равнине и в верховьях рек Арпа и Воротан, где мощность моренных отложений достигает 50 *м*. Судя по сплошному развитию на Варденисском хребте чингилей, котловин выпахивания и мелких озер, можно предположить существование здесь более древнего покровного оледенения, языки которого спускались в сторону оз. Севан, вплоть до Басаргечарской равнины.

Следы оледенения на Мровдагском хребте отчетливо выражены на массивах Гямиш и Мровдаг, в верховьях бассейнах рек Тертер, Шамхорчай и оз. Гек-гёль в виде экзарационных и ледниково-аккумулятивных форм. Происхождение оз. Гек-гёль связывается с этим оледенением. Б. А. Клопотовский предполагает двукратное оледенение Мровдагского хребта.

Даралагезский хребет. Следы среднеплейстоценового — голоценового оледенения зафиксированы здесь экзарационными формами, приуроченными к наиболее высокогорной части хребта к районам вершин Гоги (Кюки) и Кочи-берд, а также горы Амулсар, откуда ледники спускались в долины рек Воротан, Арпа и Нахичеванчай, оставляя в троговых долинах донные, боковые и конечные морены. Последние образуют большие скопления в долинах речек Кюки, Зерниль и Джул. Здесь, как уже указывалось, широко развиты флювиогляциальные валунно-галечные отложения гюнцского оледенения. Наиболее молодые моренные отложения перекрывают лавы и шлаки, центр извержения которых расположен на Кочибекском перевале.

Сюникское нагорье. В этой области оледенение в четвертичное время испытали массивы гор Ишханасар, Кызыл-богаз, Перечингил, район озер Ала-гёль, Хала-гёль и др. В районе вершины с отметкой 3400 *м* С. П. Бальян отмечает 4—5 конечноморенных вала шириной до 100 *м* и протяженностью до 2—3 *км*, спускающиеся до горизонтали 2600 *м*, иногда до 2300 *м* (Сисианское лавовое плато). Пространства между конечноморенными валами заняты флювиогляциальными отложениями временных запруд стадиального отступания ледников.

Из экзарационных форм рельефа широко развиты каровые лестницы, кароиды, цирки и троги. Последние особенно четко выражены на горе Ишханасар. Одна из троговых долин Ишханасара прослеживается вплоть до г. Гориса, где переходит в V-образную эрозионную долину. Видимая мощность моренных накоплений достигает здесь 50 *м* (в верховьях р. Горис, в окрестностях с. Брун и др.).

Подавляющее большинство мелких озер нагорья приурочено к пространствам, расположенным между моренными выпуклостями рельефа, контролирующими одновременно выходы подморенного типа под-

земных вод (родники Гей-булах, Едди-булах, Союх-булах и др.). По данным С. П. Бальяна, в ряде случаев молодые лавы Карабахского нагорья перекрывают моренные отложения.

Баргушатский и Капутджухский хребты. Следы четвертичного оледенения на этих хребтах выражены как экзарационными формами рельефа, так и флювиогляциальными отложениями. Наиболее крупным и хорошо изученным центром оледенения является массив горы Капутджух на одноименном хребте, откуда радиально расходился ряд языков долинных ледников. Как уже указывалось, наиболее древнее оледенение Капутджуха принадлежит к гюнцской эпохе. С ним связываются флювиогляциальные валунно-галечные отложения в верховьях рек Парагачай, Шахвузчай, Нахичеванчай, а также в бассейне р. Цав, где они сложены, главным образом, из продуктов размыва гранитоидных пород и покрывают террасы высотой 180—220 *м*. Областью сноса этого материала служил Зангезур (полоса Дастакерт — Каджаран — Мегри), поскольку в смежных областях отсутствуют крупные обнаженные массивы гранитоидных пород.

К среднеплейстоценовому — голоценовому времени относятся громадные каровые лестницы на северо-восточном склоне верхней части хребта Капутджух в верховьях р. Вохчи, переходящие вниз в троговую долину с обрывистыми ригелями, несущую на дне и на плечах трога боковые, донные и конечные моренные накопления. Последние прослеживаются по пути движения ледников на 10—15 *км* и достигают отметок 1600 *м* (бассейн р. Мегри) — 2000 *м* (Каджаран). Необходимо указать, что высокие террасы в бассейнах рек, дренирующих Зангезурское нагорье, во многих местах перекрыты плювиального характера суглинками, достигающими мощности 20—25 *м*. Возможно, что они относятся к предпоследнему рисскому оледенению.

Не менее ясно выражены следы оледенения в юго-восточной, относительно низкогорной части хребта. Типичной троговой долиной является верховье ущелья р. Мегри, в которой широко развиты валунные нагромождения гранитоидных пород, достигающие мощности 80 *м*, а также многочисленные кары и мелкие озера ледникового происхождения. Отчетливые следы оледенения констатированы на склонах гор Еркатасар и Джинал-даг, откуда простираются вниз в верховья р. Шахбузчай мощные моренные накопления.

В центральной части Зангезура в полосе от горы Айрисар до горы Сарцали в юго-восточном направлении широкое развитие имеют ледниковые формы рельефа, особенно четко выраженные на массивах гор Еркатасар, Джемал, Салвард, Араджи, где наряду с экзарационными формами имеются мощные моренные накопления, протягивающиеся от верховьев рек Тахтакерпичай и Даличай до с. Аравус. В этом же районе отмечены мощные флювиогляциальные террасы в окрестностях с. Тазагюх, троговые долины в районе горы Агдабан, конечноморенные отложения в районе Биченагского перевала.

В пределах собственно Баргушатского хребта ледниковые формы прослеживаются в горах Арамазд и Таари-ехуш, откуда по долине р. Татев протягиваются моренные отложения. Галечники высоких террас р. Татев (180 *м* и более), вероятно, тоже имеют флювиогляциальное происхождение и относятся к первому оледенению. Вероятно также наличие оледенения в массиве горы Хуступ.

Стратиграфия ледниковых отложений Армянской ССР изучена недостаточно, основной материал по ним содержится в работах Б. Л. Личкова (1931), А. Л. Рейнгарда (1939), С. С. Кузнецова (1941), Б. А. Клопотовского (1942), Л. А. Варданянца (1948), М. В. Муратова (1949),

С. П. Бальяна (1949), Н. В. Думитрашко (1950_1), Е. А. Нефедьевой (1950), К. Н. Паффенгольца (1959), А. А. Габриеляна (1964).

Мнения о количестве оледенений и стратиграфии ледниковых отложений расходятся. Одни исследователи (С. С. Кузнецов, Н. В. Думитрашко) считают, что Армянское нагорье в новейшее геологическое время испытало лишь одно оледенение, соответствующее по времени вюрмскому оледенению Альп, другие же признают трех-четырехкратное оледенение с рядом фаз и субфаз. В вопросе возрастного расчленения отложений часть геологов исходит из альпийской градации Пенка — Брюкнера, но некоторые предпочитают схему расчленения четвертичных отложений Черноморско-Каспийской области.

На основании изложенного материала по новейшим отложениям Армении можно утверждать, что начиная с конца плиоцена на территории Армении имели место четыре плювиальных периода, характеризовавшиеся более или менее холодным климатом и большим количеством осадков.

Первый из них (гюнц — гюнц-миндель) соответствует во времени периоду накопления покровных валунно-галечных отложений, слагающих почти повсеместно развитую террасу высотой 180—220 *м* и некоторые покровы суглинков. По возрасту он соответствует апшеронскому веку, что доказывается смыканием этих отложений с морскими апшеронскими отложениями северо-восточных и юго-восточных предгорий Малого Кавказа.

Второй период (миндель — миндель-рисс) соответствует времени накопления озерных толщ Араратской и Ленинаканской котловин, а также широко развитых галечных и суглинистых отложений, слагающих серию террас высотой 100—150 *м*. Обилие диатомовой флоры и хладолюбивой моллюсковой фауны в этих озерных отложениях, многочисленные находки костей трогонтериевого слона в верхах толщи указывают на холодный климат, а обширное распространение валунно-галечных отложений — на обилие осадков.

Третий период (рисс — рисс-вюрм) соответствует времени накопления галечных и суглинистых отложений, слагающих террасы высотой от 25—30 до 70—80 *м*, а также флювиогляциальных и моренных отложений предпоследнего оледенения Арагаца и его эквивалентов в других районах Армянской ССР (подлавовые морены восточных склонов Арагаца) и Карабахского нагорья, Гегамского и Варденисского хребтов и др.

Четвертый период (вюрм — поствюрм) охватывает время накопления галечников нижних четырех террас (1—3 *м*, 10—15 *м*, 20—25 *м*, 40—45 *м*), а также флювиогляциальных и моренных отложений последнего оледенения Мокрых и Ашоцких гор, Арагаца, Гегамского и Варденисского хребтов, Карабахского нагорья, Даралагезского и Капутджухского хребтов и др.

Возраст отложений первого периода может быть определен как гюнц — гюнц-миндельский на основании находок *Elephas planifrons* и *Equus stenonis* в моренных суглинках (по К. Н. Паффенгольцу) Ахалкалакского нагорья.

Возраст отложений второго периода определяется точно как миндель — миндель-рисский на основании находок в верхах озерных отложений *Elephas trogontherii* и ашель-клектонских орудий на галечных террасах высотой 130 *м*.

Возраст отложений третьего периода определяется как рисс — рисс-вюрмский на основании их стратиграфического положения.

Возраст отложений четвертого периода определяется как вюрмский — поствюрмский на основании костей *Elephas primigenius* и *Bos*

primigenius и также находок в их основании останков *Homo sapiens fossilis*. Совершенно бесспорно оледенение в вюрмское время и более или менее хорошо обосновано существование горно-долинного и частично покровного типа оледенения в рисское время. О миндельском оледенении ничего не известно, кроме того, что в это время климат был довольно холодным, а воздух влажным. Вероятно, что все высокогорные районы страны были покрыты небольшими ледниками, как это имеет место в современную эпоху. Такое же утверждение с большим основанием может быть сделано в отношении гюнцского оледенения, причем к гюнцу или минделю могут быть отнесены отмеченные выше валунно-галечные поля флювиогляциального типа высокогорных сооружений.

Травертины

В комплексе плиоплейстоценовых и голоценовых отложений Армении довольно большое распространение имеют известковые туфы — травертины, которые, как отмечал Г. Абих (1873), являются отложениями гидрокарбонатных углекислых источников (холодных и термальных) и озерных вод. Подробные сведения о них имеются в работах П. П. Гамбаряна (1934$_1$), А. П. Демехина (1956), К. Н. Паффенгольца (1959), Г. П. Багдасаряна (1949) и др.

Травертины представляют собой белые, светло-серые, слоистые или массивные твердые породы, местами рыхлые с примесью обломочного материала. К разновидности травертинов относятся также ониксовидный мрамор и столбчатый коричневато-желтый арагонит, подчиненные толщам травертинов. Крупные скопления травертинов приурочены к восточной части Араратской котловины, где они разрабатываются для производства цемента. В северо-восточных районах Армянской ССР травертины известны в окрестностях с. Кохб Ноемберянского района, Нижний Агдан, Иджеван и монастыря Агарцин в Иджеванском районе и в долине р. Агстев в Кироваканском районе. В районе с. Кохб они приурочены к сбросу северо-западного простирания, с опущенным северо-восточным крылом, сложенным вулканогенными породами турона. Между сс. Кохб и Нигатун (Калава), на правом склоне долины р. Кохб выходит холодный углекислый источник с горькой на вкус водой. Травертины локализованы у выхода источника и занимают площадь в несколько сотен квадратных метров. У с. Нижний Агдан травертины приурочены к сбросу, который приводит в тектонический контакт юрские доломитизированные известняки (северо-западное крыло) и турон-коньякские туфобрекчии. Здесь же у селения по сбросу северо-северо-восточного простирания выходит мощный холодный источник. Травертины локализованы у выхода источника и занимают площадь около 1 *га*. В окрестностях г. Иджеван радиусом 6—7 *км* у родников, связанных с сенонскими мергелистыми известняками, во многих местах залегают ноздреватые маломощные скопления травертинов, занимающие площади в сотни квадратных метров.

В районе монастыря Агарцин травертины (мраморовидные) встречаются в виде довольно мощной (до 3—4 *м*) дайкообразной жилы близширотного простирания, залегающей в порфиритах и туфогенах среднего эоцена. Отдельными выходами эта жила прослежена на протяжении 1 *км* на правом склоне ущелья р. Агарцин.

В Кироваканском районе небольшие скопления травертинов приурочены к участкам действующих минеральных источников в окрестностях селений Фиолетово, Лермонтово, Гамзачиман. Южнее травертины имеют более широкое распространение в системе Цахкуняцкого хреб-

та — по рекам Мармарик и Агверан, в окрестностях селений Анкаван, Уляшик, Кабахлу, Агверан, Арзакан, Бужакан. Вдоль долины р. Мармарик проходит система сбросовых нарушений северо-западного простирания, смещающих эопалеозойские метаморфические сланцы и прорывающие их интрузивные породы. С этими нарушениями связаны многочисленные выходы минеральных вод типа ессентукских и щиты травертинов с «ониксами» и арагонитами. Характерна приуроченность большинства скоплений травертинов к пойменной части долины реки. По данным Т. Н. Туманяна, содержание окиси кальция в этих травертинах колеблется в пределах от 54 до 55%, потери при прокаливании от 41 до 43% и среднее содержание кремнезема составляет 2,06%. В Агверанском щите выделяются прослои арагонитов мощностью до 40—50 *см*.

Северо-западнее Мисханского хребта сравнительно небольшие скопления травертинов известны на склонах западных отрогов Базумского хребта — на склонах массива горы Сип. Относительно мощные скопления их отмечены на западном склоне горы по дороге от с. Бандиван к с. Байтар.

Наибольшее распространение травертины имеют в области Араратской котловины в средних течениях рек Раздан, Гарни, Чатма, Веди, а также в северо-восточных краевых частях долины. В бассейне р. Раздан травертины развиты в нижних частях левого склона ущелья в окрестностях курорта Арзни, где они связаны с минеральными источниками и продолжают откладываться также в настоящее время, причем обсадные трубы в эксплуатируемых скважинах, дающих минеральную воду, часто заполняются травертином и закрываются. А. П. Демехиным в травертинах Арзни были обнаружены каменные орудия неолита, в том числе каменный молоток. Вниз по течению р. Раздан травертины известны в окрестностях с. Агамзалу, где они образуют пластообразную залежь арагонита с прослоями глин, падающую на юго-запад под углом 20°.

Агамзалинские травертины приурочены к разлому, который протягивается сюда от с. Тазагюх и прослеживается на восток к с. Нижний Агбаш в бассейне р. Гарни, где тоже известны скопления арагонитов, занимающих, однако, меньшую площадь.

В бассейне р. Гарни травертины известны тоже на левом склоне ее ущелья, против с. Байбурт. Небольшие скопления отмечены, кроме того, в обрывах ниже с. Джрвеж, где они приурочены к туфоконгломератам, подстилающим долеритовые базальты верхнего плиоцена и включают наземную фауну моллюсков. Травертины подробно описаны в работе П. П. Гамбаряна (1934$_1$).

В бассейне р. Чатма травертины известны в окрестностях селений Кетанлу и Шугаиб у выходов углекислых минеральных источников, откладывающих наряду с известью также серу. У этих выходов, в ядрах брахиантиклиналей, выступают мощные толщи известняков турона, прикрытые на крыльях структур туфогенами эоцена. В нижних течениях рек Чатма и Гарни травертины широко развиты в полосе, протягивающейся через селения Геташен, Двин, Анастасаван (Даргалу) и далее по южному склону хр. Бозбурун с небольшими перерывами до окрестностей с. Веди. В этом районе, сложенном вулканогенными, карбонатными и флишоидными отложениями мела и палеогена, они образуют довольно мощные и крупные щиты, которые перекрывают древние и современные террасы. Многочисленные углекислые источники, выходящие из-под травертиновых щитов, продолжают отлагать травертины. На подножиях склонов травертины включают большое количе-

ство делювиального и пролювиального обломочного материала и зачастую образуют своеобразные брекчии и конглобрекчии.

Восточнее горы Ерах (Бозбуру) травертины широко развиты на обоих склонах Урцкого хребта и на южном склоне хребта Кармирсахка в северо-западной части Шагапской синклинальной долины, сложенных карбонатными и песчано-глинистыми отложениями палеозоя и палеогена. Травертины занимают площадь в несколько десятков квадратных километров, перекрывая древние и современные террасы и склоны гор. В ряде случаев они заполняют депрессии древнего микрорельефа. По данным буровых скважин, мощность их на Урцком хребте достигает 46 *м*, причем в кровле залежи имеется мощный (до 10 *м*) слой делювиально-пролювиальных наносов. Травертины светло-кремово-желтого цвета, плотные, грубослоистые, однородные, с содержанием карбоната кальция 95—97%.

Сопоставление разрезов скважин, пробуренных в травертиновом щите у Араратского цементного завода и в озерно-речных отложениях южнее ж.-д. ст. Арарат, показывает, что они являются, по всей вероятности, одновозрастными образованиями и смыкаются друг с другом фациально. В этой связи интересно отметить наличие пласта травертина мощностью 11 *м* в разрезе нижнечетвертичной озерной толщи района ж.-д. ст. Араздаян на глубине 54—65 *м*.

Травертины южных склонов Урцкого хребта изобилуют в отдельных горизонтах отпечатками и остатками флоры. По устному сообщению А. Л. Тахтаджяна, подавляющее большинство изученных видов этой флоры принадлежит к вечнозеленым формам.

Процесс отложения травертинов в рассматриваемом районе продолжается и в современную эпоху. Все травертиновые щиты районов селений Геташен, Двин, Анастасаван, Веди, Шагап, а также южных склонов хребта Урц связаны с зоной разлома.

Травертины известны также в бассейне верхнего течения р. Веди, в окрестностях селений Джерманис и Татлу. У с. Джерманис они приурочены к антиклинальной структуре, ядро которой сложено известняками перми.

Восточнее хребта Урц громадные залежи травертинов в верховьях р. Джагричай, выше с. Бузгов занимают площадь более 1,5 *км*^{2} и достигают мощности 20—30 *м*. Приурочены они к разлому, по которому меловые отложения приведены в соприкосновение с триасовыми отложениями, сложенными известняками и доломитами. В бассейнах рек Арпа, Воротан и Вохчи травертины известны в районах выходов минеральных источников Гетик-ванк, Сойлан, Джермук, Татев, Горис, Охтар, Чобанлы и других, однако они образуют здесь небольшие скопления, за исключением щитов на склонах горы Перичингил (рис. 38).

Карбонатные отложения, напоминающие травертины, развиты в бассейне среднего течения р. Ахурян в Агинском районе, где они подчинены нижней половине озерной толщи Ленинаканской котловины (у сс. Айкадзор, Суанверди, Барцрадир и на берегах р. Чорлу). В работах А. Н. Назаряна эти отложения описаны под названием озерных известняков. Не исключена возможность, что карбонатное вещество этих известняков, отложившихся, несомненно, в водном бассейне, имеет такое же происхождение, что и обычные травертины. В пользу этого говорит наличие на изолированной вершине мощного щита травертина, залегающего на древнечетвертичной террасе ниже устья р. Ахурян, на берегу р. Аракс (у с. Бахчалар).

В литературе к травертинам отнесены также карбонатные отложения оз. Севан и элювиально-пролювиальные карбонатные отложения,

залегающие на плиоценовых лавах северной части Араратской котловины.

Обращаясь к возрастной характеристике травертинов, следует отметить, что они с некоторыми перерывами отлагались в течение всего четвертичного времени и, возможно, также в верхнем плиоцене. Это доказывается налеганием их на все террасы верхнего плиоцена и четвертичного времени и отчасти фациальным смыканием их с озерными отложениями этого времени.

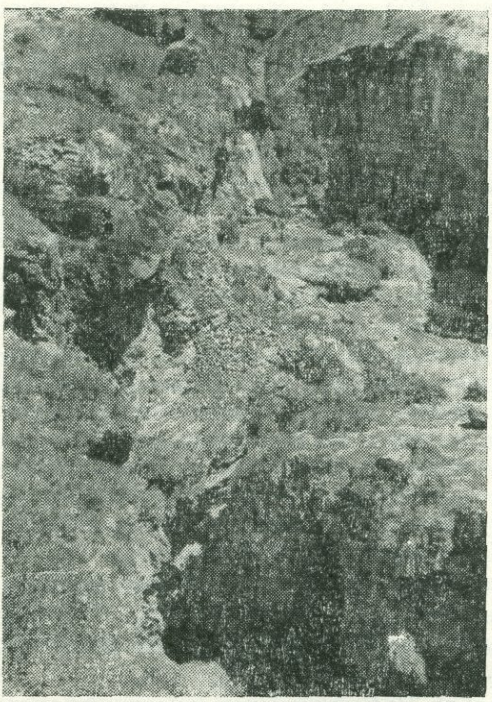


Рис. 38. Четвертичные травертины (бассейн р. Воротан). Фото Г. К. Габриеляна

Речные, делювиальные, пролювиальные, эоловые и другие отложения

Территория Армянской ССР является типичной горной страной с сильно пересеченным рельефом и многочисленными водными потоками, среди которых насчитывается более двухсот рек. По данным Н. В. Думитрашко (1962), долины рек имеют сложный рисунок, отражающий историю их образования. В подавляющем большинстве они характеризуются коленчатым строением с чередованием продольных более расширенных и поперечных, суженных участков. В продольных участках обычно хорошо развиты террасы, особенно аккумулятивные и аккумулятивно-эрозионные, а в поперечных, как правило, фрагменты эрозионных террас. Развитие речных долин зависит от состава пород и новейших четвертичных движений. Наибольшее количество рыхлых четвертичных образований имеется в пределах развития межгорных котловин и впадин, где реки расширяют свои долины, образуя широкие поймы, над которыми ступенчато возвышаются аккумулятивные террасы. В остальных частях развиты эрозионные террасы; аккумулятив-

ные террасы здесь развиты крайне мало и фрагментарно. Среди речных отложений преобладают аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования, представленные галечниками, галечно-гравелистыми и обломочными разностями с песчано-глинисто-песчаными, щебнистыми заполнителями.

Окатанность речных отложений находится в прямой зависимости от литологии, физико-механических свойств коренных пород и дальности переотложения. Литологический состав аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений тоже зависит от петрографического состава пород территории деятельности речной системы. Мощность описываемых отложений варьирует в очень широких пределах — от нескольких метров до 100—150 *м*, а иногда и больше.

К этому комплексу отложений также относятся разнообразные валунно-галечно-песчаные накопления, нагромождения каменных глыб, глины, суглинки, супеси, белоземы и др.

В условиях высокогорного, сильно расчлененного рельефа скальные породы, разрушаясь, образуют громадные шлейфы и языки глыбового делювия, который постепенно перемещается вниз и переходит в предгорных равнинах в щебенисто-суглинистые отложения и далее на равнинах в относительно однородные суглинки.

Главным фактором разрушения скальных пород является, по-видимому, морозное выветривание, а перемещение глыбового делювия осуществляется при активном содействии вод. Глыбовый делювий особенно распространен в районах, сложенных лавами, известняками и доломитами, в частности на склонах восточной части Базумского хребта и ущелья р. Дебед, на высоких склонах Иджеванского и Мургузского хребтов, массивов Арагац, Гегамского и Варденисского хребтов, в западной части Карабахского нагорья и на склонах Хуступ-Чиманского хребта. С этим типом глыбовых нагромождений связано большое число малодебитных родников с питьевой водой, которая используется для водоснабжения пастбищ.

На территории Армянской ССР широко развиты также оползневые осадки и обвальные массы, развивающиеся при активном участии грунтовых и оросительных — инфильтрационных вод. Оползневые явления широко развиты в сарматских отложениях среднего течения р. Раздан, в Шорахбюрской и Джрвежской долинах (Приереванский район) в пределах развития песчано-глинистых отложений миоцена и олигоцена, в районе г. Дилижана, отчасти в районах городов Иджевана, Берда, Кафана, с. Шагап, с. Мармарашен, в Ехегнадзорском, Азизбековском и других районах, в участках развития молодых делювиальных наносов, залегающих на скальных породах.

Супеси и суглинки образуют в ряде случаев довольно мощные покровы, залегающие на речных террасах, пологих потоках молодых лав и туфов и на подножиях гор. Такие покровы суглинков в бассейнах рек Памбак, Дзорагет и Дебед расположены на пологозалегающих долеритовых базальтах верхнего плиоцена, на всех террасах бассейнов рек Агстев, Ахум, Тавуш, Воротан, Вохчи, Мегригет, Арпа, Раздан, Аракс, Ахурян. Большие поля они занимают на Ленинаканском и Лорийском плато, в районах г. Кировакана, селений Спитак, Узунлар, Ламбалу, Воскепар, Верхн. Агдан, г. Дилижана, г. Иджевана, селений Узунтала, Лалигюх, Верхн. Кармир-ахбюр, г. Кафана, селений Давидбек, Агарак, Личк, Вартанадзор, Фонтан, Ахта, Меградзор, пос. Азизбеков, в северных предгорных районах Ленинаканской котловины и в Араратской долине. Мощность покрова суглинков достигает местами 25—30 *м*. В образовании суглинков одинаково существенную роль играли процессы пролювиального, делювиального и эолового осадко-

накопления. Сомнительным в условиях Армянской ССР можно было считать влияние эолового фактора, однако раскопки холма Кармирблур к юго-западу от Еревана показали, что после разрушения в VII в. до н. э. Урартской цитадели Тейшебаини развалины ее на относительно высоком холме покрылись слоем лёссовидных глин и суглинков мощностью до 10 *м*.

Важно отметить, что покровы суглинков встречаются на всех террасах, в том числе и на древних миоплиоценовых. Показателен в этом отношении бассейн среднего течения р. Агстев, где покровы желтоватых плотных глин и суглинков мощностью до 20—30 *м* залегают на террасах 1200—1300 *м*, 1000 *м*, 450—500 *м*, 180—220 *м*, 120—130 *м*, а также на всех остальных более низких террасах.

Обильный материал для образования суглинков доставляют юрские и меловые известняки и мергели, туфогены эоцена, липариты, пемзы плиоцена и гидротермально измененные породы. В предгорных районах покровы суглинков, обогащаясь грубообломочным материалом, переходят по простиранию в толщу глыбового делювия.

Валунно-галечные и песчаные наносы, относимые к данной категории отложений, являются продуктом селевых потоков. Основная их масса приурочена к нижним течениям и конусам выносов небольших горных рек. Многие населенные пункты, в том числе г. Ереван, расположены на таких конусах выносов.

Элювиальные образования имеют ограниченное развитие, если не считать современные почвы и чингили. К ним, в частности, относятся некоторые красноземы, образующиеся в субтропических условиях Мегринского района путем выветривания гранитоидных пород, плодородный горный чернозем, широко распространенный на молодых лавовых потоках и покровах Центрального вулканического нагорья, карбонатные белоземы, распространенные в области Араратской котловины и образовавшиеся путем выветривания базальтовых пород. В смеси с песчано-глинистым материалом белоземы образуют характерную плиту типа травертинов. Встречается много разновидностей белоземов — от порошковидных до скальных, чистых или с примесью обломочного материала. Наибольшей мощности они достигают в депрессиях микрорельефа и залегают почти исключительно на базальтовых лавах, шлаках и туфах.

Приуроченность белоземов к области Араратской котловины объясняется, по-видимому, господствующим здесь аридно-континентальным климатом, обеспечивающим интенсивное испарение и вынос из толщи базальтов растворенного карбонатного вещества. Литология белоземов детально освещена в работе П. С. Бошнагяна (1956). Подробные сведения о них приведены также в ранних работах О. Т. Карапетяна, С. Е. Манасаряна, К. Н. Паффенгольца, А. П. Демехина, О. А. Бозояна, Г. М. Ломидзе, Г. И. Тер-Степаняна и А. Т. Асланяна.

Своеобразным типом элювия являются также чингили-каменники. Многие из новейших лавовых потоков, разрушаясь, перерождаются на месте в хаотические нагромождения каменных глыб, которые известны у местного населения под названием чингили. Некоторые исследователи называют их каменными морями. Они широко развиты на склонах горы Арагац, на Гегамском, Варденисском и Карабахском вулканических нагорьях. В известной мере нагромождения являются результатом морозного выветривания, однако основная их масса образовалась из лавовых потоков, которые в момент излияния текли по поверхности ледников или мощных снежных покровов.

Современные континентальные отложения по типу и генезису в общем тождественны плейстоценовым. К ним относятся разнообраз-

ные маломощные галечники, пески, глины, суглинки, супеси, селевые выносы, вечные снега и ледники, травертины, искусственные наносы, оползневые, обвальные массы и торф.

Торфяники занимают относительно небольшие площади на Лорийском лавовом плато (район с. Калинино), в бассейне верхнего течения р. Ахурян (район оз. Арпилич), в долине верхнего течения р. Агстев (район селений Гамзачиман, Лермонтово, Фиолетово), в верхнем течении р. Гетик (Красносельский район), в восточной равнинной части бассейна оз. Севан (Масрикская равнина), на Араратской равнине (район Зейва, Шаумян, Ювa, Арташат) и в бассейне верхнего течения р. Воротан (Сисианский район). Наиболее крупными являются: Масрикский, Калининский, Арпиличский и Гамзачиманский торфяники.

Торфяники Армении изучались Г. А. Захаряном (1960). Все они относятся к низинному топяному подтипу. Основные фитоценозы, слагающие растительный покров, принадлежат травяной группе — тростниковым, осоково-тростниковым и частично травяно-мховым. Начало формирования торфяников Армении относится к низам голоцена. По предварительным данным Г. А. Захаряна, возраст торфяников исчисляется в 12—15 тыс. лет. По геоморфологическому признаку автор классифицирует их следующим образом:

А. Торфяники пойм горных рек (тип торфяников Гукасянского района в бассейне верхнего течения р. Арпа).

Б. Торфяники склонов древних террас (тип Гамзачиманского, Джрашенского и Апаранского торфяников).

В. Торфяники нагорных равнин (тип торфяников Гилли и др.).

Г. Торфяники межгорных озерных понижений (тип торфяников Степанаванского района).

Д. Торфяники, находящиеся на склонах высоких гор и питающиеся ключевыми водами (тип торфяников Кироваканского района).

Глава IV

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Введение

Территория Армянской ССР по своему сложно и интенсивно проявленному магматизму является одним из классических регионов Советского Союза. В строении ее ведущую роль играют самые разнообразные по возрасту и составу эффузивные и интрузивные породы, с которыми связаны рудные богатства республики. Вместе с сопредельными районами Малого Кавказа территория Армении составляет дугообразный мегантиклинорий запад-юго-восточного простирания. Это сложнопостроенное горное сооружение сформировалось в результате ряда крупных тектоно-магматических этапов — позднего протерозоя — кембрия (?), средне-позднепалеозойского, юрско-раннемелового, позднемелового — палеоценового, раннеэоценового — предолигоценового, олигоценового — четвертичного, каждый из которых характеризуется своеобразными магматическими комплексами, локализованными в определенных структурно-фациальных зонах.

Комплекс пород позднего протерозоя — кембрия (?) выступает в ядрах Арзаканского, Зангезурского и Ахумского антиклинориев, где представлен метаморфическими сланцами, диабазовыми порфиритами, гранито-гнейсами, катаклазированными плагиогранитами, кварцевыми диоритами, реже рассланцованными серпентинитами и габброидами. Возраст их пока спорный.

Магматические породы и связанные с ними крупные колчеданные месторождения юрско-раннемелового этапа локализованы в пределах Сомхето-Карабахской зоны и Кафанского антиклинория. Среди них выделены среднеюрский, позднеюрский и раннемеловой вулканогенные комплексы, а также среднеюрский и раннемеловой гранитоидные комплексы.

Продукты вулканизма позднемелового — палеоценового этапа, представленные главным образом производными основной магмы, имеют более широкое поле распространения. Они известны в Присеванской, Еревано-Ордубадской, Прикуринской зонах, Таузском и Иджеванском прогибах. К этому этапу относятся также интрузивы офиолитового пояса Малого Кавказа, приуроченного к Присеванскому глубинному разлому, и небольшие выходы ультраосновных и основных пород Еревано-Ордубадской зоны.

Магматические породы и связанные с ними самые разнообразные рудные формации раннеэоценового — предолигоценового этапа в основном развиты в Присеванской и Мисхано-Зангезурской зонах. Как эффузивы, так и интрузивы характеризуются наибольшим разнообразием петрографического состава.

К последнему тектоно-магматическому этапу относятся часть кислых гранитоидов Южной Армении, олигоценовые, миоплиоценовые и четвертичные базальтоидные вулканогенные комплексы, слагающие центральную часть Малого Кавказа. Последние возникли в континентальных условиях и по некоторым особенностям отличаются от вулканогенных образований ранних этапов.

Систематические и углубленные исследования магматических пород начались после установления в Армении Советской власти и приобрели огромный размах за последние 15—20 лет. В 20-е и особенно в 30-годы были проведены первые серьезные работы по изучению геологического строения и рудных месторождений Армянской ССР. В 30-х годах было положено также начало петрографическому изучению магматических, в частности интрузивных, пород рудоносных районов, выявлены новые выходы глубинных пород, обнаружены выходы щелочных пород в пределах Памбакского хребта и Мегринского плутона.

В указанный период петрография магматических (главным образом интрузивных) пород отдельных районов 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. Гинзберга, А. В. Кржечковского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, П. И. Лебедева, А. Г. Бетехтина, П. П. Гамбаряна, А. Н. Соловкина, И. Н. Ситковского, Г. М. Смирнова и других. В 1934 г. А. С. Гинзбергом составлена первая сводная работа по петрографии Армении, в которой в самых общих чертах приводится петрографическое описание магматических пород. В 1941 г. выходит в свет сборник по интрузивам закавказских республик, в котором обобщены результаты геолого-петрографических исследований, проведенных в послереволюционные годы.

В 40-е годы начинается новый этап исследований петрографии республики. Изучением наиболее крупного в Закавказье Мегринского плутона занимаются С. А. Мовсесян, М. А. Литвин, А. В. Каждан, Ю. А. Арапов, А. И. Адамян, щелочные породы Памбака исследуют В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян, гипербазиты и базиты северо-восточного побережья оз. Севан — Т. Ш. Татевосян, Т. А. Аревшатян.

В 50-х годах изучение магматических пород приобретает широкий размах. Ведутся работы по изучению геохимических особенностей магматических пород, проводятся специальные петрографические исследования эффузивов, организуются работы по определению абсолютного возраста магматических и других образований. Эти исследования углубляются в 60-х годах, и петрография постепенно превращается в комплексную науку, синтезирующую геологию, тектонику, петрогеохимию и абсолютную геохронологию.

В указанный период выполняются геолого-петрографические исследования интрузивов Сомхето-Карабахской зоны и Базумского хребта (С. И. Баласанян), Баргушатского хребта (Т. Ш. Татевосян), Айоцдзора (Э. Г. Малхасян), Офиолитового пояса (С. Б. Абовян, С. А. Паланджян), магматических пород Алавердского района (Г. А. Казарян, Р. Л. Мелконян), жильных пород Мегринского плутона (Т. А. Аревшатян); проводятся минералого-геохимические исследования Мегринского плутона (Б. М. Меликсетян), гранитоидов Баргушата (Э. Х. Гулян), Памбакского щелочного комплекса (Г. Е. Кочинян, Б. М. Меликсетян, Р. Г. Геворгян); организуются специальные работы по петрографическому изучению эффузивов четвертичного периода (А. И. Месропян, А. А. Адамян, К. Г. Ширинян, К. И. Карапетян), юры (Э. Г. Малхасян), мела Северной Армении (А. Х. Мнацаканян), палеогена Базумского хребта (Р. Т. Джрбашян, К. М. Мурадян), неогена Айоцдзора (С. А. Исаакян, А. С. Остроумова); ведется определение абсолютного возраста магматических пород, метаморфических сланцев и оруденения ряда районов (Г. П. Багдасарян, Г. А. Карапетян, Р. Х. Гукасян и др.).

Результаты петрографических исследований обобщены в монографии «Геология Армянской ССР». Имеются также работы по магматизму Армении С. И. Баласаняна, по интрузивам — В. Н. Котляра, С. А. Мовсесяна, С. И. Баласаняна, А. И. Адамяна, Э. Г. Малхасяна,

С. Б. Абовяна и эффузивам — К. Г. Ширинян, А .П. Лебедева и Э. Г. Малхасяна.

В Советской Армении плодотворно развивались также регионально-геологические и металлогенические исследования, которые имели большое значение для возрастного расчленения магматических пород и установления взаимосвязи тектоники, магматизма и оруденения.

На основе петрографического материала получили освещение многие стороны магматических явлений и значительно изменились представления о роли тех или иных процессов в петрогенезисе. В итоге проведенных работ созданы геолого-петрографические карты большинства интрузивов и эффузивов ряда районов, выделены разновозрастные интрузивные и вулканогенные комплексы, намечены схемы их формирования, дана их петрографическая, петрохимическая и в общих чертах геохимическая характеристика, выявлены некоторые петрологические критерии связи оруденения с магматизмом и разрешены некоторые общие петрогенетические вопросы.

Однако многие проблемы еще остаются недостаточно разработанными. Особенно дискуссионными являются возраст и схема формирования древних интрузивов, офиолитового пояса, мощного вулканогенного комплекса центральной части Малого Кавказа, метаморфических сланцев, множества интрузивов и немых вулканогенных свит. Слабо изучены древние интрузивы, степанаванские гранитоиды, породы различных типов метаморфизма и значительная часть вулканогенных пород. Вопрос связи оруденения с магматизмом для ряда районов остается нерешенным. Очень мало сделано в области изучения магматических формаций. Поверхностно изучена минералогия и геохимия преобладающей массы магматических пород, геохимические особенности их выяснены на основании главным образом полуколичественных спектральных анализов и т. д.

Учитывая современное состояние петрографической изученности республики, можно выдвинуть следующие основные задачи.

Прежде всего необходимо уточнение возраста и схемы формирования магматических комплексов. Подлежат выяснению возраст кристаллических сланцев, древних интрузивов, немых вулканогенных свит и схема расчленения сложного вулканогенного комплекса центральной части Малого Кавказа. Отсюда вытекает необходимость расширения работ по определению абсолютного возраста пород радиологическими методами.

Необходимо приступить к детальным петрографическим исследованиям наиболее слабо изученных гранитоидов и вулканогенных пород с составлением специальных геолого-петрографических карт.

Одной из актуальных задач является комплексное изучение магматических формаций. Следует выделить конкретные эффузивные и интрузивные формации и выяснить закономерности их формирования и размещения, составить карты магматических формаций республики и всего Малого Кавказа.

Неотложной задачей магматической петрографии республики надо считать разработку петрологических критериев генетических или парагенетических связей эндогенного оруденения с магматическими комплексами. Особое внимание должно быть уделено проблеме генетической связи гидротермальной группы месторождений с магматическими породами, которая до сего времени является дискуссионной.

Немаловажной задачей представляется проведение в широких масштабах геохимических исследований, в том числе выяснение геохимических особенностей рудоносных магматических комплексов для разработки научных основ прогноза. Необходимо начать изучение изотопи-

ческого состава элементов в магматических породах и рудных телах. Большой интерес для металлогении республики представляет установление закономерности распределения рудогенных, редких и рассеянных элементов в породах разного состава, генезиса и возраста. Особое внимание следует обратить на эффузивы, с которыми, судя по другим регионам, связан целый ряд редких элементов.

Одной из задач является также изучение метаморфических пород с применением метода физико-химического анализа парагенезисов минералов. Необходимо усилить исследование контактовых, автометаморфических и послемагматических процессов разновозрастных интрузивных комплексов. Большой интерес представляет дальнейшее систематическое исследование постмагматических изменений продуктов вулканизма, вызванным авто- и аллометаморфизмом. Большое внимание должно быть уделено, в частности, автометаморфическим преобразованиям с целью разработки поисковых критериев и выявления металлогенической роли вулканогенных пород.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

ИНТРУЗИВЫ ПАЛЕОЗОЯ

Палеозойские интрузии в Армянской ССР имеют ограниченное распространение. В большинстве случаев они представляют небольшие разрозненные тела, главным образом гранитоидного состава, приуроченные к древним метаморфическим комплексам (рис. 39).

Сравнительно большое развитие палеозойские интрузии имеют в области Цахкуняцкого хребта. Здесь они слагают массивы в районе селений Арзакан, Бжни площадью около 20 $км^2$, горы Дамлик-Гядук, селений Имрлу, Курубогаз, Анкаван и др. Мелкие выходы встречаются северо-западнее с. Чкнах, на Имерлинском перевале, северовосточнее с. Чамрлу и во многих других местах Апаранского и Разданского районов. К этому возрасту относится также Малевская интрузия на юге республики — на левом берегу р. Аракс, и некоторые диабаз-порфиритовые дайки, размещенные в девонских и карбоновых отложениях междуречья Арпа и Веди.

Возрастное расчленение древних интрузивных образований Армении нельзя считать твердо обоснованными. Это обусловлено недостоверностью стратиграфического расчленения вмещающих интрузии отложений, и отсутствием в разрезе последних среднего и верхнего палеозоя, триаса, юры и нижнего мела.

Детальное описание палеозойских комплексов интрузивных и метаморфических образований приведено в работах К. Н. Паффенгольца (1947), В. Н. Котляра (1958), Г. П. Багдасаряна (1956), А. Т. Асланяна (1958), С. С. Мкртчяна (1958), П. Л. Епремяна (1966), Р. А. Аракеляна (1964), М. С. Абрамян (1964), А. И. Адамяна (1950) и А. Е. Назаряна (1964). Последним наиболее обстоятельно изучался метаморфический комплекс и приуроченные к нему интрузивные породы Цахкуняцкого хребта.

Возраст Арзаканского кристаллического массива определялся путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего палеозоя Дзирульского кристаллического массива Кавказского хребта. В дальнейшем Р. А. Аракелян (1952) и А. Е. Назарян (1961) комплекс кристаллических пород Цахкуняцкого хребта расчленили на три-четыре самостоятельные разновозрастные толщи.

А. Т. Асланян (1958) и А. Е. Назарян (1961) Арзаканский массив кристаллических сланцев расчленяют на три свиты: а) арзаканскую до-

кембрийского возраста, б) дзораглухскую нижнекембрийского возраста и в) апаранскую — нижне-среднедевонского возраста. На этой стратиграфической основе стало возможным и возрастное расчленение интрузивных пород.

В. Н. Котляр (1958) впервые обосновал существование двух возрастных групп интрузий в Цахкуняцком хребте. Первую, более древ-

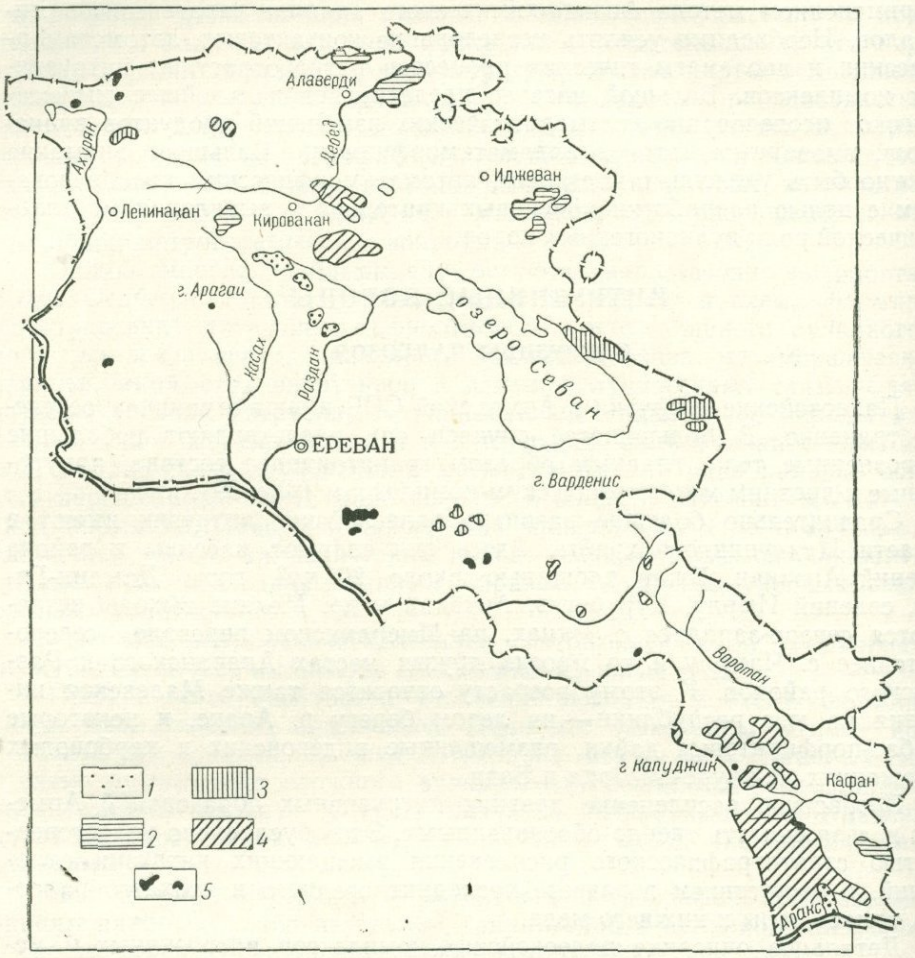


Рис. 39. Схема распространения интрузий на территории Армянской ССР (составил А. Т. Вегуни)

1 — интрузии палеозоя; 2 — гранитоидные интрузии мезозоя; 3 — гипербазитовые интрузии мел-палеогена; *4* — палеогеновые интрузии гранитоидов; *5* — неогеновые экструзии (субинтрузии)

нюю, группу, которая прорывает арзаканскую толщу и трансгрессивно перекрыта отложениями турона, он относил к дотуронскому возрасту, *а вторую — более молодую, группу, прорывающую палеогеновые отложения,* — к третичному возрасту. Р. А. Аракелян (1957) и М. С. Абрамян (1957) установили три фазы внедрения магмы древних интрузий Цахкуняцкого хребта. К первой фазе они отнесли основные и ультраосновные породы, формировавшиеся и внедрившиеся в раннепалеозойское время, вследствие образования глубинных разломов и глубоких прогибов. Это доскладчатые интрузии. Ко второй фазе внедрения упо-

мянутые авторы относят гранито-мигматиты, образовавшиеся в результате раннескладчатых процессов в нижнепалеозойское время. И, наконец, к последней, третьей, фазе относятся гранодиориты агверанского типа. А. Т. Асланян (1958) Агверанский массив сравнивает с Локским массивом и по аналогии относит его к карбоновому возрасту. А. А. Габриелян (1964) образования Агверанского, Локского, Храмского, Малевского массивов интрузивных пород относит к докембрийско-каледонским тектоно-магматическим комплексам. Мелкие пластовые интрузии и дайки диабазового и порфирового составов, развитые в области распространения средне- и верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Армении и Нахичеванской АССР, образовались в эпоху раннегерцинских тектонических движений.

Раннепалеозойские интрузии приурочены к метаморфической толще Цахкуняцкого хребта и представлены следующими разностями пород.

1. Гранито-мигматиты, гнейсы и граниты в районе селений Арзакан и Бжни, представленные характерной среднезернистой, чаще крупнозернистой породой серого и темно-серого цвета, местами со слабо красноватым оттенком, часто с полосчатой текстурой. Мигматит-граниты содержат до 90% альбита, кварца, микроклина, биотита, до 10% серицита, эпидота, в том числе до 1% рудного минерала и рутила. Гнейсы содержат до 90% плагиоклаза, кварца, мусковита, микроклина, до 10% биотита (хлоритизированного) и до 1% турмалина, сфена. Из других акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, рудный минерал, из вторичных минералов эпидот, хлорит. Гранит муксовитовый (измененный) содержит до 90% мусковита, кварца, альбита и незначительное количество сфена и рудного минерала.

Мигматит-граниты характеризуются следующим химическим составом (%): SiO_2 72,48; TiO_2 0,36; Al_2O_3 13,76; Fe_2O_3 1,63; FeO 1,06; MnO 0,02; MgO 0,97; CaO 1,60; Na_2O 3,73; K_2O 2,83; H_2O^+ 1,28; H_2O^- 0,23; сумма 99,95.

Породы первой фазы внедрения прорывают только арзаканскую свиту метаморфических пород, которая имеет докембрийский возраст и местами трансгрессивно перекрывается отложениями второй толщи метаморфического комплекса, отнесенной к нижнему палеозою.

В районе селений Арзакан и Бжни, где развиты древние граниты, гнейсы и мигматиты, обнажены и лейкократовые граниты, которые прорывают породы арзаканской и дзораглухской толщ метаморфического комплекса и безусловно являются более молодыми, чем гранито-гнейсы и мигматиты. Кроме того, они прорывают гранито-гнейсовый и мигматитовый массивы и местами перекрыты отложениями верхнего мела.

2. Интрузии основного и ультраосновного состава представлены главным образом серпентинитами, слагающими штокообразные и пластовые тела и дайки различной мощности и простирания, обнажающиеся на вершине и склонах Дамлик-Гядукского отрога.

Характерная особенность серпентинитов заключается в том, что они являются более или менее рассланцованными, переходя местами в нормальные роговообманковые сланцы. Однако в районе встречаются небольшие выходы обычных серпентинитов.

Серпентиниты Цахкуняцкого хребта прорваны лейкократовыми гранитами и кварцевыми диоритами, возраст которых определяется как палеозойский. В. Н. Котляр считает, что они одновозрастные с древней метаморфической толщей. Формирование и внедрение серпентинитов, вероятно, происходило в раннепалеозойское время вследствие образования глубоких прогибов и глубинных разломов в начале каледонского тектонического этапа, т. е. соответствует кембрийскому возрасту.

Макроскопически серпентиниты представляют собой черные с зеленоватым оттенком, плотные или сланцеватые породы. Структура серпентинитов волокнистая, мелкочешуйчатая, текстура сланцеватая. Минеральный состав: серпентин, хлорит, тальк, магнетит, актинолит.

3. Лейкократовые граниты распространены среди пород метаморфического комплекса и полностью отсутствуют в верхней вулканогенной толще и в более молодых образованиях Цахкуняцкого хребта. Более крупные интрузии лейкократовых гранитов обнажены южнее и восточнее с. Курубогаз, на Бозехушском, Лусахском перевалах, западнее и северо-западнее с. Анкаван и в других районах. Мелкие выходы встречаются северо-западнее с. Чкнах, на Имерлинском перевале, северо-восточнее с. Чамрлу и во многих местах Цахкуняцкого хребта. Они представляют собой белые или светло-серые, крупнозернистые средне- или мелкозернистые и разнозернистые породы, среди которых главным типом являются плагиоклазовые граниты и сравнительно менее распространены биотитовые и амфиболовые плагиограниты.

Минеральный состав пород характеризуется плагиоклазом, кварцем, амфиболом, иногда мусковитом и ортоклазом, а также хлоритом, эпидотом, серицитом и акцессорными минералами (рудный минерал, апатит). Химический состав лейкократовых гранитов, по данным К. Н. Паффенгольца, следующий (%): SiO_2 75,98; TiO_2 0,11; Al_2O_3 13,73; Fe_2O_3 0,54; FeO 0,21; MnO следы; MgO 0,13; CaO 0,72; Na_2O 3,10; K_2O 4,74; H_2O^+ 0,58; H_2O^- 0,12; сумма 99,96.

Возраст лейкократовых гранитов определяется тем, что они прорывают породы дзораглухской свиты кембрийского возраста, нигде не прорывают верхнюю вулканогенную толщу ранне-среднедевонского возраста и сами в некоторых местах прорваны вышеупомянутыми основными породами. Последние прорывают также верхнюю вулканогенную толщу. На этом основании А. Е. Назарян считает, что лейкократовые граниты более молодые, чем породы дзораглухской свиты, и древнее пород апаранской свиты.

Позднепалеозойские интрузии имеют более широкое распространение. Их выходы известны как в пределах Цахкуняцкого хребта, так и в южной части Армянской ССР (Мегринский район) на границе с Ираном. Представлены они следующими разностями пород.

1. Габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, диабазы и габбро, расположенные к северу от с. Арзакан, у развалин с. Даллар, в районе селений Гюлаблу и Лусагюх. Кроме вышеуказанных выходов в пределах Цахкуняцкого хребта во многих местах встречаются и другие мелкие выходы. Габбро представляют собой темные, с зеленоватым оттенком мелко-, средне- и крупнозернистые породы массивной и сланцеватой текстуры. Минеральный состав определяется присутствием основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, иногда биотита, магнетита, сфена и апатита.

В районе широко развиты диабазы, менее измененные, чем габбро и габбро-амфиболиты, и местами почти лишенные следов сланцеватости. Характерной особенностью этих пород является мелкозернистость. В минеральном составе их преобладающими минералами являются плагиоклаз (лабрадор), зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен, хлорит и магнетит.

Габбровые породы моложе не только серпентинитов, но и лейкократовых гранитов. Если серпентиниты прорывают метаморфические породы арзаканской и дзораглухской свит, а сами прорываются лейкократовыми гранитами, то габбровые породы одновременно прорывают всю метаморфическую толщу и лейкократовые граниты. К северу от с. Арзакан у развалин с. Даллар габбровые породы имеют эруптивный

контакт с вулканогенными породами апаранской свиты, такое же соотношение наблюдается в районе с. Лусагюх, где основные интрузии прорывают породы апаранской свиты. Кроме того, в районе сс. Арзакан и Гюлаблу встречаются жилоподобные тела габбровых пород, которые прорывают лейкократовые граниты.

Внедрение габбровых пород Цахкуняцкого хребта, по данным А. Е. Назаряна (1961), связано с более молодым тектоническим этапом, чем внедрение лейкократовых гранитов и серпентинизированных ультраосновных пород. Так как габбровые породы прорывают верхнюю вулканогенную толщу, которая имеет, вероятно, раннедевонский (?) возраст, можно считать, что эти интрузии внедрились и сформировались в девонское время вследствие образования глубинных прогибов и разломов. Они соответствуют начальной стадии герцинского тектонического цикла развития и являются доскладчатыми интрузиями.

2. Гранодиориты, а также кварцевые диориты агверанского типа являются самыми молодыми породами среди палеозойских интрузивов. Они обнажены к северо-востоку от с. Агверан в районе с. Мармарик, восточнее с. Кабахлу, севернее с. Апаран и в других местах Апаранского района. Это средне- и крупнозернистые породы серого цвета, состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и цветных минералов (биотита, роговой обманки и авгита), из второстепенных встречаются рудный минерал и апатит; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, карбонатом, эпидотом и мусковитом. В породах выделяются биотитовые, роговообманковые и роговообманково-авгитовые разновидности. В центральной части Агверанского интрузива встречаются средне- и чаще крупнозернистые лейкократовые граниты серовато-белого цвета, местами со слабо-красноватым оттенком.

Возраст гранодиоритовых и кварц-диоритовых интрузий определяется как дотуронский — карбоновый.

Агверанский интрузив образовался в результате ранних складчатых процессов герцинского тектонического этапа, протекавшего на данной территории в конце девона и в начале карбона.

Наличие палеозойских гранитов в южной части Армянской ССР в пределах Мегринского плутона впервые установлено А. И. Адамяном (1950). Они обнажены в низовьях р. Малев, с юго-востока контактируют с породами метаморфической толщи, а с запада — с породами монцонитового ряда. Общая площадь выхода гранитов занимает около 10 $км^2$ и имеет примерно изометрический контур.

Макроскопически граниты и гранодиориты описываемого массива представляют гнейсовидные плотные среднезернистые лейкократовые породы с заметным количеством кварца; в средней части массива породы имеют светло-серую окраску, переходящую к его периферии в темно-серую. В минеральном составе гранитов и гранодиоритов преобладают плагиоклаз, кварц и калинатровый полевой шпат. Содержание цветных минералов незначительное. Минеральный состав гранодиоритов Малевской интрузии следующий (%): полевые шпаты 66,74, из них: плагиоклаз (олигоклаз — андезин) 45,54; калинатровый полевой шпат 21,20; кварц 24,31; цветные минералы 7,35, в том числе роговая обманка 1,50; биотит 5,85; акцессорные минералы — апатит, магнетит, редко циркон и ортит составляют 0,85%.

Контакты интрузива с вмещающими породами резкие. Граниты и гранодиориты вблизи контакта часто мелкозернистые, местами порфировидные. Существенных изменений в их минеральном составе не замечается, лишь у самого контакта в гранодиорите наблюдается повышенное содержание биотита и роговой обманки, причем биотит здесь двух генераций — бурый и зеленый. Кроме того, плагиоклаз имеет более

основной состав (до 42% Ап). Тонкие жилки гранита, пронизывающие метаморфическую толщу, мало отличаются от нормального состава гранита. Широко развиты экзоконтактовые изменения, вызванные воздействием гранитов на вмещающие породы метаморфической толщи. Монцонитовые породы в контакте с гранитами приобретают более лейкократовый характер и по составу приближаются к кварцевым монцонитам.

ИНТРУЗИВЫ МЕЗОЗОЯ

Интрузивы мезозоя 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 (см. рис. 39).

В строении зоны участвуют древние метаморфические сланцы, вулканогенные и реже осадочные образования юры, верхнего мела, частично палеогена и неогена. Гранитоиды размещаются главным образом в юрских вулканогенно-осадочных отложениях.

Систематические и углубленные исследования интрузивных пород приобрели особенно большой размах за последние 20 лет. За это время геология и петрография мезозойских гранитоидов освещается в трудах К. Н. Паффенгольца (1959), В. Г. Грушевого (1941), А. Н. Соловкина (1944), А. Л. Додина (1935), И. Н. Ситковского (1936), А. С. Гинзберга (1935), И. А. Преображенского, В. Н. Котляра (1951), П. С. Саакяна, В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1950), Е. Е. Захарова, И. Г. Магакьяна (1948), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1964), С. С. Мкртчяна (1958), Б. С. Вартапетяна (1957), О. С. Степаняна (1950), Э. Г. Малхасяна (1957), Ш. А. Азизбекова (1952_2), М. А. Кашкая (1952), Р. Н. Абдуллаева (1958), Г. И. Керимова (1955), С. М. Сулейманова (1948), П. Ф. Сопко (1959), Э. А. Хачатуряна (1950), Г. А. Казаряна (1962) и многих других. Более детальная характеристика мезозойских интрузивов Армении приведена в монографии С. И. Баласаняна (1963_3).

В настоящее время возраст большинства описываемых гранитоидов по геологическим данным датируется как мезозойский. По данным радиологических определений калий-аргоновым методом возраст Спитакского интрузива равен 108—129 млн. лет, Кохбского массива 132± ± 4 млн. лет, Ахпатского интрузива 142±6 млн. лет (Багдасарян, 1966), Цавского массива 130—135 млн. лет (Малхасян, 1957). Мезозойский возраст той или иной группы интрузивов был обоснован А. Н. Соловкиным (1944), В. Е. Хаиным и Л. Н. Леонтьевым (1950), А. Т. Асланяном (1946, 1949, 1958), И. Г. Магакьяном (1947), Р. Н. Абдуллаевым (1958), Г. И. Керимовым (1955), С. И. Баласаняном (1956_1, 1963_5), Э. Г. Малхасяном (1960) и многими другими.

В пределах Армянской ССР можно выделить два разновозрастных интрузивных комплекса*: среднеюрский и нижнемеловой.

* Под интрузивным комплексом подразумевается совокупность одновозрастных, комагматических интрузивных пород и связанных с ними жильных, контактовых, гидротермальных и рудных образований, формировавшихся в ходе развития единого тектоно-магматического процесса.

СРЕДНЕЮРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Район проявления среднеюрского интрузивного магматизма характеризуется широким развитием продуктов вулканической деятельности. К среднеюрскому комплексу относятся гранитоиды Шамшадинского района (рис. 40), а также Славянский и Гильанбирский интрузивы на территории Азербайджанской ССР. Здесь хорошо выяснено возрастное соотношение среднеюрских интрузивов с нижнемеловыми. По наблюдениям Г. И. Керимова (1955), Славянский массив прорван более молодыми раннемеловыми интрузивами Кедабек-Дашкесанской группы. Интрузивы Шамшадинского района расположены к северо-востоку от Мургузского хребта, в бассейнах рек Тавуш, Хндзорут и Ахум. Они рвут верхнебайосские эффузивы, и их гальки имеются в базальных конгломератах келловея, обнажающихся по р. Ахум, вблизи Таузского массива. С. И. Баласаняном (1963_1) в конгломератах обнаружены гальки пород всех фаз внедрения и дополнительных интрузивов Шамшадинской группы. По-видимому, формирование шамшадинских гранитоидов сопряжено во времени с предкелловейскими тектоническими движениями.

Породы интрузивной фазы рассматриваемого комплекса представлены плагиогранитами, порфировидными плагиогранитами, лейкократовыми гранитами, а породы дополнительных интрузивов — плагиогранит-порфирами. Эти типы пород образуют обособленные самостоятельные тела, вытянутые в различных направлениях. Наибольшим развитием пользуются плагиограниты, слагающие Хндзорутский и бóльшую часть Тавушского массива, и сопровождающие их небольшие изолированные тела, размещенные в байосских вулканогенных отложениях. Они расположены преимущественно в ядрах антиклинориев и вытянуты в антикавказском направлении. Мелкие сателлиты плагиогранитов, сопровождающие Хндзорутский 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 нарушениям, возникшим в пределах плагиогранитов Тавушского 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 гидротермально измененных пород. Здесь проходит система разрывных нарушений северо-западного и меридионального направлений, по которым внедрились порфировидные плагиограниты и лейкократовые граниты, которые вызвали в них интенсивные гидротермальные изменения.

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

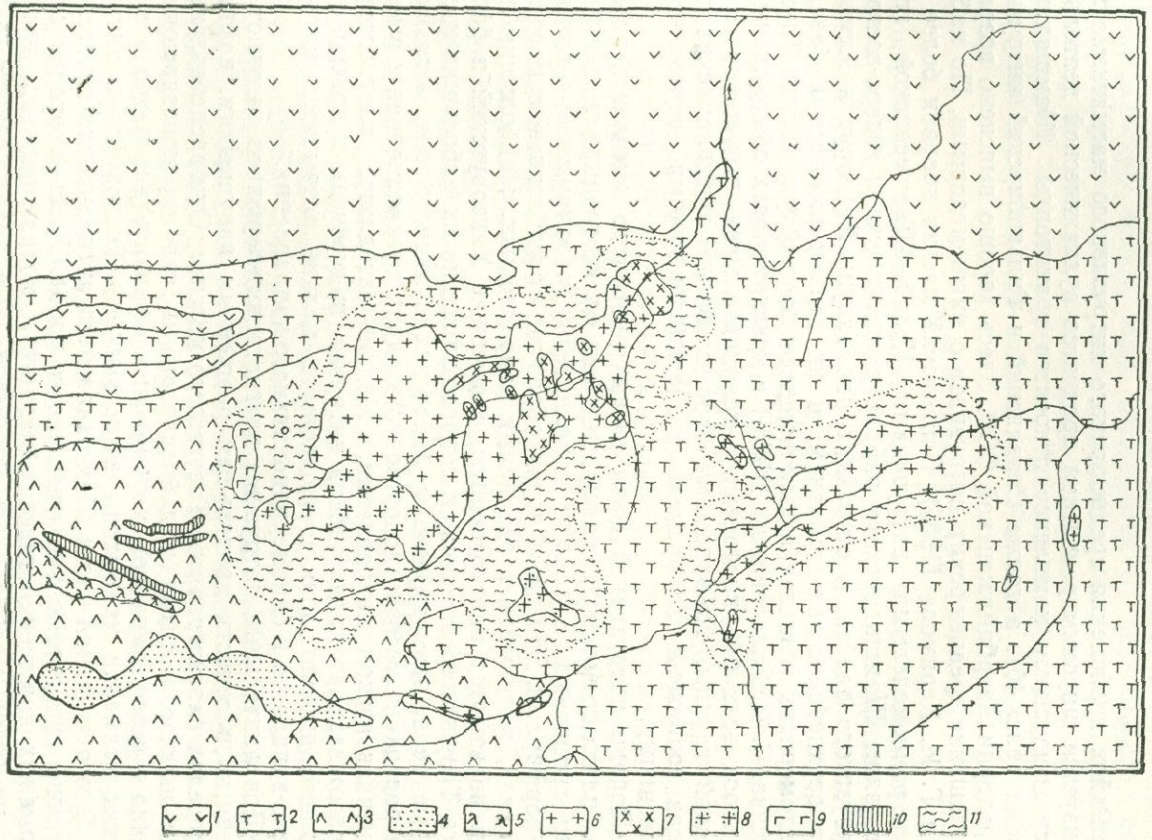


Рис. 40. Шамшадинская группа интрузивов (составил С. И. Баласанян)

1 — верхнеюрские порфириты и известняки; *2* — среднеюрские кварцевые плагиопорфиры; *3* — среднеюрские порфириты; *4* — нижнеюрские песчаники и аспидные сланцы; *5* — палеозойские метаморфические сланцы; *6* — плагиограниты; *7* — плагиогранит-порфиры; *8* — порфировидные плагиограниты; *9* — граниты; *10* — дайки кварцевых плагиопорфиров; *11* — измененные боковые породы

Хорошо устанавливается также более позднее внедрение лейкократовых гранитов по отношению к порфировидным плагиогранитам на том основании, что в 2 *км* от вершины горы Гей-сар довольно крупная апофиза их прорывает и изменяет порфировидные плагиограниты. Последние подверглись калиевому метасоматозу и обогащены калиевым полевым шпатом, содержание которого резко убывает по мере удаления от апофизы. Выделение более молодой фазы порфировидных плагиогранитов основано на том, что по правому притоку р. Тавуш плагиограниты на контакте с порфировидными плагиогранитами интенсивно окварцованы и серицитизированы. Кроме того, на восточном склоне горы Гей-сар внутри плагиогранитов местами встречаются небольшие апофизы порфировидных плагиогранитов.

На основании вышеизложенного можно наметить следующий порядок внедрения интрузивных образований: плагиограниты, порфировидные плагиограниты, лейкократовые граниты. К фазе дополнительных интрузивов относятся малые тела плагиогранит-порфиров, образовавшиеся после пород первой фазы.

Плагиограниты слагают наиболее крупные массивы и сопровождающие их мелкие сателлиты. Занимаемая площадь плагиогранитов — 28 *км*^{2}. В зонах контактов с эффузивами основного состава среднего байоса они постепенно переходят в плагиогранодиориты * и кварцевые диориты. Такие же сравнительно основные разновидности встречаются внутри крупных плагиогранитовых интрузивов, на что указал также Ш. А. Азизбеков (1952$_3$). Все они относятся к породам фации эндоконтактов, возникшим путем ассимиляции плагиогранитовой магмой вмещающих основных эффузивов. Об ассимиляции свидетельствует наличие в плагиогранитах большого количества переработанных ксенолитов вмещающих пород основного состава. На контакте с кварцевыми плагиопорфирами верхнего байоса в составе плагиогранитов никаких изменений не наблюдается, что объясняется их весьма близким химизмом.

Породы фации сателлитов отличаются 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.

Минеральный состав описываемых пород определяется присутствием плагиоклаза (59,2%), кварца (35%), обыкновенной роговой обманки (3,5%) и акцессорных минералов (2,3%), представленных магнетитом, титаномагнетитом, цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Породы характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза и кварца, но пониженным — роговой обманки. При переходе от главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов возрастает количество роговой обманки, повышается основность плагиоклаза (от олигоклаза и кислого андезина до основного андезина) и значительно убывает содержание кварца. Характерной особенностью плагиогранитов является почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Последний отмечен в некоторых шлифах и то в виде единичных зерен, приуроченных к промежуткам между плагиоклазом и кварцем.

Плагиогранит-порфиры (3,5 *км*^{2}) сосредоточены главным образом в северо-восточной узкой части Тавушского массива. По внешнему облику это мелкозернистые розовые породы с вкрапленниками

* Плагиогранодиоритами называются широко развитые в мезозойских интрузивных комплексах породы, которые по кислотности соответствуют гранодиоритам, но отличаются от них полным отсутствием или ничтожным содержанием калиевого полевого шпата.

кварца. Они сохраняют основные черты петрографического состава плагиогранитов — повышенное содержание плагиоклаза, кварца и отсутствие калиевого полевого шпата. С другой стороны, они обладают некоторыми специфическими особенностями, заключающимися в более высоком содержании кварца (47,54%), повышенной кислотности плагиоклаза и отсутствии роговой обманки. В количественном составе их наблюдаются незначительные вариации, что объясняется отсутствием следов ассимиляции и гибридизма.

В плагиогранит-порфирах в изобилии присутствуют вкрапленники, но встречаются разности с весьма редкими порфировидными выделениями, представленными плагиоклазом и кварцем, в различном количественном соотношении.

Порфировидные плагиограниты занимают площадь 6,5 *км*². Они слагают юго-западную часть Тавушского массива и небольшое штокообразное тело к юго-востоку от него. Эти породы, вытянутые в близширотном направлении, 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 большое количество ксенолитов порфиритов, они часто сменяются порфировидными 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.

Порфировидные плагиограниты — розовато-серые породы с обилием порфировидных выделений кварца и плагиоклаза, достигающих 1 *см* в длину. Структура порфировидная со среднезернистой гипидиоморфнозернистой основной массой. 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. Порфировидные выделения представлены в преобладающем количестве плагиоклазом (№ 26—46) и кварцем.

Лейкократовые граниты обнажены на восточном склоне горы Гей-сар, где они прорывают порфириты среднего байоса и образуют небольшое тело (0,6 *км*²), вытянутое меридионально. Породы характеризуются однородным петрографическим составом по всему интрузиву и отсутствием видимых явлений контаминации. По всей вероятности, они представляют продукт кристаллизации исходной аляскитовой магмы.

Макроскопически это равномернозернистые лейкократовые розового цвета породы с гипидиоморфнозернистой структурой и переходной к аплитовой. Минеральный состав: кварц (45,25%), калиевый полевой шпат (30,82%), плагиоклаз (23,26%), реже биотит (0,37%); акцессорные минералы (0,30%) представлены магнетитом и цирконом. В содержании минералов значительных колебаний не наблюдается. Состав плагиоклаза также устойчив и обычно относится к ряду альбита.

Лейкократовые граниты отличаются от предыдущих трех типов пород повышенным содержанием калиевого полевого шпата.

Жильные породы, связанные с предверхнеюрскими интрузивами, характеризуются небольшим разнообразием петрографического состава. Среди них констатировано наличие плагиоаплитов, плагиоаплит-порфиров, аплитов и диорит-порфиритов. Все эти типы пространст-

венно разобщены и потому не представляется возможным выяснить их возрастное соотношение. Кислые жильные породы контролируются мелкими трещинами преимущественно северо-западного простирания, а диорит-порфириты приурочены к более крупным крутопадающим трещинам различного направления. Последние значительно отходят от интрузивов (иногда 2—3 *км*) и только редко в виде единичных даек встречаются в плагиогранитах (I фаза) и порфировидных плагиогранитах (II фаза). Подобных даек в лейкократовых 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. На основании непосредственных пересечений доказывается принадлежность плагиоаплитов к двум генерациям.

Установлена определенная зависимость между составом кислых жильных пород и интрузивов. По петрографическому составу жильные породы весьма сходны с соответствующими породами главной интрузивной фации, отличаясь лишь несколько повышенной кислотностью и в большинстве случаев отсутствием цветных минералов. Такая зависимость состава жильных образований от пород главной интрузивной фации, несомненно, свидетельствует об их тесной генетической связи. Диорит-порфириты по составу близки к породам фации эндоконтактов, что может указать на их гибридное происхождение.

Во всех интрузивах встречаются также маломощные кварцевые жилы, в расположении которых никакой закономерности не усматривается. Они пользуются большим развитием, особенно 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.

Как видно из табл. 1, для пород среднеюрского интрузивного комплекса характерны: 1) отчетливо выраженный натриевый характер; 2) повышенное содержание кремнезема и пониженное щелочей, особенно окиси калия; 3) обычна пересыщенность глиноземом.

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 гранитах. В противоположном направлении изменяется содержание окиси кальция, железа, магния, глинозема. Интересно поведение окиси калия, содержание которого прогрессивно увеличивается в направлении от ранних фаз к более поздним. Периодичность изменения содержания петрогенных элементов объясняется весьма слабой контаминированностью дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров и полным отсутствием ассимиляции в наиболее поздних лейкократовых гранитах.

Акцессорные минералы и микроэлементы. Акцессорный состав пород среднеюрского интрузивного комплекса характеризуется большим разнообразием минералов. В этих породах установлено более 30 акцессорных минералов. По типу акцессориев эту группу интрузивов можно отнести к апатит-цирконовому типу.

Среди акцессорных минералов самым характерным является апатит. В количественном отношении намечается тенденция к увеличению в сторону ранних фаз, в противоположность циркону. Максимальное количество апатита установлено в плагиогранитах Хндзорутского интрузива. В том же направлении увеличивается также прозрачность и

Таблица 1

Химический состав пород среднеюрского интрузивного комплекса (вес. %)

Окислы	Плагиограниты (6 ан.)	Плагиогранит-порфиры (4 ан.)	Порфировидные плагиограниты (5 ан.)	Лейкократовые граниты (1 ан.)
SiO_2	71,80	76,65	73,09	80,50
TiO_2	0,18	0,17	0,19	0,08
Al_2O_3	14,49	12,60	12,94	7,94
Fe_2O_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_2O	3,10	4,42	3,55	4,16
K_2O	0,74	0,85	1,74	3,01
П.п.п.	1,04	1,45	1,75	0,20
H_2O	0,35	0,23	0,40	0,03
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				
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

идиоморфизм кристаллов. Последние выражены гексагональной призмой с характерным пинакоидом. Встречаются водяно-прозрачные, молочно-белые и редко желто-красные кристаллы апатита. Характерными элементами-примесями в апатитах являются Y, Yb, Zr.

Циркон, хотя является постоянным минералом в гранитоидах, в количественном отношении не играет главной роли. Такие особенности, как количество и размер кристаллов, включения, трещиноватость, темноокрашенность и коротконризматический кристаллографический габитус, закономерно возрастают от ранних фаз к поздним. Типичными кристаллографическими формами являются тетрагональная призма (100) и бипирамида (111). Иногда ограниченное развитие имеет дитетрагональная призма (110) и острые бипирамиды (311) и (101). К элементам-примесям в цирконах относятся Y, Yb, Ga.

Циртолит установлен во всех разновидностях пород, количество которого возрастает от ранних фаз к поздним. Максимальное содержание его отмечается в лейкократовых гранитах. Цвет циртолита — темно-коричневый, светло-коричневый и зеленоватый. Поверхность кристаллов исщербленная, тусклая. Под микроскопом наблюдаются полностью изотропные или едва действующие на поляризованный свет кристаллы. Это, по всей вероятности, результат метамиктного распада. Характерные элементы-примеси: Cu, As, Be, Bi, Y, Yb, La, Sn, Ge, Pb, U.

Сфен является характерным акцессорным минералом для плагиогранитов, плагиогранит-порфиров и порфировидных плагиогранитов.

В порфировидных плагиогранитах установлено максимальное содержание сфена. Он представлен бесформенными зернами и идиоморфными кристаллами, где хорошо выражены пинакоиды (100), (001), а также призмы (110) и (111); цвет сфена светло-желтый, бледно-коричневый, розовый и медово-желтый. Для сфенов характерны примеси: Cu, Jb, Cr, Ni, Y, Sc, а также Zn, V.

Рутил является типичным акцессорным минералом, особенно для тех участков гранитоидов, которые подвергнуты частичному гидротермальному воздействию. Максимальное содержание рутила установлено в некоторых разностях плагиогранитов Хндзорутского интрузива. Формы кристаллов его столбчатые и игольчатые. В измененных интрузивных породах наблюдаются тонковолокнистые и бесформенные кучные выделения рутила. Идиоморфные кристаллы имеют красный, черный, коричневый цвет и характерный алмазный блеск. В рутилах установлено наличие Ni, Co, Sc, Cu, Ga, Y. Иногда наблюдается также Nb.

Анатаз встречается в осколках кристаллов и редко в виде идиоморфных бипирамидальных кристаллов с характерной поперечной штриховкой. Цвет его коричневый, красно-коричневый. Максимальные содержания анатаза установлены в плагиогранит-порфирах.

Ильменит встречается редко. Он образует таблички величиной $0{,}15 \times 0{,}25$ *мм*, имеет черный цвет и металлический блеск. По ильмениту и другим титансодержащим минералам развит лейкоксен.

Ортит обнаружен только в плагиогранит-порфирах. Встречается единичными зернами смоляно-черного цвета со стеклянным и жирным блеском. В ортитах установлено наличие As, Y, Yb.

Корунд встречается редко в некоторых плагиогранитах Хндзорутского интрузива бесформенными зернами серого цвета с характерными синими пятнами и хорошо выраженной штриховкой.

Породы среднеюрского интрузивного комплекса затронуты постмагматическими процессами. Этим можно объяснить присутствие в акцессорной части пород довольно пеструю ассоциацию самородных элементов, сульфидов и сульфосолей и др. Они представлены золотом, серебром, свинцом, цинком, медью, сфалеритом, галенитом, киноварью, молибденитом, арсенопиритом, азуритом и др.

Контактовые изменения и автометаморфизм. В связи со среднеюрскими гранитоидами возникли зоны контактово измененных пород, ширина которых при прочих равных условиях находится в зависимости от состава и размера массивов. Ширина зоны измененных пород достигает максимума вокруг крупных массивов первой фазы внедрения.

Контактовые явления очень слабо выражены в связи с лейкократовыми гранитами последней фазы. Контактирующие с ними среднебайосские эффузивы основного состава не испытывали каких-либо существенных изменений и даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности.

Среди измененных пород резко преобладают продукты гидротермально метасоматического происхождения, которые образовались за счет верхнебайосских кислых эффузивов, отчасти среднебайосских порфиритов и их пирокластических разновидностей. Они преимущественно представлены вторичными кварцитами. Термальный метаморфизм выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями формирования гранитоидов.

По мере удаления от контактов интрузивов первой и второй фаз 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 экзоконтакто-

вой зоны, которые одинаково удалены от интрузивов, обычно встречаются в различной степени измененные породы. Это объясняется структурными особенностями контактовых оболочек, характером контактовых поверхностей и многими другими факторами. Контактовые изменения неодинаково проявлены во вмещающих эффузивах разного состава.

В значительном удалении от интрузивов первой и второй фаз кислые эффузивы верхнего байоса под воздействием гидротермальных растворов превращены в тонкозернистые кварц-плагиоклазовые породы. Недалеко от интрузивов 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.

Вдали от интрузивов основные эффузивы среднего байоса слабо хлоритизированы и карбонатизированы. По мере приближения к интрузивам в зависимости от структурных особенностей местности в той или иной мере они подвержены воздействию гидротермальных растворов. У непосредственных контактов гранитоидов их изменение выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых роговиков.

Ксенолиты вулканогенных пород разного состава также подвергались различным изменениям. Ксенолиты кислых эффузивов благодаря сильной перекристаллизации приобрели облик полнокристаллических пород, весьма сходных с плагиогранитами. Ксенолиты основных эффузивов в верхних горизонтах интрузивов имеют состав диоритов. С глубиной они обогащаются кварцем и приобретают состав кварцевых диоритов. В глубокоэродированных частях плагиогранитных интрузивов ксенолиты основных эффузивов превращены в полнокристаллические породы плагиогранодиоритового состава. Кстати сказать, что в районах развития таких ксенолитов среди интрузивных пород первой фазы нередко встречаются хаотично распределенные участки гибридных плагиогранодиоритов, которые ничем не отличаются от только что отмеченных ксенолитов.

Автометаморфизм среднеюрских гранитоидов выражается в их альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, каолинизации, серицитизации и кварцитизации. Наиболее часто проявляющимися процессами являются альбитизация, хлоритизация и эпидотизация. Под воздействием этих процессов породы первой и второй фаз иногда превращены в кварц-альбит-эпидотовые и кварц-альбит-хлорит-эпидотовые породы. В них содержание постмагматических минералов колеблется в широких пределах. Среди плагиогранитов в виде небольших участков отмечаются гранофировые породы, возникшие в результате интенсивной кварцитизации. Это явление особенно хорошо наблюдается в Хиндзорутском интрузиве, где плагиограниты сильно обогащены постмагматическим кварцем. Последний замещает плагиоклаз с образованием гранофировых участков.

В связи с внедрением дополнительных интрузивов имело место широкое проявление натрового метасоматоза, благодаря чему часто возникали кварцевые альбититы. Такие метасоматические породы образовались в эндо- и экзоконтактах дополнительных интрузивов и в некотором удалении от последних в участках развития крупных тектонических трещин. При далеко зашедшем процессе натрового метасоматоза в приконтактовых зонах дополнительных интрузивов породы первой фазы замещены кварцсодержащими альбититами.

Генезис пород и рудообразование. Для выяснения генезиса интрузивных пород важное значение имеет их отношение к кислым эффузивам. И те и другие приурочены к одним и тем же складчатым структурам Сомхето-Карабахской зоны и возникли в средней юре в условиях положительно направленных тектонических движений. Интрузивный магматизм проявился в ареалах наибольшего развития кислого вулканизма. Интрузивы отсутствуют в тех антиклинориях (Карабахской, Мровдагский и др.), где кислые эффузивы имеют ограниченное распространение.

Между породами интрузивной, эффузивной и субвулканической фации выявляются общие минералогические, петрохимические и геохимические признаки (С. И. Баласанян, 1963_2). Они обладают высоким содержанием плагиоклаза и кварца и низким — цветных минералов. Калиевый полевой шпат в большинстве случаев отсутствует. Породы разных фаций характеризуются одним и тем же комплексом руководящих акцессорных минералов, представленных цирконом, апатитом, сфеном. Для них типична одинаковая ассоциация микроэлементов (Cu, Zn, Ga, Y, Yb, Sn, Be, Ba, Sr, Zn, Pb, Ti, V, Sc). Они отличаются также повышенным содержанием кремнезема, пересыщенностью глиноземом, общей пониженной щелочностью и отчетливым натриевым характером. Последним петрохимическим признаком обусловлено широкое проявление альбитизации во всех фациях пород.

Как выше было отмечено, у непосредственного контакта Таузского массива кислые эффузивы вследствие перекристаллизации местами приобретают облик полнокристаллических пород, которые по составу и структуре мало отличаются от пород интрузивной фации. Наблюдается также большое сходство между плагиогранитами и интенсивно перекристаллизованными ксенолитами кислых эффузивов. С другой стороны, к породам субвулканической фации близко стоят дополнительные интрузивы.

Все эти данные позволяют среднеюрские кислые породы эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций объединить в одну вулкано-плутоническую формацию*, возникшую из плагиогранитной магмы.

В ходе развития интрузивного магматизма значительную роль играли процессы ассимиляции и эманационной дифференциации. Для проявления этих явлений неблагоприятны условия на поверхности Земли. Этим объясняется, что породы интрузивной фации отличаются от их эффузивных аналогов более широкой вариацией петрографического состава.

В результате ассимиляции плагиогранитной магмой базальтоидных вулканогенных пород образовались плагиогранодиориты, кварцевые диориты, диориты. Они приурочены к участкам развития интенсивно переработанных ксенолитов и к зонам контактов с основными эффузивами. О гибридном происхождении отмеченных пород свидетельствует и то, что на контакте с кислыми эффузивами в составе плагиогранитов никаких изменений не наблюдается.

Лейкократовые граниты, возможно, являются следствием эманационной дифференциации, проявившейся интенсивно в период последней фазы внедрения плагиогранитной магмы в связи с возникновением разрывных нарушений. Они не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции.

Интрузивный магматизм сопровождался небольшим по масштабу рудообразованием, приведшим к возникновению незначительных серно-

---

* Комагматическая ассоциация пород эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций, возникшая геологически одновременно в одинаковых тектонических условиях, объединяется под термином вулкано-плутоническая формация.

колчеданных, медно-серноколчеданных и полиметаллических месторождений. В пространственном распределении различных по составу рудных проявлений намечается определенная закономерность по отношению к разнофазным интрузивным породам, что, по-видимому, указывает на их генетическую связь. Серноколчеданные, медно-серноколчеданные и медно-свинцово-цинковые проявления в основном приурочены к экзоконтактовым зонам плагиогранитов (первая фаза) и дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров, в то время как ближе к порфировидным плагиогранитам (вторая фаза) располагаются полиметаллические и свинцово-цинковые проявления. Большинство элементов рудных тел спектрально установлено в указанных петрографических типах. К ним относятся, медь, железо, сера, цинк, свинец, барий, кремний, марганец, титан, галлий, молибден. Более крупные серно- и медноколчеданные месторождения имеются на территории Азербайджана в генетической связи с субвулканическими кварцевыми плагиопорфирами (Кашкай, 1951).

РАННЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К раннемеловому комплексу относятся Алавердская и Цавская группы интрузивов, а также условно Спитакский интрузив.

Алавердская группа интрузивов

В геологическом строении района распространения названной группы интрузивов (рис. 41) принимают участие преимущественно продукты эффузивной деятельности юры, отчасти мела, эоцена и плиоцена, которым подчинены осадочные образования. Интрузивы Алавердской группы тяготеют к одноименному антиклинорию, где они образуют широкую полосу северо-западного простирания, 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 субвулканических малых тел кварцевых альбитофиров*. Вытянутость полос и составляющих их отдельных интрузивов, за редкими исключениями, совпадает. Они имеют направление, противоположное простиранию тектонической зоны, что объясняется приуроченностью интрузивов к локальным складчатым структурам антикавказского направления и сопровождавшим их разрывным нарушениям.

Восточная, сравнительно крупная полоса интрузивных пород объединяет Кохбский, Чочканский, Цахкашатский и Ахтальский интрузивы, которые, по-видимому, соединяются на глубине, образуя крупный плутон, приуроченный к системе трех локальных антикавказских структур. К западу расположена 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 собой диагональные и отчасти поперечные трещины относительно второстепенных складок. Об этом свидетельствует широкое

* Во избежание недоразумений за некоторыми кислыми эффузивами и субвулканическими породами сохраняются старые названия — «кварцевые альбитофиры», «кварцевые плагиопорфиры», которые широко употребляются в геологической литературе по Малому Кавказу.

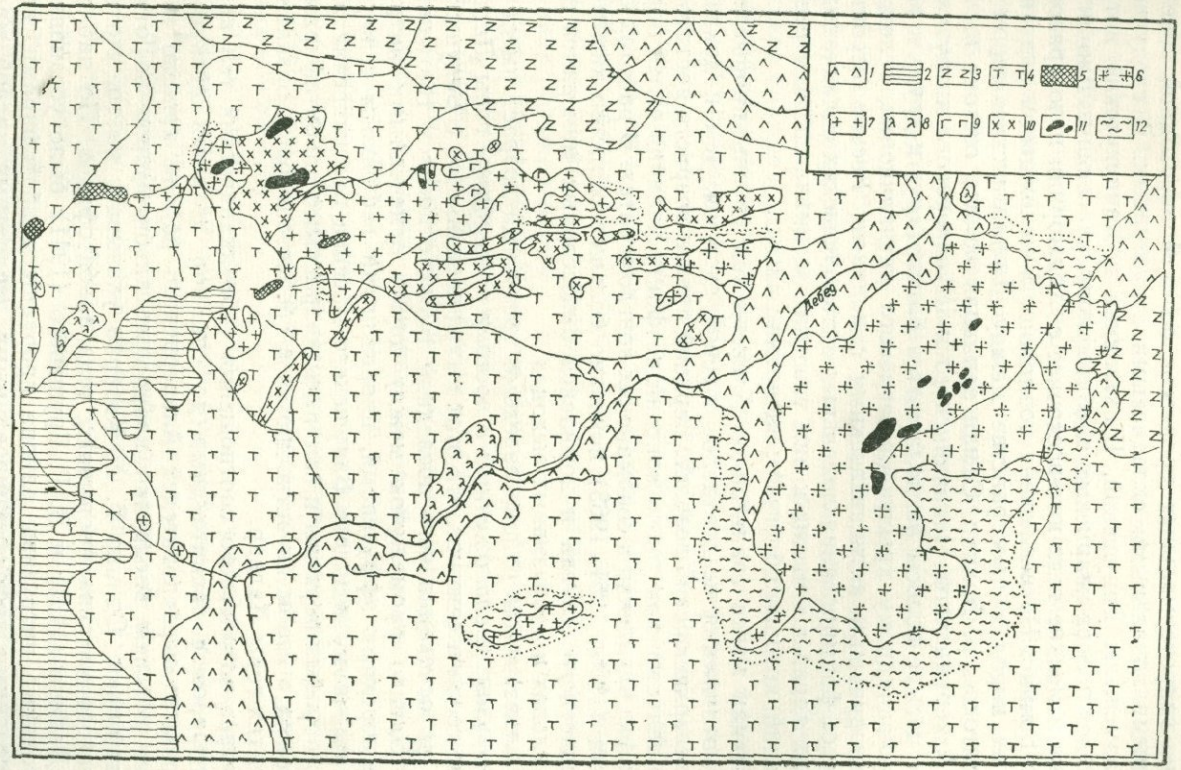


Рис. 41. Алавердская группа интрузивов (составил С. И. Баласанян)

1 — четвертичные отложения и верхнеплиоценовые эффузивы; *2* — эоценовые эффузивы; *3* — верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения; *4* — юрские вулканогенно-осадочные отложения; *5* — габброиды и кварцевые габбро-диориты; *6* — диориты, кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфириты; *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

развитие гидротермальных процессов по всей переходной зоне между указанными локальными складчатыми структурами. В следующей полосе размещены Банушский, Шахтахский и Качачкутский интрузивы. Далее идет полоса кварцевых альбитофиров, слагающих Джилизинский интрузив и мелкие тела 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 Шулаверского интрузивов. Последние четыре полосы располагаются близко друг к другу и тяготеют к северо-западному крылу Алавердского антиклинория, осложненного здесь вторичными антикавказскими складками. Весьма вероятно, что в процессе формирования локальных антикавказских складчатых структур, в их ядрах и близких к ним участках возникла система разрывных нарушений, которые облегчали 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 работах С. И. Баласаняна (1956$_1$, 1961, 1963) показано большое сходство химизма, петрографического состава и комплекса акцессорных минералов этих пород в гальках и интрузивных выходах.

В Алавердском районе заведомо третичный возраст имеет небольшой интрузив, расположенный к востоку от вершины горы Лалвар. Некоторые геологи считают, что этот выход соединяется с Банушским массивом, на основании чего последний также относят к третичному возрасту. Однако промежуток между двумя отмеченными интрузивами сложен юрскими эффузивами, прорванными габбровым телом. Кроме того, третичному возрасту Банушского массива противоречит тот факт, что его породы прорваны и изменены кварцевыми альбитофирами, гальки которых в изобилии встречаются в среднеэоценовых базальных конгломератах горы Лалвар.

Вопрос возрастного соотношения субвулканических тел кварцевых альбитофиров с гранитоидами до сих пор является дискуссионным. Большинство исследователей Алавердского района пришло к мнению о более позднем внедрении кварцевых альбитофиров по отношению к гранитоидам. Однако Г. А. Казарян указывает на то, что апофизы Банушского массива прорывают тела альбитофиров. По наблюдениям А. Л. Додина (1935) и В. Г. Грушевого (1941) было установлено, что гранитоидные интрузивы района прорваны альбитофирами, являющимися поздними дифференцированными дериватами кислой магмы. По мнению С. И. Баласаняна (1961$_1$, 1963$_1$), резко преобладающая масса кварцевых альбитофиров образовалась после гранитоидов, что подтверждается следующими данными: 1) во многих местах в виде даек и апофиз кварцевые альбитофиры прорывают и изменяют породы Банушского, Цахкашатского, Кохбского и Чочканского интрузивов. Прорывание Банушского массива апофизой кварцевых альбитофиров особенно хорошо наблюдается по дороге Шамлуг — Опрети в 250 *м* к юго-востоку от крупного джилизинского выхода кварцевых альбитофиров, 2) в близко расположенных от полос кварцевых альбитофиров гранитоидах наблюдается явление натрового метасоматоза, вызванное внедрением кварцевых альбитофиров.

Вторжение некоторой части альбитофировых пород имело место до гранитоидов, это доказывается по наличию их галек и обломков в среднеюрских конгломератах и верхнеюрских эффузивах. Предполагается,

что ранние альбитофиры образовались в связи с предверхнеюрскими тектоническими движениями и были замаскированы продуктами верхнеюрской эффузивной деятельности.

По данным С. И. Баласаняна (1961$_1$), в Алавердском антиклинории 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 плагиогранодиорит-порфиров, а затем плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. 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 порфировидные габбро с крупными выделениями плагиоклаза. По юго-восточной периферии выхода, расположенного в юрских вулканогенных породах, установлены полосчатые габбро с простиранием полосок в северо-западном направлении. Для мелкозернистых габбро характерна габбровая структура, для среднезернистых — офитовая и переходная от офитовой к габбровой, для порфировидных — отчетливая порфировидная.

Среди минералов габброидов присутствуют плагиоклаз (60,71%), авгит (25%), иногда оливин (0,38%), энстатит (1,94%), роговая обманка (3,41%), биотит (0,63%), магнетит (7,93%). Плагиоклаз преобладает над пироксенами, которым резко подчинены остальные минералы. 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 простирания. В восточной экзоконтактовой части его обнажается небольшая зона роговиков. В северной экзоконтактовой полосе наблюдается значительное увеличение угла падения боковых отложений (от нормального 20—25° 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, интрузивные породы подверглись действию гидротермальных растворов. Ближе к юго-восточному контакту Болнисского интрузива кварцевые габбро-диориты превращены в кварц-альбитовые 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 разностями. В вертикальном направлении сверху вниз устанавливается увеличение содержания цветных минералов, что, по-видимому, объясняется

более интенсивными процессами ассимиляции в глубоких частях магматической камеры.

Кварцевые габбро-диориты состоят из плагиоклаза (54,26%), пироксенов (17,25%), амфибола (14,87%), кварца (9,75%), магнетита, апатита и сфена (вместе 3,87%). Содержание минералов подвергается значительным колебаниям, за исключением пироксенов и акцессориев, характеризующихся постоянством количества. В большинстве случаев при возрастании содержания цветных минералов (особенно пироксенов) количество кварца уменьшается.

Кварцевые диориты слагают наиболее крупный Кохбский массив, Чочканский, Цахкашатский и Ахталинский интрузивы. Последние два являются сателлитами Кохбского массива.

Кохбский массив занимает площадь 90 $км^2$. Он имеет контакты с отложениями всех отделов юры. Форма массива штокообразная и вытянута в северо-восточном, близком к меридиональному, 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 гор 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 2,5 *км*, образует штокообразное тело с широтной ориентировкой. На востоке он скрывается под верхнеплиоценовыми базальтами и соединяется с Кохбским массивом. В юго-восточной части породы его прорваны гранитами и поэтому обогащены кварцем и калиевым полевым шпатом.

Цахкашатский интрузив занимает площадь 2—2,5 $км^2$. 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. Непосредственно у 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.

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

Рассматриваемые породы однообразные, равномернозернистые серого и темновато-серого цвета с различными оттенками. Центральные части интрузивов сложены среднезернистыми, местами почти крупнозернистыми кварцевыми диоритами, сменяющимися к периферии мелкозернистыми темноватыми разновидностями. В центральных частях 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 микропорфировая структура. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 31—53), кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит, из акцессорных — магнетит, циркон, апатит, сфен, реже рутил (анатаз); вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, каолином, лейкоксеном, реже эпидотом, клиноцоизитом, карбонатом. В биотитовой и биотит-роговообманковой разностях в виде единичных зерен встречается калиевый полевой шпат. Установлено, что от центра к периферии интрузивов возрастает содержание роговой обманки и основность плагиоклаза, но убывает количество кварца и биотита. Совершенно противоположная картина наблюдается с глубиной.

В породах всех четырех интрузивов содержание породообразующих минералов и основность плагиоклаза колеблются в широких пределах, что объясняется их гибридным характером.

Плагиогранодиориты слагают Банушский интрузив и небольшие сателлиты у с. Качачкут. Занимаемая ими площадь составляет 22 *км*^{2}. Банушский интрузив характеризуется неправильной конфигурацией. К востоку он постепенно сужается, образуя три небольших ответвления. Примерно на меридианах Ленрудника и Опрети Банушский интрузив южной частью клинообразно врезается в вулканогенно-осадочные отложения верхней юры. Контакты его обнажаются только к северу от горы Шах-тахт и на участке с. Бардадзор, где проходит небольшая зона мелкозернистых гибридных пород кварц-диоритового состава, далее сменяющихся 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. Бардадзор. 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 кристаллов роговой обманки, хаотично рассеянных в кварц-полевошпатовой массе. В западной 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 с гипидиоморфнозернистой структурой породы. Минеральный состав породы характеризуется 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 возрастание содержания плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, апатита, уменьшение кварца, калиевого поле-

вого шпата, циркона, увеличение основности плагиоклаза и расширение пределов колебания содержания плагиоклаза и роговой обманки.

Породообразующие минералы гибридных пород имеют некоторые специфические особенности: плагиоклаз нередко содержит пойкилитовые включения кварца; двойники его плохо выражены; роговая обманка образует длиннопризматические кристаллы с неотчетливой спайностью и отличается более темной зеленой окраской и высоким двупреломлением; кварц образует мелкие неравномерно рассеянные зерна.

Плагиогранодиорит-порфиры слагают Шулаверский и Чанахчинский интрузивы. Первый представлен узким дайкообразным телом северо-восточного простирания. Породы его по составу однообразны и только в различных пунктах несколько отличаются количественным соотношением слагающих минералов. Чанахчинский интрузив образует небольшое (1,3 $км^2$) штокообразное тело, включающее крупный останец вулканогенных пород, ороговикованный и интенсивно пиритизированный. В связи с широким проявлением ассимиляции и гибридизма породы этого интрузива по составу приближаются к кварцевым диоритам. Однако в слабоконтаминированных частях они имеют плагиогранодиоритовый состав.

Структура плагиогранодиорит-порфиров микропорфировидная. Минеральный состав определяется присутствием плагиоклаза, кварца, роговой обманки, реже калиевого полевого шпата и акцессориев. Последние представлены магнетитом, цирконом, апатитом и сфеном. Плагиоклаз преобладает над кварцем.

Плагиогранитами сложены Ахпатский интрузив и незначительные выходы сателлитов южнее и севернее с. Личкадзор. Ахпатский интрузив занимает площадь 4,5 $км^2$. По юго-восточному краю почти на всем протяжении он скрывается под насосами, а в юго-западной узкой части местами перекрывается верхнеплиоценовыми андезито-базальтами. Интрузив представляет собой суживающееся с северо-востока на юго-запад штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. В эндоконтакте интрузив сложен мелкозернистыми породами, которые к центру постепенно сменяются среднезернистыми разновидностями. В центральных частях отмечаются небольшие участки мелкозернистых пород, связанных со среднезернистыми постепенными взаимопереходами.

Породы Ахпатского интрузива по составу соответствуют плагиогранитам, состоят из кислого плагиоклаза (63,04%), кварца (34,14%), роговой обманки (0,48%), биотита (0,28%), единичных зерен калиевого полевого шпата и акцессориев магнетита, циркона, апатита, сфена (2,06%). В эндоконтактах местами содержание кварца понижается и породы приближаются по составу к плагиогранодиоритам.

Плагиограниты подверглись интенсивным постмагматическим метасоматическим преобразованиям — окварцеванию, хлоритизации и альбитизации, наиболее энергично проявившимся в периферических зонах интрузива.

Личкадзорские сателлиты прорывают кварцевые диориты Кохбского массива и верхнеюрские отложения севернее с. Личкадзор. Они сложены более крупнозернистыми плагиогранитами, чем породы Ахпатского интрузива. Кроме того, постмагматические изменения проявлены в них слабо.

Плагиогранит-порфиры образуют мелкие интрузивы, расположенные западнее горы Лалвар и у с. Цахкашат. Первый залегает среди эффузивов верхней юры, вытянут в северо-восточном направлении, к юго-западу резко сужается и изгибается к югу. Плагиогранит-

порфиры у с. Цахкашат имеют штокообразную форму, но ввиду плохой обнаженности контуры его установлены условно.

Под микроскопом плагиогранит-порфиры обладают отчетливо выраженной микропорфировидной структурой. Главными минералами являются кислый плагиоклаз и кварц, акцессорными — магнетит, циркон, апатит, реже сфен. Плагиогранит-порфиры западнее горы Лалвар отличаются от цахкашатских 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 совпадет с простиранием Банушского массива. Центральная часть их сложена среднезернистыми разностями, сменяющимися по периферии мелкозернистыми.

Структура гипидиоморфнозернистая для среднезернистых разностей и переходная от гипидиоморфнозернистой к панидиоморфнозернистой — для мелкозернистых. Главные минералы плагиоклаз (№ 5—17), калиевый полевой шпат, кварц и редко биотит, акцессорные — магнетит, циркон, весьма редко апатит. Мелкозернистые граниты отличаются от среднезернистых пониженным содержанием плагиоклаза и повышенным кварца и калиевого полевого шпата. В обеих разновидностях количество плагиоклаза довольно изменчиво. Значительные колебания в относительном содержании главных породообразующих минералов наблюдаются и в различных частях одних и тех же гранитных интрузивов.

Цавская группа интрузивов

Цавская группа состоит из одноименного массива и нескольких мелких сателлитов (рис. 42). Они прорывают верхнеюрские вулканогенные отложения Кафанского района, чем и доказывается их послеверхнеюрский возраст. Верхний предел возраста определяется как досеноманский по наличию галек пород Цавского интрузива в сеноманских конгломератах левобережья р. Вохчи, впервые обнаруженных А. Н. Соловкиным (1944).

Группа сформировалась в две последовательные фазы внедрения магмы. Породы первой фазы слагают сателлиты и осевую часть Цавского интрузива и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Они представлены габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранодиоритами и промежуточными разностями между ними. Породы второй фазы слагают периферическую зону интрузива. Они представлены гранитами, которые повсеместно в виде узких тел прорывают и изменяют породы первой фазы, включая в себя их ксенолиты. Подобное взаимоотношение пород обеих фаз хорошо наблюдается по всему ущелью р. Цав.

Исходная магма первой фазы загрязнялась в результате интенсивной ассимиляции вмещающих эффузивов основного состава, образуя породы от габбро до кварцсодержащих диоритов. Последние в период внедрения магмы второй фазы подвергались новым изменениям, выразившимся в обогащении кварцем, калиевым полевым шпатом и в преобразовании основных плагиоклазов в кислые вплоть до альбита. В конечном итоге возникла 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 и 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 взаимопереходами. Среди многочисленных типов пород преобладают кварцсодержащие и кварце-

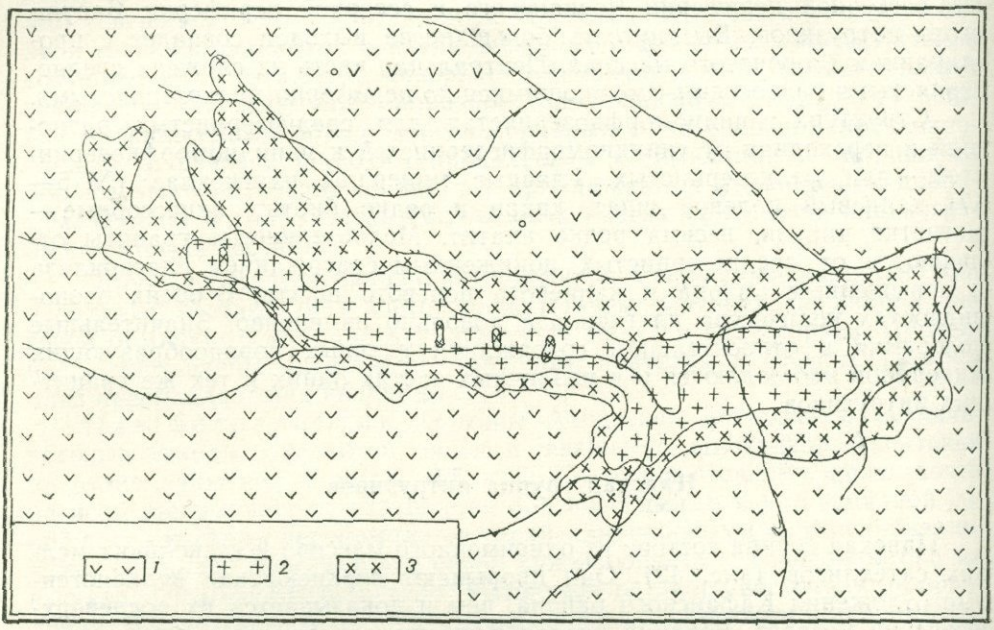


Рис. 42. Цавский интрузив (составил С. И. Баласанян)

1 — юрские порфириты и их пирокластические разности; *2* — диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, отчасти гранодиориты, габбро и другие; *3* — граниты, отчасти граносиениты, плагиограниты, плагиоклазиты

вые диориты. Большинство из них имеет несколько необычный состав, их трудно отнести 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 породы часто соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, но имеют кислый плагиоклаз (от кислого олигоклаза до альбита). 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, а мелкозернистое строение имеют кварцевые, кварцсодержащие диориты. 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 микропорфировидное строение, но такие разности встречаются редко.

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 составе кварцевых диоритов присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, кварц, калиевый полевой шпат, редко моноклинный пироксен и биотит. Количественное соотношение минералов колеблется в широких пределах. Состав плагиоклаза (№ 9—58) также непостоянный. Не наблюдается зависимости между содержаниями породообразующих минералов.

Отмеченные породы характеризуются постоянным присутствием калиевого полевого шпата, обычно кислым составом плагиоклаза и пониженным количеством кварца и биотита. Содержание кварца нередко уменьшается и породы постепенно переходят в кварцсодержащие диориты, а затем в диориты.

Породы второй фазы представлены мелкозернистыми, среднезернистыми и микропорфировидными розовыми гранитами. Они отличаются от нормальных гранитов пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Плагиоклаз всегда преобладает над калиевым полевым шпатом. При уменьшении содержания калиевого полевого шпата эти породы постепенно переходят в плагиограниты. Нередко с уменьшением количества калиевого полевого шпата убывает также количество кварца при сохранении номера плагиоклаза, что прежде всего отмечается в гибридных разновидностях пород, возникших в результате контаминации гранитной магмой пород первой фазы и вмещающих 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 гибридизации.

Среди пород второй фазы резко преобладают микропорфировидные граниты. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, образующим идиоморфные кристаллы, окруженные каемкой калиевого полевого шпата. Количество вкрапленников сильно варьирует.

Кроме плагиоклазов в составе микропорфировидных гранитов имеются калиевый полевой шпат, кварц, небольшое количество 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.

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

Спитакский интрузив

Возраст Спитакского интрузива устанавливается как дотуронский на основании наличия его галек в туронских базальных конгломератах. По петрографическому составу он весьма сходен с Кохбским 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 изредка встречаются биотитовые

разновидности, приближающиеся по составу к плагиогранодиоритам. В эндоконтактах породы постепенно переходят в роговообманковые кварцевые диориты и диориты.

Минеральный состав пород определяется присутствием плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита и акцессорных — 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 Кохбского массива Алавердской группы.

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 интрузиями доказывается приуроченностью к экзоконтактам, причем гранитоиды и с ними тесно ассоциирующие 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, наблюдающиеся во всех кислых и средних интрузивах. Особенно большое развитие они имеют в бедных калиевым полевым шпатом гранитоидах.

Пегматиты в большом количестве 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. По исследованиям С. И. Баласаняна и Г. А. Казаряна, 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 более ранними и относятся к жильным породам первого этапа. Они не сопровождаются закаленными оторочками и, следовательно, близки по времени образования с интрузивами. Их раннее внедрение по отношению к меланократовой серии доказывается и по непосредственным пересечениям. Так, на восточной окраине с. Шнох плагиоаплиты секутся двумя дайками кварцевых диорит-порфиритов. В Кохбском массиве Г. А. Казаряном (1959) установлен факт пересечения аплитов дайкой диорит-порфиритов. Однако помимо ранних плагиоаплитов в Алавердском районе констатируется наличие аналогичных пород более молодого возраста, образовавшихся после кварцевых диорит-порфиритов. Пегматиты связаны с граноаплитами постепенными переходами и, возможно, являются одновозрастными. Кроме того, по наблюдениям Г. А. Казаряна (1959), пегматиты секутся диоритовыми и кварц-диоритовыми дайками. Однако в Алавердском районе С. И. Баласаняном (1963_1) установлен факт пересечения кварцевой жилы микропегматитом, что говорит о существовании пегматитов и молодой генерации.

Плагиоаплит-порфиры, микродиориты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты относятся к жильным породам второго этапа. Они

образуют крупные дайки с отчетливо выраженными закаленными краями. Часть их возникла после затвердевания значительно глубоких горизонтов массивов. В Цавском интрузиве подобные дайки интенсивно изменены под воздействием магмы второй фазы. По данным Г. А. Казаряна (1959), в связи с внедрением жильных пород второго этапа формировались гидротермальные месторождения меди, цинка, свинца и других элементов.

Для жильных пород первого этапа типоморфными породообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Из цветных минералов редко 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 для них является редкостью.

В породах жильной фазы количество главных породообразующих минералов непостоянно. Это наблюдается и в наиболее кислых представителях жильных образований, лишенных всяких следов контаминации, а также характерно для одной и той же жильной породы из разных частей интрузива.

Особенности химического состава. В табл. 2 и 3 приведены средние химические составы главных типов интрузивных пород нижнемелового комплекса. Как видно из таблиц, особенностями химического состава гранитоидов Алавердской группы является отчетливый натриевый характер, повышенное содержание кремнезема, пониженное — щелочей, окислов магния, железа и кальция и пересыщенность глиноземом.

Интрузивный магматизм характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении содержания кремнезема и уменьшении количества глинозема, окислов железа, магния и кальция. При переходе от основных пород к кислым содержание Na_2O возрастает, а затем остается почти постоянным. В относительном содержании K_2O наблюдается некоторая периодичность. Наиболее специфическим признаком химизма пород первой фазы Цавской группы является их щелочной характер. Они обычно обладают повышенным содержанием щелочей против нормальных типов аналогичных пород, что обусловлено интенсивной альбитизацией плагиоклаза под воздействием богатых натрием растворов, выделившихся из магмы второй фазы. Натриевый характер имеют также породы второй фазы. При сравнении со средними типами пород, по Дэли, образования 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 магмы второй фазы внедрения.

Гранитоиды раннемелового комплекса имеют следующие общие признаки химического состава: 1) отчетливо выраженный натриевый характер; 2) принадлежность к ряду, пересыщенному глиноземом; 3) повышенное содержание кремнезема; 4) пониженное содержание щелочей (особенно K_2O) и часто окислов кальция, магния и железа.

Породы жильной фазы по многим петрохимическим признакам сходны с гранитоидами, что также свидетельствует об их генетическом единстве. Они отличаются от аналогичных типов гранитоидов несколько повышенной кислотностью и щелочностью. Кроме того, граноаплиты и пегматиты обладают калиевым характером.

Акцессорные минералы и микроэлементы. Наиболее характерными акцессорными минералами для нижнемеловых гранитоидов являются циркон, апатит и сфен, количественные соотношения которых изменяют-

Таблица 2

Химический состав пород нижнемелового интрузивного комплекса (вес. %)

Окислы	Алевердская группа						Цавская группа	
	Габбро (2 ан.)	Кварцевые габбро-диориты (2 ан.)	Кварцевые диориты (16 ан.)	Плагио-гранодиориты (1 ан.)	Плагио-граниты (5 ан.)	Розовые граниты (3 ан.)	Породы I фазы (13 ан.)	Породы II фазы (4 ан.)
SiO_2	51,20	53,6	62,38	66,48	71,96	76,56	59,19	71,23
TiO_2	0,19	0,89	0,48	0,38	0,38	0,09	0,86	0,36
Al_2O_3	20,32	18,50	18,15	16,34	14,39	12,09	17,20	14,78
Fe_2O_3	4,28	2,10	2,21	1,55	1,63	2,23	3,07	2,35
FeO	5,96	6,58	3,30	2,77	2,18	0,24	3,65	1,46
MnO	0,15	0,08	0,06	0,68	—	0,01	0,10	0,03
MgO	4,27	3,54	2,49	0,87	0,67	0,35	2,25	0,26
CaO	9,62	7,28	5,43	3,04	2,21	0,48	4,67	1,24
Na_2O	2,16	3,09	3,18	4,05	3,64	3,75	4,66	4,99
K_2O	1,61	1,28	1,24	2,20	0,76	3,76	1,86	2,62
H_2O	0,03	0,08	0,18	0,22	0,01	0,09	0,47	0,52
П.п.п.	0,09	2,80	0,78	2,08	1,63	0,49	1,51	0,27
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a	6,19	9,0	9,01	11,9	8,71	13,2	13,5	14,4
c	11,57	8,0	6,66	3,8	2,57	0,5	5,1	1,4
b	19,16	16,0	11,86	8,8	9,26	3,7	11,1	5,8
s'	63,08	67,0	72,47	75,5	79,46	82,6	70,3	78,4
a'	—	—	19,88	29,5	51,43	31,5	—	34,1
f'	53,46	54,0	43,86	54,0	36,43	54,5	57,3	57,9
m'	41,15	41,1	36,26	16,5	12,14	14,0	35,6	8,0
c'	5,39	5,9	—	—	—	—	7,1	—
n	83,3	78	80	74	87,8	61,5	79,2	74,3

Таблица 3

Химический состав жильных пород Алавердской группы интрузивов (вес. %)

Окислы	*Плагиоаплиты*			Граноаплит	*Пегматит*	Диорит-порфирит	Кварц-диорит-порфириты	
SiO_2	79,18	77,2	73,20	73,20	74,3	55,98	61,02	62,29
TiO_2	0,06	0,07	0,07	0,24	0,1	0,63	0,47	0,43
Al_2O_3	11,50	11,87	15,82	15,58	13,65	17,10	18,13	16,13
Fe_2O_3	2,36	2,01	1,74	1,76	1,67	3,34	2,75	2,40
FeO	—	0,52	0,80	0,95	0,88	4,21	2,84	2,72
MnO	—	0,1	0,10	0,16	0,04	0,13	0,08	0,15
MgO	—	0,63	0,45	0,54	0,55	4,96	2,47	2,62
CaO	1,20	1,95	0,92	0,99	0,93	6,54	1,92	2,62
Na_2O	4,42	4,88	5,08	2,52	3,17	3,6	5,6	5,2
K_2O	2,10	1,98	2,42	4,32	5,04	0,58	1,69	1,87
П.п.п.	0,14	—	—	0,20	0,14	2,0	2,07	3,58
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a	11,28	12,7	13,6	11,0	13,7	9,1	14,62	14,14
c	1,95	1,1	1,2	0,1	1,1	7,1	2,3	3,2
b	1,99	4,2	6,9	9,4	4,5	16,9	13,94	10,3
s	84,78	82,0	78,3	78,5	80,7	66,6	69,19	72,1
a'	—	—	58,7	66,6	31,9	—	34,9	9,4
f'	96,77	48,5	31,2	35,2	49,4	42,9	35,43	47,0
m'	—	27,3	—	—	—	5,5	—	—
c'	3,23	24,2	10,1	8,2	18,7	51,6	29,61	43,6
n	76,34	79,0	10,1	46,5	49,5	90,6	83,33	80,8

ся в породах разных фаз и фаций. В направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа намечается возрастание содержания циркона и уменьшение количества апатита и сфена. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от жильных образований первого этапа к таковым второго этапа происходит резкое убывание количества циркона и нарастание сфена и апатита. В наиболее контаминированных гранитоидах циркон отсутствует. Наоборот, в гранитах и связанных с ними жилах часто отсутствует сфен.

Некоторые типоморфные особенности (размеры, цвет, формы кристаллов) одноименных акцессориев изменяются в породах разных фаз и фаций. При возрастании степени контаминированности пород размеры апатита и сфена нередко увеличиваются и уменьшаются размеры циркона. В породах фации эндоконтактов апатит иногда становится темноватым вследствие пылеобразных включений черного рудного минерала. Цирконы пород поздних фаз часто отличаются темной окрашенностью и обилием простых форм.

Все акцессорные минералы характеризуются присутствием элементов кремния, алюминия, магния, кальция, титана, железа, циркония. Однако содержание этих микроэлементов изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных минералах разных пород. Так, намечается тенденция к возрастанию содержания магния, железа и титана в акцессорных минералах пород ранних фаз и жильных образований второго этапа. Количество магния в цирконах обычно меньше, чем в остальных акцессориях, в апатитах больше циркония в сравнении со сфенами. Цирконы постоянно содержат гафний, апатиты — церий и лантан, сфены — ниобий. Некоторые элементы в акцессорных минералах всегда являются непостоянными. К ним относятся серебро, свинец, цинк, медь, натрий, стронций, мышьяк, сурьма, молибден.

Наиболее существенным общим геохимическим признаком нижнемеловых гранитоидов является постоянное присутствие в них таких микроэлементов, *как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Характерными* микроэлементами являются также бериллий, иттрий, иттербий, барий. Как эти, так и другие микроэлементы обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций.

Жильные образования обоих этапов наследуют комплекс характерных микроэлементов гранитоидов, что свидетельствует об общности их происхождения. По ассоциации микроэлементов, их частоте встречаемости и содержаниям жильные породы первого этапа сходны с гранитоидами главной интрузивной фации поздних фаз, а жильные образования второго этапа — с породами ранних фаз и фаций эндоконтактов.

Все микроэлементы можно подразделить на три группы:

1) микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в краевых частях интрузивов. К ним относятся медь, цинк, свинец, барий (иногда медь превышает кларковые содержания в 10 и 100 раз);

2) микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в породах поздних фаз, главной интрузивной фации, жильной фазы первого этапа и дополнительных интрузивов. К ним относятся цирконий, галлий, бериллий, иттрий, иттербий, молибден, олово, лантан, церий;

3) микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в породах ранних фаз, фаций эндоконтактов и жильной фазы второго этапа. К ним относятся никель, кобальт, хром, титан, ванадий, отчасти скандий. В гранитах и связанных с ними жильных породах никель, кобальт, хром полностью отсутствуют. В наиболее контаминированных

породах отмечаются повышенные по сравнению с кларками содержания указанных элементов.

Микроэлементы первых двух групп привносились из магматических источников, а главная масса микроэлементов третьей группы заимствовалась из вмещающей среды. Частота встречаемости и содержания последних двух групп микроэлементов могут дать представление о степени контаминированности гранитоидов.

Контактовые изменения и автометаморфизм. В связи с нижнемеловыми интрузивами возникли разнообразные контактово измененные породы. Масштабы проявления метаморфических процессов находились в прямой зависимости от многих факторов. Прежде всего устанавливается, что наиболее широкие контактовые ореолы образовались в связи с крупными интрузивами ранних фаз, обладавшими большей тепловой энергией и значительной потенциальной возможностью для преобразования боковых пород. Контактовые изменения поздних инъекций магмы выражены слабо.

На начальных стадиях изменение боковых пород сказывалось в их термометаморфизме без привноса или выноса компонентов из метаморфизируемых пород, благодаря чему возникли зоны перекристаллизованных пород. Как ширина этих зон, так и характер последующих метаморфических процессов зависели от многих факторов — от состава и размеров интрузивов, глубины их формирования, крутизны поверхности контактов, термодинамического состояния и структурных условий боковых пород и др. В большинстве случаев действие термального метаморфизма в связи с раннемеловыми интрузивами выражено слабо, что объясняется гипабиссальными условиями их формирования.

Последующие стадии метаморфизма характеризовались выделением из магмы постмагматических растворов, производивших метаморфическое воздействие как на продукты термометаморфизма, так и на боковые породы вдали от контактов. Благодаря этому термометаморфические породы претерпевали большие преобразования и контактовый ореол расширился. В конечном итоге в контактовых оболочках возникла некоторая зональность со сменой в удалении от интрузивов высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Зональность проявилась в образовании неотчетливо выраженных зон, детали которых изменялись во времени в связи с изменением характера постмагматических растворов и других внешних факторов.

С. И. Баласаняном (1961$_1$, 1963$_3$) установлено, что на контактах гранитоидов состав метаморфизируемых пород изменялся во времени в сторону увеличения кислотности. После перекристаллизации боковые породы подвергались базификации, обогащаясь магнезиально-железистыми минералами; в последующих стадиях происходил вынос из них железа, магния, кальция и привнос кремния, натрия и других элементов с образованием более кислых пород.

Вокруг габброидов и кварцевых габбро-диоритов Алавердского района отмечаются небольшие зоны контактово-метаморфических пород, представленных плагиоклаз-пироксеновыми роговиками и эпидозитами.

Во вмещающих интрузивы кварцевых диоритов юрских эффузивах образовались наиболее мощные зоны контактово измененных пород, в которых 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 постепенно 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 со слабым проявлением альбитизации, серицитизации, кварцитизации, карбонатизации и отчасти амфиболизации.

Контактовые породы нижнемеловых кварцевых диоритов представлены роговообманково-плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклаз-кварцевыми, плагиоклаз-кварцевыми, плагиоклаз-пироксеновыми роговиками, интенсивно амфиболизированными породами, рассланцованными породами типа амфиболитов и скарнами. Наибольшим распространением пользуются интенсивно амфиболизированные породы и роговообманково-плагиоклазовые роговики. Скарны развиты в северо-восточной экзоконтактовой зоне Кохбского интрузива. Плагиоклаз-пироксеновые роговики встречены лишь у непосредственного контакта интрузива, северо-западнее горы Зикатар.

Продукты гидротермальной деятельности кварцевых диоритов представлены вторичными кварцитами, которые в виде небольших полос и более крупных неправильных участков развиты по северной экзоконтактовой зоне Чочканского интрузива и вокруг Кохбского массива севернее горы Кара-Кетук, северо-восточнее горы Кондох, северо-западнее гор Зикатар и Мисхана. Они возникли за счет юрских эффузивов. Большой интерес представляют андалузитоносные вторичные кварциты горы 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 горы Кондох встречаются слоистые и полосчатые кварциты с чередованием различно окрашенных полос. В них андалузит присутствует неравномерно — от обилия (до 68%) до единичных зерен или полностью отсутствует.

Контактовые изменения, связанные с плагиогранодиоритами Алавердской группы, хорошо наблюдаются в западной и восточной оконечностях Банушского интрузива, у северо-западной окраины с. Бардадзор и к северу от области развития кварцевых альбитофиров. Все они образовались за счет основных и средних эффузивов юры. Среди измененных пород резко преобладают продукты контактово-метасоматических процессов, образующие мощные полосы осветленных пород. Судя по ассоциации постмагматических минералов, они возникли благодаря кварцитизации и натровому метасоматозу под воздействием богатых кремнеземом и натрием растворов. Позже 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 вулканогенных пород были вынесены магний, железо, но были 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.

Контактовые явления в связи с нижнемеловыми плагиогранитами Алавердской группы проявлены слабо и 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.

Контактовые 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.

Контактовое 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 тесной связи 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 амфиболизацию, в то время как с внедрением гранитов второй фазы связана широкая альбитизация и кварцитизация.

Контактовые изменения Спитакского массива хорошо наблюдаются в его северо-западной части, где диабазовые порфириты палеозоя у непосредственного контакта превращены в плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики с выделениями крупных кристаллов моноклинного пироксена. По мере удаления от контакта роговиковая структура становится неотчетливой, порфиробласты пироксена исчезают, возрастает содержание амфибола и появляется кварц.

Автометаморфизм раннемеловых интрузивов выражается главным образом в альбитизации, кварцитизации, эпидотизации, каолинизации и серицитизации. Обычно каолинизация и серицитизация характерны гранитам, хлоритизация и эпидотизация — гибридным гранитоидам ранних фаз, а альбитизация и кварцитизация — кислым гранитоидам отчетливого натриевого облика.

За счет кварцевых диоритов Кохбского массива образовались альбит-эпидот-хлоритовые породы (спилозиты), отчасти альбититы. Под воздействием гидротермальных растворов кварцевые диориты местами превращены в обесцвеченные окварцованные породы. По данным химических анализов, из кварцевых диоритов были вынесены титан, алюминий, железо, марганец, магний, кальций и был привнесен кремний.

Интенсивным метасоматическим преобразованиям подвергались плагиограниты Ахпатского интрузива. Постмагматические растворы, взаимодействуя с материнскими породами на периферии массива, образовали микропегматиты путем замещения плагиоклаза кварцем. Почти одновременно с пегматитизацией шла альбитизация плагиоклаза под действием натрового метасоматоза. Микроскопические исследования показывают, что слабая кварцитизация выражается в частичном замещении плагиоклаза исходных пород постмагматическим кварцем, включающим в себя реликты плагиоклаза с контурами разъедания. При усилении кварцитизации по краям плагиоклаза появляются микропегматитовые участки. При более глубоком процессе кварцитизации целые кристаллы плагиоклаза повсеместно прорастаются оптически одинаково ориентированными микровростками кварца, благодаря чему в плагиогранитах возникают неправильные и незакономерно распределенные

участки микропегматитов. В краевых частях плагиогранитов наблюдается и интенсивная хлоритизация. Однако при усилении кварцитизации и альбитизации хлоритизация отходит на второй план.

В эндоконтакте гранитов Цавского массива возникли альбититы под действием натрового метасоматоза. Гибридные породы первой фазы у непосредственных контактов гранитов подвержены кварцитизации, альбитизации и отчасти калиевому метасоматозу. Особенно часто встречаются участки, сложенные альбититами и олигоклазитами.

Генезис пород и рудообразование. Раннемеловые гранитоиды каждой группы принадлежат к одному магматическому очагу кислого состава, поскольку, как видно из вышеприведенных данных, они обладают общими химико-минералогическими признаками. Породы нижнемелового интрузивного комплекса в целом также обнаруживают многие общие признаки. Это позволяет предполагать, что отдаленные друг от друга магматические очаги возникли примерно на одинаковых глубинах сиалической оболочки, имеющих близкий вещественный состав. Наблюдаемые некоторые различия гранитоидов разных групп обусловлены главным образом различной степенью загрязнения кислой магмы посторонним материалом из верхних структурных ярусов земной коры. Исходная кислая магма была бедна калием, о чем свидетельствует отчетливый натриевый характер большинства гранитоидов. Появление в рассматриваемом комплексе гранитов, вероятно, связано с глубинной дифференциацией магмы.

Многие данные указывают на широкое проявление ассимиляции и гибридизма в раннемеловых гранитоидах: 1) приуроченность основных типов к эндоконтактам интрузивов; 2) зависимость петрографических деталей пород фации эндоконтактов от состава вмещающих отложений; 3) наличие в эндоконтактах большого количества ксенолитов и факты перехода их в породы интрузивного облика; 4) сходство оптических и других свойств минералов пород фации эндоконтактов и интенсивно переработанных ксенолитов; 5) широкие колебания минерального и химического составов пород, быстрые и произвольные смены структурных особенностей их; 6) повышенное содержание ряда акцессорных минералов (магнетита, апатита, сфена) и химических элементов (хрома, никеля, кобальта и др.).

Процессы ассимиляции неодинаково проявлены в разнофазных интрузивах. Намечается возрастание роли этого явления в направлении от ранних фаз внедрения к поздним. Особенно следует отметить бурное развитие ассимиляции и гибридизма в гранитоидах первой фазы Цавской группы, в которых встречаются самые разнообразные породы вплоть до габбро.

После завершения кристаллизации каждой инъекции кислой магмы наступал этап проявления жильных пород, общая возрастная последовательность которых заключается в смене лейкократовых кислых представителей первого этапа меланократовыми основными породами второго этапа, хотя она осложнена некоторыми отклонениями. Причина разнообразия пород жильной фазы, их общая возрастная последовательность, иногда наблюдаемое чередование во времени даек разного петрографического состава и факт наличия нескольких генераций жильных пород одинакового состава объясняется возникновением на разных глубинах обособленных очагов и их пульсирующей деятельностью в связи с прерывистостью тектонических движений. Некоторые особенности минерального состава жильных пород второго этапа указывают на их гибридное происхождение. К ним относятся повышенное содержание роговой обманки, отсутствие или пониженное содержание калиевого

полевого шпата и кварца, повышенная основность плагиоклаза, нередко наблюдаемая мутноватость вкрапленников плагиоклаза и др.

В области развития раннемелового интрузивного магматизма находятся богатые и крупные рудные месторождения. В определенной генетической связи с гранитоидами образовались железорудные месторождения (Цакери-дош, Бовери-чаш, Шишкерт и др.), медные, медно-серноколчеданные, медно-молибденовые проявления, баритовые и золоторудные жилы. Генетическая связь оруденения с интрузивным магматизмом доказывается тесной пространственной приуроченностью месторождений к гранитоидам и геохимическим родством интрузивных пород и рудных тел.

Более сложным и спорным является генезис известных крупных колчеданных месторождений. Одни исследователи колчеданное оруденение связывают с субвулканическими кварцевыми альбитофирами, а другие — с гранитоидами. Некоторые данные позволяют предполагать о генетическом единстве гранитоидов, субвулканических кварцевых альбитофиров и оруденения: 1) все они совмещены в пространстве и во времени; 2) кварцевые альбитофиры обнаруживают большое сходство петрохимических признаков с гранитоидами. Особенно близки они по химизму к плагиогранитам; 3) большинство элементов рудных формаций спектрально установлено в породах плагиогранитного ряда. К ним относятся все ведущие элементы рудных формаций, а также большинство второстепенных элементов — Sn, Sr, Co, Ni, Ga, Ti, V, Ag, Mo, Yt.

Можно предполагать, что колчеданные месторождения связаны как с кварцевыми альбитофирами, так и с плагиогранитами. Возможно, этим объясняется, что отдельные рудные формации в пределах крупных месторождений обособляются во времени и пространстве, что указывает на длительный и прерывистый процесс рудообразования.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивы Присеванского пояса

Присеванский пояс включает две группы массивов — Ширако-Базумскую и Арегуни-Севанскую.

В Ширако-Базумскую группу входят Мумухан-Красарский, Катнахпюр-Карахачские, Желто- и Чернореченские и Кармракарский массивы, в Арегуни-Севанскую группу — Тохлуджинский, Шоржинские, Адатапинский, Артанишские, Джил-Сатанахачский, Шишкаинский, Қясаманский и Караиман-Зодский массивы (см. рис. 39).

Присеванский пояс начинается у с. Амасия к северо-востоку от г. Ленинакана и протягивается в юго-восточном направлении вдоль Базумского и Ширакского хребтов, затем после значительного перерыва — вдоль Арегунийского и Севанского хребтов и далее в бассейнах рек Тертер и Акера. Пояс продолжается с перерывами на северо-запад в Турцию и на юго-восток, примыкая таким образом к крупной Средиземноморской провинции ультраосновных и основных пород.

Изучением геологии и петрографии ультраосновных и основных пород Присеванского пояса занимались К. Н. Паффенгольц (1934$_3$), А. С. Гинзберг (1929), С. С. Кузнецов (1933), А. Г. Бетехин (1937), Т. Ш. Татевосян (1952), Ю. А. Арапов и Т. А. Аревшатян (1946), А. Т. Асланян (1958), С. Б. Абовян (1956), А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян (1964), С. А. Паланджян (1965) и Г. М. Арутюнян.

В тектоническом отношении описываемые интрузивы входят в Присеванскую зону.

Массивы ультраосновных и основных пород образуют в плане линейно вытянутые в северо-западном направлении тела дайко-, линзо-, пласто-, штоко- и лакколитообразной формы, расположенные вдоль осей складчатых структур общекавказского направления, что указывает, возможно, на их связь с крупными глубинными разломами. Залегают они в ядрах антиклинальных, иногда синклинальных складок, образуемых сенонскими и реже эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. Отмечается тесная пространственная связь массивов ультраосновных и основных пород с нижнесенонской вулканогенно-осадочной толщей, образовавшейся в подводных условиях (наличие спилитов с шаровой отдельностью, прослоев красных яшм радиолитов и других осадочных пород).

А. Т. Асланян (1958) считает, что внедрение массивов связано с этапами интенсивного погружения зоны. По А. А. Габриеляну (1961_2), внедрение массивов генетически связано с начальной (предварительной) фазой складчатости. По мнению К. Н. Паффенгольца (1958), расположение массивов ультраосновных и основных пород в зоне интенсивно смятых складок говорит о пассивном поднятии магмы вдоль трещин-разрывов, следовавших за складкообразованием.

По вопросу возраста массивов описываемой зоны среди исследователей нет единого мнения. К. Н. Паффенгольц (1934_3) на основании того, что ультраосновные породы прорывают среднеэоценовые отложения и трансгрессивно покрываются олигоценом (?), устанавливает их возраст как позднеэоценовый. Наличие галек этих пород в основании сенона он объясняет размывом древних палеозойских интрузивов. В дальнейшем гальки этих пород были обнаружены также в основании верхнего сенона и был определен раннесенонский возраст массивов. Некоторые исследователи (Хаин, Леонтьев, 1950) на основании наличия галек ультраосновных и основных пород в вулканогенных породах нижнего сенона считают, что внедрение массивов произошло в момент формирования вулканогенной свиты нижнего сенона. А. Т. Асланян (1958) предполагает три этапа внедрения ультраосновной магмы: в туроне — коньяке, в позднем сеноне и в эоцене. А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян (1964) доказывают, что время внедрения гипербазитового магматического расплава нельзя определять в зависимости от возраста вмещающих и перекрывающих пород. Ими было предложено строго отличать время магматического становления от этапа их тектонического становления. Для гипербазитов магматическое становление ими относится к досеноманскому времени. В течение же последующей геологической истории этой зоны в ней два-три раза происходило холодное внедрение гипербазитов — в туроне (?), сантоне и верхнем эоцене, С. Б. Абовян, основываясь на наличии галек этих пород в отложениях сеномана, нижнего сенона, верхнего сенона и верхнего эоцена и трансгрессивного перекрывания массивов вулканогенным олигоценом — нижним миоценом, допускает наличие трех этапов магматического внедрения основных и ультраосновных пород — досеноманский (вероятно, палеозойский), раннесенонский — докампанский и позднеэоценовый — доолигоценовый. Палеозойские массивы нигде не обнажены, они скрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений, но продукты их размыва, вероятно, наблюдаются в отложениях сеномана и нижнего сенона. Раннесенонские — докампанские массивы обнажаются в бассейнах рр. Тертер и Акера, а позднеэоценовые — на северо-восточном побережье оз. Севан и на Базумском хребте. Следует отметить, что в раннем сеноне и позднем эоцене происходило интенсивное прогибание Севанской зоны.

Ширако-Базумская группа массивов. Мумухан-Красарский массив вытянут в северо-восточном направлении между сс. Мумухан

и Красар на протяжении 10 *км*, при ширине от 2 до 3 *км*; общая площадь его около 25 *км*^{2}. Наблюдаются небольшие (площадью до 0,5 *км*^{2}) апофизы в окружающие массив породы. По форме массив напоминает крупное линзообразное тело, секущее изоклинальную антиклинальную складку, образуемую сенонскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. Средняя часть массива сложена габбро, которые в виде полосы шириной до 1,5 *км* тянутся с юго-запада на северо-восток. Северо-западная и юго-восточная части массива представлены ультраосновными породами, среди которых преобладают перидотиты. Дуниты имеют незначительное развитие среди перидотитов в виде отдельных линзо- и реже шлирообразных тел, вытянутых в северо-восточном направлении. Пироксениты представлены редкими шлиро- и дайкообразными телами. Все разности ультраосновных пород в различной степени серпентинизированы и местами превращены в типичные серпентиниты.

Из основных пород, кроме нормального габбро, встречаются также габбро-нориты, роговообманковые и оливиновые габбро, троктолиты, диориты и кварцевые диориты, связанные между собой постепенными переходами. Наблюдаются также относительно крупные тела роговообманкового габбро более поздней фазы внедрения. Встречаются и типичные габбро-пегматиты. В юго-восточной части массива обнажаются амфиболиты, а еще южнее в районе горы Инак — гранатсодержащие амфибол-кварц-слюдистые сланцы. Вдоль контакта ультраосновных пород с известняками наблюдается полоса лиственитов. Массив сечется в различных частях дайками диабазов, диабазовых порфиритов, роговообманковых и оливиновых габбро-порфиритов и габбро-диабазов. Взаимоотношения между ультраосновными и основными породами устанавливаются довольно четко. Ультраосновные породы через троктолиты постепенно переходят в габбро. Габбровые тела более поздней фазы прорывают как ультраосновные, так и основные породы массива.

Катнахпюр-Карахачские массивы расположены между с. Катнахпюр и Карахачским перевалом. Они представлены двумя относительно крупными интрузивными телами площадью 4 и 1 *км*^{2}, расположенными в верховьх р. Дзорагет и рядом мелких выходов субширотного, реже северо-западного простирания.

По форме это линзо- и дайкообразные тела, ориентированные в широтном направлении. Они приурочены к южному крылу антиклинальной складки, сложенной известняками и туфогенными породами нижнего мела. Бóльшая часть первого массива сложена габбро, которые к северу постепенно переходят в диориты и кварцевые диориты. В южной и юго-восточной частях его обнажаются перидотиты и пироксениты. Северная часть второго массива сложена габбро, а южная — перидотитами. Между последними и известняками развита полоса лиственитов.

Остальные выходы ультраосновных и основных пород представлены небольшими телами дайкообразной формы и расположены к юго-западу, западу и юго-востоку от с. Катнахпюр. Все они прорывают нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения и представлены серпентинизированными перидотитами, реже дунитами и габбро.

Желто- и Чернореченские дайкообразные тела расположены в районе правых притоков р. Дзорагет (Желтая и Черная речки) и представлены двумя относительно крупными телами, из которых западное приурочено к бассейну р. Желтой, а восточное — к бассейнам рек Черной и частично Гергер. К северо-западу и югу от второго тела наблюдается несколько небольших дайкообразных выходов ультраосновных пород. Все описываемые тела имеют широтное или северо-западное простирание.

Длина дайкообразного тела бассейна р. Желтой 8 *км*, ширина на западе 400 *м*, к востоку сужается до 10—20 *м*, а на восточном окончании — до 3 *м*. Оно сложено перидотитами и их серпентинизированными разностями, среди которых наблюдаются небольшие выходы дунитов и пироксенитов. Габбро встречаются реже. Вдоль северного контакта перидотитов с известняками развита полоса лиственитов. Тело выполняет тектоническую трещину широтного простирания (взброс), вдоль которой меловые отложения приведены в соприкосновение с эоценовыми.

Долина тела в бассейне р. Черной 4,5 *км*, ширина на западе 250—300 *м*, а на востоке 10—50 *м*. Оно сложено серпентинизированными перидотитами, реже пироксенитами и дунитами. Наблюдаются также редкие выходы габбро, которые в виде небольших тел прорывают ультраосновные породы. Такой же состав имеют и другие более мелкие дайкообразные тела, сопровождающие главное. В структурном отношении все они приурочены к южному крылу антиклинальной складки, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями мела и эоцена.

Описанные три массива или группы массивов приурочены к Базумскому хребту.

Кармракарский массив обнажается на южном склоне Ширакского хребта и вытянут в северо-восточном направлении на 3 *км* при ширине 250—300 *м*. Площадь его около 1 *км*^{2}. В структурном отношении массив приурочен к ядру изоклинальной антиклинальной складки, сложенной песчано-глинистыми и карбонатными отложениями турона и сенона и среднеэоценовыми туфогенными породами, известняками и песчаниками ширакской свиты. Форма массива линзообразная.

Массив сложен габбро-норитами, плагиоклазовыми перидотитами, перидотитами и их серпентинизированными разностями. Среди последних наблюдаются небольшие шлирообразные участки серпентинизированного дунита. Вдоль юго-восточного контакта массива с известняками развита полоса лиственитов. Плагиоклазовые перидотиты связаны с перидотитами постепенными переходами, а с габбро оба эти типа пород имеют резкие контакты. Взаимоотношения между указанными породами позволяют считать их за одновременные образования, причем внедрение габбро-норитов несколько отставало от перидотитов и плагиоклазовых перидотитов. Кроме того, наблюдаются относительно поздние габбро-нориты и оливиновые габбро, которые в виде небольших тел прорывают остальные породы массива. Отмечаются также редкие дайки крупнокристаллических пироксенитов и габбро-пегматитов.

Арегуни-Севанская группа массивов. Тохлуджинский выход. Небольшой выход серпентинизированного перидотита площадью около 600 *м*^{2} прорывает вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена Арегунийского хребта. В контактах перидотитов с известняками развиты лиственитты. В северной части выхода перидотиты превращены в серпентиниты.

Шоржинские массивы представлены двумя небольшими интрузивными телами — северным и восточным. Северный массив площадью 2,2 *км*^{2} имеет штокообразную форму и внедрен в антиклинальную структуру, образуемую среднеэоценовыми вулканогенно-обломочными породами. Состав массива габбровый.

Восточный массив площадью 1,5 *км*^{2} имеет лакколитообразную форму и прорывает антиклинальную структуру, сложенную известняками верхнего сенона и среднего эоцена. Массив вытянут в широтном направлении согласно простиранию вмещающих пород и сложен перидотитами с небольшими шлиро- и линзообразными участками дунитов, также ориентированных в широтном направлении. Пироксениты встречаются в виде редких дайкообразных тел. В восточной части массива наблюда-

ются троктолиты и анортозиты, связанные постепенными переходами с перидотитами. Вдоль контакта массива с известняками развита полоса лиственитов.

Адатапинский массив расположен в юго-западной части одноименного полуострова оз. Севан, обнажаясь на площади 0,11 *км*^{2} в виде небольшого штока, прорывающего вулканогенно-обломочную толщу эоцена. По составу массив габбровый и в нескольких местах прерван дайками диабазов близширотного простирания.

Артанишские массивы обнажаются в районе с. Артаниш и представлены тремя интрузивными телами — западным площадью 1,7 *км*^{2}, центральным — 0,7 *км*^{2} и восточным — 3,2 *км*^{2}. По форме они напоминают штоки и лакколиты, прорывающие ядерные части складчатых структур, образуемых верхнесенонскими и среднеэоценовыми известняками. Западный массив имеет габбровый состав, а центральный и восточный — перидотито-габбровый.

Джил-Сатанахачский массив вытянут в широтном направлении, общая площадь его около 55 *км*^{2} при ширине от 1 до 4,2 *км*. Массив внедрен в антиклинальную складку, образуемую сенонскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами.

Северная часть массива сложена кварцевыми диоритами, южная — перидотитами, между ними расположена полоса габбро. Последние связаны с перидотитами постепенными переходами через троктолиты. Переход между габбро и кварцевыми диоритами также постепенный, через зону пород (от 1 до 20 *м*) с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых габбровых и лейкократовых кварц-диоритовых полосок. Среди перидотитов наблюдаются линзо- и шлирообразные выходы дунитов, ориентированные согласно с общим простиранием массива. Кроме того, отмечаются редкие дайкообразные тела дунитов более поздней генерации, которые секут перидотиты и связанные с ними дуниты. Встречаются также редкие выходы пироксенитов и габбро-пегматитов, секущие ультраосновные и основные породы массива. Вдоль контакта перидотитов с известняками развиты лиственитты. Южнее, параллельно массиву наблюдаются узкие линейно вытянутые тела ультраосновных пород, принимаемые А. Л. Книппером и Ю. Л. Костаняном (1964) за «протрузии» — тела, тектонически вжатые в вышележащие более молодые образования.

Шишкаинский массив ориентирован в субширотном направлении в виде узкой полосы шириной от 0,5 до 1 *км*. Площадь массива составляет 7 *км*^{2}. Вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочной толщей сенона, образующей синклинальную складку, в ядре которой расположен массив. Последний сложен породами типа габбро, среди которых наблюдаются редкие мелкие выходы серпентинизированных перидотитов, вытянутых согласно с общей ориентированностью массива. К югу от массива среди вулканогенно-обломочных пород нижнего сенона обнажается дайкоподобные тела серпентинизированных перидотитов.

Кясаманский массив вытянут в северо-восточном направлении в виде полосы шириной в 2 *км*, которая к северо-востоку постепенно сужается до 0,7 *км*. Общая площадь его около 10 *км*^{2}. Массив внедрен в антиклинальную складку, образуемую вулканогенной толщей нижнего сенона. Западная (меньшая) часть массива сложена кварцевыми диоритами и плагиогранитами, а восточная — габбро с участками серпентинизированных перидотитов, вытянутых согласно с общим простиранием массива. Среди габбро наблюдаются две фазы внедрения: ранняя фаза, представленная мезо- и меланократовыми разностями, и поздняя — лейкократовыми. Из других пород встречены небольшие дайкообразные тела анортозитов и габбро-пегматитов.

Карайман-Зодский массив ориентирован в северо-западном направлении. Ширина его от 2 до 3,5 *км*, площадь около 60 *км*^{2}.

Массив расположен в ядре антиклинальной складки, сложенной *вулканогенно-обломочными породами нижнего сенона, известняками* верхнего сенона и реже эоцена. Он сложен в средней части ультраосновными породами, а в северо-западной и юго-восточной частях — габбро. Ультраосновные породы представлены перидотитами, включающими редкие участки дунитов. Пироксениты наблюдаются чаще дунитов в виде дайкообразных тел. Габбро отчетливо прорывают ультраосновные породы и среди последних нередко наблюдаются небольшие апофизы, *сложенные мелкозернистым габбро. Как и на Кясаманском массиве*, здесь также наблюдаются две фазы внедрения габбро, причем поздняя фаза, представленная лейкократовым габбро, имеет резко подчиненное развитие. Встречаются и габбро-пегматиты и анортозиты в виде дайкообразных тел. Значительное развитие имеют жильные породы основного состава — габбро-порфириты, диорит-порфириты и др. Вдоль южного контакта ультраосновных пород с известняками развита полоса лиственитов.

Следует также отметить, что среди перидотитов Карайман-Зодского массива наблюдаются небольшие выходы метаморфических сланцев. По *данным Т. Ш. Татевосяна (1952*$_1$*), они являются частями древнего* палеозойского фундамента, приподнятыми перидотитами.

Петрографическая характеристика пород. Перидотиты слагают 45—50% площади выходов ультраосновных пород всех массивов. Представляют собой массивные зеленовато-серые, иногда черные, породы, обладающие порфировидным обликом, обусловленным вкрапленниками пироксенов размером до 1,5 *см*. Структура гипидиоморфнозернистая. Главные минералы — оливин (60—75%) и пироксен (25—40%), в плагиоклазовых перидотитах — оливин (50—60%), пироксен (30—35%), плагиоклаз (5—10%). Вторичные минералы — серпентин, хлорит, карбонат; рудные — хромшпинелиды, магнетит (вторичный).

Оливин образует идиоморфные зерна размерами до 1 *мм*, реже встречаются в виде мелких пойкилитовых включений внутри ромбических пироксенов. Оптические свойства ($Ng—Np = 0{,}034—0{,}036$; $2V = +87°$) позволяют отнести его к форстеритам ($F_0 = 96{,}5\%$), а в плагиоклазовых перидотитах ($Ng—Np = 0{,}036$, $2V = —87°$) — к хризолитам (81,6%).

Пироксены. Ромбические пироксены в большинстве случаев представлены энстатитом ($Ng—Np = 0{,}011—0{,}016$, $2V = +84°$, $+89°$), реже бронзитом ($Ng—Np = 0{,}012$, $2V = —80°$). Моноклинные пироксены — *авгитом* ($cNg = 36—42°$, $Ng—Np = 0{,}024—0{,}026$, $2V = +58°$).

Степень идиоморфизма минералов убывает от оливина, через ромбические пироксены к моноклинным. Из разностей перидотитов наибольшим распространением пользуются лерцолиты и гарцбургиты, наименьшим — верлиты. Перидотиты в различной степени серпентинизированы.

Дуниты составляют примерно 5—10% площади выходов ультраосновных пород. Это мелко- и тонкозернистые породы светло- и темно-зеленого, синевато-зеленого и черного цвета с ровной поверхностью выветривания. Структура — панидиоморфнозернистая.

Оливин слагает зерна размерами от 0,05 до 2 *мм*. Большинство зерен ($Ng — Np = 0{,}035$, $2V = +86°$) относится к разностям с высоким содержанием форстеритовой молекулы ($F_0 = 99\%$). Очень редко наблюдаются дуниты с хорошо сохранившимися зернами оливина, обычно они в той или иной степени замещены серпентином. Рудные минералы представлены хромшпинелидом, реже магнетитом (вторичным).

Пироксениты среди ультраосновных пород составляют примерно 3—5% площади их выходов. Это крупно- и среднезернистые породы зеленовато-серого, иногда черного цвета. Среднезернистые разности пироксенитов постепенными переходами связаны с перидотитами, а крупнозернистые — слагают небольшие дайкообразные тела и относятся к пегматоидным образованиям ультраосновных пород. Структура — гипидиоморфнозернистая в оливиновых пироксенитах и аллотриоморфнозернистая — в мономинеральных разностях. Представлены главным образом вебстеритами с примерно одинаковым количеством ромбических и моноклинных пироксенов и в меньшей степени мономинеральными разностями — энстатититами и диаллагитами. Иногда в них появляется оливин в количестве до 25%. Структура мономинеральных разностей аллотриоморфнозернистая, а оливиновых — гипидиоморфнозернистая.

Моноклинный пироксен представлен авгитом ($cNg = 36—40°$, $Ng—Np = 0{,}024$, $2V = +56°$), ромбический — энстатитом ($Ng—Np = 0{,}012$, $2V = +84°$), реже бронзитом.

Оливин ($Ng—Np = 0{,}036$, $2V = +87°$) характеризуется высокой магнезиальностью ($F_0 = 97{,}5\%$).

По сравнению с дунитами и перидотитами пироксениты меньше подвержены процессу серпентинизации; наблюдается также хлоритизация моноклинных пироксенов. Рудные минералы представлены хромшпинелидом и магнетитом. Степень идиоморфизма минералов в пироксенитах такая же, как в перидотитах.

Средний химический состав ультраосновных пород приведен в табл. 9.

Среди основных пород наибольшее распространение имеют нормальные габбро, составляющие примерно 60% площади выходов, затем роговообманковые габбро — 14%, кварцевые диориты и диориты — 11%, оливиновые габбро и троктолиты — 6%, нориты и габбро-нориты — 3%, анортозиты и габбро-пегматиты — 1%.

Габбро представляют массивные полнокристаллические породы зеленовато-серого и серого цвета. Структура — гипидиоморфнозернистая, габбровая. Минеральный состав — плагиоклаз (55—70%) и моноклинный пироксен (30—45%).

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна размерами до 4 *мм*; обычно полисинтетически сдвойникован и по составу относится к лабрадору (№ 55—68). В большинстве случаев разложен.

Моноклинный пироксен представлен призматическими зернами авгита с $cNg = 42—45°$, $Ng—Np = 0{,}024$ и $2V = +55°$.

Вторичные минералы представлены серицитом, эпидотом, цоизитом, пренитом, хлоритом и актинолитом; акцессорные — магнетитом, ильменитом, апатитом.

Роговообманковые габбро по внешнему виду и структурным особенностям не отличаются от габбро. Минеральный состав — плагиоклаз (40—50%), роговая обманка (30—40%), моноклинный пироксен (10—20%).

Плагиоклаз обладает широкими двойниковыми полосами и по составу относится к лабрадору (№ 58—65).

Моноклинный пироксен представлен зернами авгита с хорошо выраженной спайностью.

Роговая обманка характеризуется резко выраженным плеохроизмом от светло-желтого до зеленовато-коричневого цвета и относится к типу обыкновенных роговых обманок ($cNg = 14°$, $Ng—Np = 0{,}024$, $2V = 76°$).

Диориты, кварцевые диориты и плагиограниты представляют средне- и мелкозернистые породы зеленовато-серого или се-

рого цвета. Структура — гипидиоморфнозернистая, а в плагиогранитах иногда катакластическая. Минеральный состав диоритов: плагиоклаз (60—65%), роговая обманка (33—36%); кварцевых диоритов — плагиоклаз (55—60%), роговая обманка (30—45%), кварц (5—15%); плагиогранитов — плагиоклаз (35—55%), кварц (45—65%), роговая обманка (4—6%) и биотит (2—4%).

Плагиоклаз по составу относится к андезину (№ 36—38), а в плагиогранитах — к олигоклазу (№ 27—39).

Роговая обманка плеохроирует в желтовато-зеленых тонах и относится к типу обыкновенных ($cNg = 19°$, $Ng—Np = 0{,}023$, $2V = —72°$).

Биотит не всегда присутствует в плагиогранитах и встречается в виде мелких высокодвупреломляющих чешуек, по Ng — темно-бурый, по Nm — желто-бурый.

Кварц заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки, иногда встречаются более поздние прожилки мелкозернистого кварца.

Вторичные минералы представлены эпидотом, пелитовым веществом, хлоритом, серицитом, карбонатом, тремолитом; акцессорные минералы — магнетитом, апатитом.

Оливиновые габбро и троктолиты представляют массивные средне- и мелкозернистые породы от светло-зеленого до темно-серого и черного цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая, габбровая. Троктолиты характеризуются различным количественным соотношением плагиоклаза и оливина, вследствие чего среди них выделяются разности от лейкократовых до меланократовых; преобладают мезо- и меланократовые разности. Минеральный состав оливиновых габбро следующий: плагиоклаз (55—65%), пироксен (25—35%), оливин (10—20%).

Плагиоклаз в оливиновых габбро представлен лабрадором (№ 62—66), а в троктолитах — лабрадор-битовнитом (№ 72—76).

Пироксен оливиновых габбро по оптическим свойствам относится к диопсиду ($cNg = 40°$, $Ng—Np = 0{,}28$, $2V = +59°$).

Оливин в обоих типах пород образует идиоморфные зерна и по составу принадлежит к хризолитам ($Ng—Np = 0{,}041$, $2V = —84°$).

Вторичные минералы представлены эпидотом, цоизитом, серпентином, пелитовым веществом, актинолитом и акцессорные — хромшпинелидом, магнетитом, апатитом.

Нориты и габбро-нориты внешне не отличаются от габбро. Структура их гипидиоморфнозернистая. Характеризуются примерно одинаковым содержанием плагиоклаза и пироксенов (авгит, гиперстен, энстатит, реже бронзит), реже встречаются разности, в которых плагиоклаз несколько преобладает над пироксенами.

Плагиоклаз и авгит по своим свойствам не отличаются от таковых в габбро. Для гиперстена характерно $Ng—Np = 0{,}016$, $2V = +85°$, энстатита $Ng—Np = 0{,}010$, $2V = +88°$ и бронзита $Ng—Np = 9{,}912$, $2V = —68°$.

Вторичные и акцессорные минералы те же, что и в габбро.

Габбро-пегматиты и анортозиты на основании условий залегания, формы и времени возникновения расчленяются на шлировые или сингенетические (фациальные) и жильные или эпигенетические (фазовые). Габбро-пегматиты макроскопически представляют крупно- и гиганто-кристаллические породы различных оттенков серого цвета, анортозиты — среднезернистые породы белого цвета. Структура анортозитов — гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая. Минеральный состав габбро-пегматитов: плагиоклаз и моноклинный пироксен, встречающиеся в различных количественных взаимоотношениях;

анортозитов — плагиоклаз (90—95%) и в незначительных количествах оливин и моноклинный пироксен.

Плагиоклаз в фациальных габбро-пегматитах соответствует лабрадору (№ 60—78), а в фазовых — андезину (№ 40—50), в анортозитах наблюдаются две генерации плагиоклазов — ранняя, представленная лабрадор-битовнитом (№ 55—80), и поздняя, более мелкозернистая, — андезином (№ 35—40).

Моноклинный пироксен соответствует диопсиду ($cNg = 34°$, $Ng—Np = 0{,}028$, $2V = +54°$) в фазовых габбро-пегматитах, авгиту ($cNg = 40°$, $Ng—Np = 0{,}023$, $2V = +58°$) — в фациальных. В редких случаях в фазовых габбро-пегматитах темноцветный минерал представлен роговой обманкой ($cNg = 15°$, $Ng—Np = 0{,}023$, $2V = —80°$).

Средние химические составы основных пород приведены в табл. 4.

Метаморфические породы представлены серпентинитами, амфиболитами и гранатсодержащими амфибол-кварцевыми сланцами и лиственитами.

Таблица 4

Химический состав интрузивных пород Присеванской зоны (вес. %)

Окислы	Дуниты (8 ан.)	Перидотиты (8 ан.)	Троктолиты (3 ан.)	Анортозиты (6 ан.)	Габбро (21 ан.)	Кварцевый диорит (8 ан.)	Плагиогранит (15 ан.)
SiO_2	34,50	39,48	39,15	45,67	47,42	58,94	73,28
TiO_2	0,02	0,06	0,06	0,03	0,73	0,38	0,25
Al_2O_3	1,81	1,99	14,95	30,71	16,29	16,06	13,16
Fe_2O_3	6,38	5,15	4,65	0,89	2,68	3,02	1,88
FeO	2,66	2,69	5,61	1,19	6,67	4,48	2,09
MnO	0,09	0,11	0,09	0,02	0,13	0,12	0,05
MgO	36,66	35,05	20,05	0,93	9,02	4,06	0,88
CaO	1,60	2,16	8,21	14,59	11,67	7,23	2,11
Na_2O	0,23	0,23	0,48	2,58	2,00	3,30	4,82
K_2O	0,08	0,07	0,13	0,31	0,43	0,61	0,49
H_2O	1,36	0,36	4,28	0,28	0,38	0,43	0,16
П.п.п.	14,69	12,68	2,42	2,89	2,61	1,03	1,09
Сумма	100,09	100,03	100,08	100,09	99,96	99,69	100,26
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
a	0,6	0,6	1,2	7,7	15,0	8,3	10,9
c	0,8	0,9	9,5	22,1	8,6	6,9	2,5
b	63,6	59,3	44,2	4,9	30,4	16,1	5,9
s	35,0	39,2	45,1	65,3	56,0	68,7	80,6
a'	—	—	—	—	—	—	15,7
f'	11,3	10,4	21,3	50,8	29,4	43,5	60,7
m'	87,2	87,1	77,5	42,1	51,3	43,5	23,6
c'	1,5	2,5	1,2	7,1	19,3	13,0	—
n	80,0	80,0	88,9	93,3	88,8	89,0	93,9

Серпентиниты в различной степени развиты на всех массивах ультраосновных пород и слагают примерно 25—35% их площади. Представляют массивные зелновато-серые или зеленые породы, обладающие местами отчетливым сланцеватым строением. Под микроскопом характеризуются петельчатой, сложнопетельчатой и спутанноволокни-

стой структурами. Состоят из серпентина, представленного хризотилом, антигоритом, реже серпофитом. В проходящем свете серпентиновые минералы почти бесцветные или окрашены в слабо-желтоватые тона, двупреломление — 0,002—0,005. Наблюдается многофазность проявления процесса серпентинизации (три фазы). Из других минералов присутствуют хлорит, тальк, карбонат, иддингсит и гидроокислы железа; рудные минералы представлены хромшпинелидом и магнетитом. Бóльшая часть серпентинитов имеет автометаморфическое происхождение.

Амфиболиты и гранатсодержащие амфибол-кварцевые сланцы слагают около 5% площади основных пород. Представляют мелко- и среднезернистые породы серого и темно-серого цвета с ясно выраженным полосчатым или сланцеватым строением. Структура амфиболитов — нематобластовая, сланцев — порфиробластовая. Минеральный состав амфиболитов — роговая обманка (70%), плагиоклаз (30%); сланцев — роговая обманка (45—50%), гранат (35—40%), кварц (5—10%) и биотит (5%).

Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 60—63); роговая обманка ($cNg = 17°$, $Ng—Np = 0{,}019$, $2V = —78°$) характеризуется сильно выраженным плеохроизмом в зеленовато-синих тонах. Гранат винно-розового цвета и по составу относится к альмандину, содержащему в виде изоморфной примеси молекулы пиропа и гроссуляра. Кварц образует ксеноморфные по отношению к роговой обманке зерна, а иногда встречается в виде пойкилитовых включений в зернах плагиоклаза (в амфиболитах). Биотит представлен редкими зернами, плеохроирующими в зеленовато-бурых тонах.

Вторичные минералы в обоих типах пород представлены эпидотом, цоизитом, хлоритом, пелитовым веществом; акцессорные минералы — магнетитом и апатитом.

Лиственитыы залегают вдоль контакта ультраосновных пород с известняками и, по-видимому, образовались в результате их контактового метаморфизма. Макроскопически представляют плотные мелкозернистые, часто брекчированные породы серого цвета, покрытые с поверхности желтовато-бурой коркой выветривания. Структура неравномернозернистая, реже брекчиевидная. Породообразующие минералы представлены брейнеритом (60—85%), кварцем (15—25%), реже кальцитом (10—15%).

Брейнерит образует мелкозернистые или плотные массы серого цвета, кальцит — зернистые агрегаты, реже поздние прожилки, секущие породу. Кварц слагает агрегаты мелких зерен, заполняя промежутки между брейнеритом и кальцитом, а иногда встречается в виде отдельных тонких прожилков. Наблюдаются также колломорфные выделения халцедона.

Вторичные минералы представлены бурыми гидроокислами железа, акцессорные — хромшпинелидом и магнетитом.

Средние химические составы метаморфических пород приведены в табл. 5.

Комплекс дайковых пород представлен диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, диорито-порфиритами, роговообманковыми и оливиновыми габбро-порфиритами, которые слагают крутопадающие дайки, секущие массивы ультраосновных и основных пород в субширотном направлении. Мощность их колеблется от 0,2 до 5 *м*, при длине 15—50 *м*, реже больше.

Средний химический состав дайковых и пегматоидных пород приведен в табл. 6.

Сопоставление морфологических особенностей перидотитовых и габбровых участков с общей формой и условиями залегания массивов ука-

Таблица 5

Химический состав метаморфических пород Присеванской зоны (вес. %)

Окислы	Серпентинит (3 ан.)	Лиственит (6 ан.)	Амфиболит (3 ан.)
SiO_2	40,48	27,73	52,66
TiO_2	—	—	0,37
Al_2O_3	1,45	1,83	17,78
Fe_2O_3	6,13	2,88	2,06
FeO	2,57	4,27	5,69
MnO	0,10	0,03	0,12
MgO	37,15	31,91	6,80
CaO	—	0,36	9,74
Na_2O	0,08	0,24	3,13
K_2O	0,06	0,06	0,39
H_2O	—	0,34	—
П.п.п	11,00	30,27	0,95
Сумма	99,02	99,98	100,22
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
a	0,2	0,7	7,6
c	0,0	0,4	8,4
b	59,5	65,4	22,8
s	40,3	33,5	61,2
a'	—	1,5	—
f'	7,3	10,5	32,2
m'	92,7	88,0	51,4
c'	0,0	—	16,4
n	50,0	80,0	92,7

зывает на то, что дифференциация магмы на ультраосновную и габбровую произошла главным образом на глубине до ее внедрения во вмещающие вулканогенно-осадочные породы. При этом следует отметить многофазный характер внедрения магмы. Лишь незначительная часть магмы подверглась дополнительной дифференциации на месте; в этом случае наблюдается постепенный переход ультраосновных пород в основные через троктолиты. Устанавливается следующая последовательность внедрения: ультраосновные породы — перидотиты со шлировыми участками дунитов и пироксенитов, связанными с перидотитами постепенными переходами; дуниты второй генерации; основные породы — различные габбро мезо- и меланократового облика, затем лейкократовые габбро более поздней генерации и, наконец, кварцевые диориты и плагиограниты. С породами ультраосновного состава связаны более поздние пегматоидные образования — пироксениты, а с основными — габбро-пегматиты, а также дайки габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиритов, диорито-порфиритов и др.

Из последовательности внедрения пород ультраосновного и основного составов намечается эволюция магмы во времени — от ультраосновной через основную к средней. Ранние фазы представлены ультраосновными породами, а более поздние — кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

Особенности химического состава. В табл. 4 приведен средний химический состав главных типов интрузивных пород Присеванского пояса.

Таблица 6

Химический состав дайковых и пегматоидных пород Присеванской зоны (вес. %)

Окислы	Пегматоидные породы		Дайковые породы			
	Пироксенит (6 ан.)	Габбро-пегматит (3 ан.)	Габбро-порфирит (4 ан.)	Диабаз (3 ан.)	Диорито-порфирит (4 ан.)	Кварцевый диорито-порфирит
SiO_2	48,59	43,80	44,78	50,47	55,27	62,15
TiO_2	0,11	0,09	1,27	0,77	0,50	0,27
Al_2O_3	5,07	21,16	13,89	17,18	20,65	13,82
Fe_2O_3	3,92	2,81	4,98	4,01	2,96	5,99
FeO	6,34	3,51	6,48	6,39	4,45	2,24
MnO	0,09	0,07	0,17	0,12	0,08	0,08
MgO	20,14	8,26	7,94	5,00	4,27	3,38
CaO	10,93	14,52	9,98	6,40	4,93	5,68
Na_2O	0,39	2,04	2,84	4,04	3,97	2,51
K_2O	0,16	0,49	0,63	1,60	2,44	1,23
H_2O	0,57	0,11	—	—	—	1,86
П.п.п.	3,62	3,62	6,50	3,43	2,50	1,57
Сумма	99,93	100,48	99,29	99,41	100,38	100,78
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому						
a	1,0	5,6	7,3	11,8	12,4	7,5
c	2,5	12,6	6,1	6,3	6,1	5,6
b	47,6	27,9	31,9	20,9	17,5	14,7
s	48,9	53,9	54,7	61,0	64,0	72,2
a'	—	—	—	—	19,7	—
f'	17,3	22,3	34,6	48,1	39,0	51,2
m'	63,4	54,1	44,3	42,6	41,3	39,3
c'	19,3	23,6	21,1	9,3	—	9,5
n	47,5	86,8	88,2	79,2	71,1	75,9

Важной особенностью пород является пониженное содержание глинозема и щелочей при явном натровом характере пород.

Интрузивный магматизм характеризуется определенной направленностью от дунитов и перидотитов через габбро к плагиогранитам, выражающейся в увеличении кремнезема и уменьшении окиси магния. Содержание двуокиси титана и глинозема увеличивается от дунитов к габбро и уменьшается в плагиогранитах; при почти постоянном содержании окислов железа, количество их несколько уменьшается в кварцевых диоритах и резко падает в плагиогранитах.

Окись кальция, увеличиваясь, достигает максимума в анортозитах и снова уменьшается в плагиогранитах. Для пород ультраосновного состава отмечаются высокие значения потери при прокаливании, характеризующие степень их серпентинизации. В целом интрузивные породы Присеванского пояса и их метаморфические разности (см. табл. 5) выявляют большое сходство со средними составами соответствующих пород, по Дэли.

В табл. 6 приведены средние химические составы пегматоидных и дайковых пород описываемого пояса. По петрохимическим признакам эти породы сходны с соответствующими интрузивными породами, что свидетельствует об их генетическом родстве. В отличие от их интрузивных аналогов они отличаются несколько повышенной кислотностью и щелоч-

ностью, при этом натриевый характер пород в них также сохраняется.

Ниже, на основании около 80 спектральных анализов, приводятся данные по некоторым элементам, содержащимся в главных интрузивных породах Присеванского пояса. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН Армянской ССР методом приближенного количественного спектрального анализа. Чувствительность анализа составляет для меди — 0,0001%, для марганца, ванадия, хрома, стронция, лития и галлия — 0,0003%, для титана, никеля, кобальта и скандия — 0,001%, для сурьмы — 0,003%, для мышьяка — 0,01%.

Для ультраосновных пород наиболее характерными являются хром, никель и кобальт. Часть хрома входит в состав акцессорного хромшпинелида, а часть никеля — в состав акцессорного пентландита и миллерита; остальная часть этих элементов и весь кобальт находятся в изоморфной смеси в оливинах и пироксенах. Содержания хрома, никеля и кобальта наиболее высокие в дунитах и несколько ниже в перидотитах. В целом содержания хрома выше, чем среднее его содержание в ультраосновных типах пород по А. П. Виноградову (1962), а количество никеля и кобальта соответствует среднему их содержанию в этих типах пород. Остальные элементы менее характерны для ультраосновных пород, но среди них наблюдается некоторое повышение их содержания по сравнению с кларковыми содержаниями по А. П. Виноградову. Так, содержания ванадия, меди, лития, скандия, бора, бария, галлия и стронция значительно превышают кларковые. С другой стороны, содержания таких элементов, как мышьяк и сурьма, в дунитах Мумухан-Красарского массива примерно в тысячу раз превышают кларковые, что связано с наложенными послемагматическими процессами.

В основных породах характерными являются хром, никель, кобальт, а также титан, марганец и ванадий. Содержания хрома, никеля и кобальта превышают кларковые, марганца и ванадия — примерно соответствуют кларковым, а титана значительно ниже кларкового. Другие элементы — скандий, литий и бор — содержатся в количествах выше кларковых, а цирконий, цинк и стронций — ниже кларковых.

В средних и кислых породах содержание таких элементов, как хром, кобальт, никель и ванадий, выше кларкового. Содержания галлия и бора примерно равны кларковым, а меди, цинка, циркония, стронция, скандия и лития — ниже кларковых.

В заключение следует отметить, что повышенные содержания хрома, никеля и кобальта в основных, средних и кислых типах пород Присеванской зоны указывают на их, вероятно, общий с ультраосновными породами магматический очаг.

Интрузивы бассейна р. Веди

В бассейне среднего и верхнего течения р. Веди со времени работ К. Н. Паффенгольца (1941) в составе магматических образований верхнего мела известны единичные мелкие штокообразные выходы ультраосновных змеевиковых пород, возраст которых им определялся как третичный. Здесь же под названием «интрузивных базальтов» были выделены силловые залежи, занимающие поле более 60 $км^2$ и отнесенные к турону. Дальнейшими исследованиями А. Т. Асланяна (1957), В. Л. Егояна (1955), Р. А. Аракеляна, В. Т. Акопяна, М. А. Сатиана и других, А. Т. Вегуни, К. А. Мкртчяна выявлены многочисленные новые выходы габбро и ультраосновных пород, общее количество которых в настоящее время превышает 100. Магматические образования, подчиненные верхнемеловой толще, В. Л. Егояном включены в состав «эффузивной хосровской толщи», возраст которой определялся интер-

валом времени поздний турон — ранний коньяк. Эта точка зрения впоследствии укоренилась в геологической литературе с некоторыми вариациями по определению возраста толщи. Последними детальными работами К. А. Мкртчяна в бассейне среднего и верхнего течения р. Веди установлены два разновозрастных комплекса магматических образований в составе верхнего мела и показана не эффузивная, а в преобладающих случаях метасоматическая природа туфоподобных и порфиритовых пород обоих комплексов.

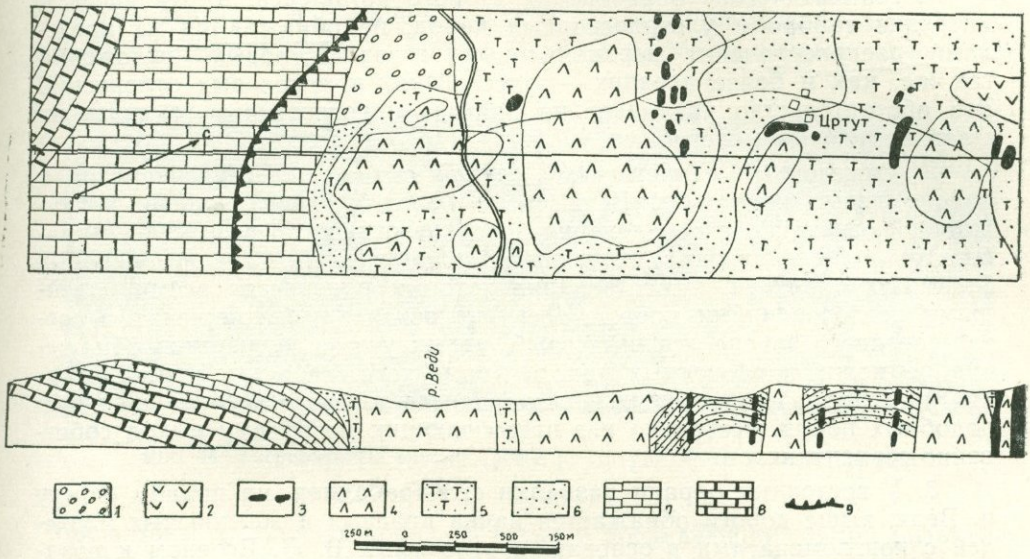


Рис. 43. Геологическая карта и разрез нижнего течения р. Цртут (составил К. А. Мкртчян)
1 — аллювий, делювий; *2* — плиоценовые (?) андезиты; *3* — габбро и серпентиниты; *4* — хосровиты; *5* — хосровитизированные осадочные отложения турона — коньяка; *6* — терригенные отложения коньяка; *7* — органогенные известняки турона; *8* — битуминозные известняки нижней (?) перми; *9* — линия флексурного изгиба магматогенной депрессии (проседания)

Возраст первого комплекса, в составе которого принимают участие различные порфириты и туфоподобные породы андезито-базальтового состава, кварцевые порфиры, габбро, гранодиориты и другие породы, определяется как нижний коньяк на основании нахождения галек указанных пород в составе базальных конгломератов верхнего коньяка. Предположительно к первому комплексу относятся два относительно крупных выхода ультраосновных пород (дуниты, перидотиты) в среднем течении р. Цртут правого притока р. Веди площадью 0,7—0,8 *км*^{2} и дайкообразное тело мощностью до 150—200 *м*, прослеживающееся от северных окраин развалин с. Дашнов в северо-западном направлении свыше 3 *км*, по направлению на соединение с Цртутской интрузией. Последняя прорывается мелкими штокообразными телами аплитовидных гранитов (рис. 43).

Магматические образования второго комплекса имеют более широкое площадное распространение и прорывают отложения от верхнего коньяка до верхнего сенона включительно.

Выделение второго возрастного комплекса магматических образований верхнего мела на Малом Кавказе впервые в бассейне р. Веди имеет принципиальное значение для восстановления истории развития позднемелового магматизма. В период, когда магматические образования верхнего мела бассейна р. Веди объединялись в эффузивную хосровскую толщу, те исследователи, которые признавали позднемело-

вой возраст развитых здесь основных и ультраосновных интрузий, естественно, допускали взаимосвязанность обоих типов магматизма и объединяли их в один комплекс доверхнеконьякского возраста.

Наличие второго комплекса магматических образований в настоящее время не вызывает сомнений в связи с обнаружением многочисленных тел, прорывающих отложения моложе верхнего коньяка. Верхняя возрастная граница магматических образований второго комплекса устанавливается на основании следующих данных.

1. Магматические образования второго комплекса, в том числе и интрузии габбро и ультраосновных пород, не обнажаются за пределами распространения верхнемеловых и палеогеновых отложений так же, как и более древних — палеозойских и триасовых отложений. Это обстоятельство указывает на прямую парагенетическую связь их с верхнемеловыми прогибами.

2. Отмеченный единственный случай обнажения серпентинитов в районе левых истоков р. Веди среди пород среднего эоцена, послуживший основой для определения доверхнеэоценового возраста ультрабазитов района, связан с обширным полем развития среднеэоценовых береговых оползней, существование которых признается всеми новейшими исследованиями прежде всего на основании нахождения в составе среднего эоцена крупных глыб, целых утесов и участков обнажения пермских карбонатных пород. Кроме того, небольшой выход серпентинита обнажается среди пород среднего эоцена в ассоциации туфоподобных пород, несколько раз превышающих по объему выход собственно серпентинитов.

3. У восточных окраин развалин с. Карабахлар, на правом берегу р. Веди, выше дороги обнажается пачка красных и желтоватых мергелей с конгломератами в основании, относимых В. Л. Егояном к позднему коньяку — сантону. Эти отложения прорываются пластообразной залежью мандельштейновых порфиритов, красновато-бурая окраска известняков надкровельной части которой контролируется палеотрещиноватостью и представляет результат экзоконтактовых изменений.

4. Над размытой поверхностью основных и ультраосновных пород, известных под названием Дашлинской интрузии, по данным А. Т. Вегуни, сохранился останец терригенных отложений с базальным конгломератом в основании, относимых к данию — палеоцену. В составе галек изобилуют породы Дашлинской интрузии.

В составе магматических образований второго комплекса в бассейне среднего и верхнего течений р. Веди К. А. Мкртчяном выделены 24 тела, названные «хосровитовыми трубками». Контуры их в плане строго очерчены и, как правило, они слагают изометрические и округленно-овальные тела диаметром от 50—100 *м* до 1,5 *км*. В разрезе контакты их крутые, близвертикальные. В редких случаях отмечается частичное отклонение от этого правила иногда в сторону лакколитообразного расширения тел или сближения контактов в апикальной части в виде купола (рис. 44).

Суммарная площадь выявленных трубок превышает 7,2 *км*^{2}. Количество их, естественно, не ограничивается приведенной выше цифрой и дальнейшими исследованиями, таковые дополнительно могут быть выявлены в бассейне среднего и верхнего течений р. Веди, а также в районе южных склонов горы Ерах и, по-видимому, в составе верхнемеловых магматогенных образований Чатминского прогиба, под покровами палеогеновых отложений, где глубокими скважинами вскрыты аналоги магматических пород бассейна р. Веди, в том числе штокообразные интрузии габбро и ультраосновных пород.

Характерной особенностью хосровитовых трубок является их проседание, в результате чего формируются своеобразные центриклинальные структуры; а известная комбинация нескольких или двух близко расположенных аналогичных структур приводит к образованию куполовидных, а иногда и линейно вытянутых остаточных антиклинальных структур.

В других случаях эффект проседания накладывается на первоначальные падения вмещающих отложений, вследствие чего появляются осложнения структур, обычно в виде крутых флексур.

Флексурное строение бортовых участков центриклинальных или других структур проседания, вообще, является весьма характерной их особенностью. Вдоль них часто развиваются также разрывные наруше-



Рис. 44. Хосровитовые трубки (устье р. Цртут). Фото К. А. Мкртчяна

ния и зоны дробленых пород, которые в последующие стадии развития магматизма обычно служат каналами внедрения габбровых и ультраосновных интрузий.

Большинство пород из хосровитовых трубок под микроскопом обнаруживают брекчиевидный облик, с развитой сетью трещинок, заполненных обычно тем же материалом. В местах разрастания трещинок отдельные участки породы, обособляясь, приобретают вид отдельных обломков преимущественно с остроугольными и прямолинейными контурами. Трещинки часто бывают выполнены также цеолитами и кальцитом, а в подчиненном количестве — хлоритом.

Среди текстурных особенностей пород весьма интересным является часто наблюдаемая реликтовая слоистость, обнаруживаемая субпараллельным расположением вещества породы; иногда встречаются слабо измененные участки с полной сохранностью слоистости и алевролитового состава исходной породы. В других случаях реликтовые текстурные особенности полностью исчезают вследствие полного метасоматического преобразования породы. Новообразованная масса пород, слагающих хосровитовые трубки, как правило, аморфна, изотропна, в проходящем свете бурая, участками обнаруживает волокнистую структуру, весьма напоминающую структуру серпентинитов. Показатель преломления намного выше показателя преломления канадского бальзама. При очень больших увеличениях в составе аморфного вещества наблюдается слабая поляризация отдельными волокнами.

Волокнистая масса в случаях сохранности реликтовой слоистости развивается, подчиняясь особенностям последней. Среди этой массы местами в виде островков сохраняются участки слабо переработанных алевролитовых пород, в которых иногда обнаруживается микрофауна. Среди новообразованной массы содержатся редкие, неравно-

мерно рассеянные частицы полевых шпатов, пироксена, чешуйки хлорита, эпидот и зернышки магнетита.

Результаты химических анализов четырех проб из хосровитовых трубок бассейна верхнего течения р. Веди показывают, что химический состав их непостоянен (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав пород хосровитовых трубок (вес. %)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
1	57,80	0,90	12,40	4,72	2,76	2,70	5,75	3,80	0,71	Следы	8,00
2	58,05	0,68	11,24	4,37	1,98	3,13	6,54	3,75	1,35	Следы	7,67
3	59,80	0,77	12,12	4,30	2,76	2,21	5,39	4,10	0,95	0,23	–
4	57,80	0,77	12,97	4,30	2,76	2,42	6,00	4,00	1,30	0,13	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*φ*	*t*	*Q*	*a:c*
9,9	3,9	15,4	70,8	45,7	31,1	22,6	89,7	1,1	27,3	17,9	2,5
10,6	2,6	17,2	69,6	33,7	32,5	33,7	81,0	0,8	22,5	15,4	4,1
10,9	3,0	14,5	71,6	45,7	27,8	26,3	86,8	0,1	26,8	18,4	3,6
11,4	3,4	15,3	69,9	43,4	28,3	28,3	82,3	1,0	25,5	13,6	3,3

Количество проанализированных образцов, конечно, далеко недостаточно для окончательных выводов о химической природе пород, но, уже основываясь на них и сопоставляя их с данными микроскопических исследований, можно прийти к заключению, что чем глубже развит процесс метасоматического преобразования породы и чем обильнее новообразованная масса, тем порода богаче щелочами и соответственно слабее пересыщена кремнеземом.

Следующими представителями второго комплекса пород верхнемелового магматизма бассейна р. Веди являются интрузии из группы габбро, в составе которых установлены габбро-порфириты, габбро-диабазы, габбро, анортозиты. Слагают они обычно мелкие тела размерами в поперечнике от 10—20 до 200—300 *м*.

Как правило, пространственно и во времени габбровые интрузии тяготеют к хосровитовым трубкам, обычно располагаясь в проницаемых зонах верхнего колена флексур центриклиналей проседания. Во времени они непосредственно следуют формированию хосровитовых трубок и предшествуют интрузиям ультраосновного состава. В одном случае констатировано наложение метасоматических габбро (в отдельных частях анортозитов) на тело хосровитовой трубки в 1 *км* к северу от развалин с. Азизкенд. Хосровитовые и габбровые породы, в свою очередь, здесь прорываются мелкими телами аляскитовых гранитов площадью в несколько квадратных метров.

Габбро-порфириты характеризуются порфировой структурой и микропризматически-зернистой, участками — микропойкилитовой структурой основной массы.

Для габбро-диабазов характерна габбро-офитовая, реже пойкилоофитовая, структура. Типично габбровый тип структуры встречается главным образом в габбро. Иногда структура участками приближается

к кристаллобластической вследствие заметного развития амфиболизации пироксена (породы, приближающиеся к габбро-амфиболитам).

В минеральном составе пород участвуют основные плагиоклазы, обычно из ряда лабрадора — моноклинный пироксен — амфибол. Очень редко встречаются кристаллы оливина. Из акцессорных минералов часто встречаются ильменит, апатит и магнетит. В некоторых образцах значительное развитие имеют цеолиты.

Результаты химических анализов четырех проб из пород габбровой группы (табл. 8) показывают, что породы в общем соответствуют габбровому ряду. Несколько отклоняется от них габбро анализа 3, слабо пересыщенный кремнеземом.

Таблица 8

Химический состав пород габбровой группы бассейна р. Веди (вес. %)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
1	49,02	1,25	15,72	2,80	5,39	8,04	9,45	3,65	0,64	0,23	3,19
2	44,70	1,03	19,12	4,05	3,19	5,33	11,0	3,90	0,39	Следы	7,34
3	52,72	0,31	18,04	1,21	3,41	5,46	11,0	4,00	0,29	Следы	2,88
4	45,98	0,25	15,45	1,39	2,98	9,55	17,25	1,60	0,18	Следы	4,94

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a:c*
1	9,0	6,1	26,8	58,2	28,0	51,2	20,6	90,8	1,8	8,0	7,8	1,4
2	10,3	9,8	22,4	57,5	31,8	44,7	23,4	94,0	1,7	17,0	15,4	1,0
3	10,1	3,1	21,0	65,8	21,7	48,0	55,1	95,6	0,4	5,0	8,3	3,3
4	3,9	8,6	33,7	53,8	12,3	49,8	38,3	93,0	0,3	3,7	8,8	0,4

Среди пород второго комплекса позднемелового магматизма преобладают выходы ультраосновных интрузивов, представленных главным образом перидотитами, пироксенитами и серпентинизированными их разновидностями — змеевиками. В настоящее время в бассейне верхнего течения р. Веди насчитывается свыше 100 обособленных мелких штокообразных тел ультраосновных интрузий площадью от нескольких квадратных метров обычно до первых десятков и сотен квадратных метров.

Большинство мелких тел ультраосновных интрузий пространственно связаны с проницаемыми зонами верхних колен флексур центриклиналей проседания хосровитовых трубок. Четкообразно расположенные тела их дугообразно, иногда кольцеобразно окаймляют хосровитовые трубки, располагаясь в ближайшем экзоконтактовом ореоле, обычно на расстоянии от 10 до 100—150 *м*.

В большинстве случаев ультраосновные породы в той или иной степени, а иногда и полностью серпентинизированы. Среди слабосерпентинизированных разностей установлены перидотиты, характеризующиеся под микроскопом петельчатой, местами аллотриоморфной структурой. Основные минералы — оливин, обычно интенсивно серпентинизированный, ромбический пироксен в виде бесцветных, аллотриоморфных, а также призматических кристаллов, моноклинный пироксен (авгит). Пироксены, как правило, подвергнуты серпентинизации в мень-

шей степени. В породах редко встречаются единичными зернами соссюритизированные кристаллы плагиоклаза.

Среди ультраосновных интрузий установлены также пироксениты, под микроскопом характеризующиеся панидиоморфнозернистой структурой. В минеральном составе принимают участие диаллаг, моноклинный пироксен, близкий к диопсиду, и ромбический пироксен с резким плеохроизмом и сравнительно высоким двупреломлением. Наблюдается незначительная амфиболизация пироксена. Преобладающее большинство выходов ультраосновных интрузий в петрографическом и петрохимическом отношении практически не изучены.

По данным анализов трех образцов из ультраосновных интрузий (табл. 9), они характеризуются как голомеланократовые породы, не насыщенные кремнеземом и бедные щелочами. Следует отметить, что анализ одного образца, взятого не из коренного залегания, характеризовался резко повышенным содержанием щелочей (сумма 3,1%), что наряду с другими данными говорит о возможном наличии в районе ультраосновных щелочных пород.

Таблица 9

Химический состав ультраосновных пород бассейна р. Веди (вес. %)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
1	38,70	Следы	2,33	5,86	2,76	35,74	1,36	0,1	0,1	2,38	12,90
2	39,40	Следы	1,17	5,50	2,34	34,80	1,60	0,05	0,03	0,23	13,72
3	32,40	Следы	0,52	5,57	1,56	30,13	11,23	0,1	0,03	0,13	18,37

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a:c*
1	0,4	1,2	59,9	38,5	11,0	88,4	0,4	66,6	—	7,2	25,0	0,3
2	0,1	0,6	59,5	39,8	10,2	87,9	1,7	100	—	6,9	21,2	0,2
3	0,3	0,2	65,5	34,0	9,1	71,8	19,1	100	—	7,1	31,6	

ИНТРУЗИВЫ КАЙНОЗОЯ

Эта наиболее обширная группа интрузивных пород, развитых в Сомхето-Карабахской, Присеванской, Мисхано-Зангезурской, Ереван-Ордубадской и Кафанской тектонических зонах, выражена гранитоидами и подчиненными им более основными фациями пород, принадлежащих к абиссальным и частично гипабиссальным образованиям (см. рис. 39).

Главным морфологическим типом описываемых интрузий являются штоки, мощные трещинные и пластовые залежи, дайки и др. Важнейшей текстурной особенностью их является равномерная, довольно однородная зернистость пород. Приурочены они к антиклинальным и синклинальным структурам, причем наиболее крупные интрузивы тяготеют к положительным структурам.

Ниже приводится краткое описание интрузий по отдельным выходам пород.

Лалвар-Степанаванская группа интрузивов

Эта группа интрузивов объединяет Лалварский и Урутский интрузивы, небольшие интрузивные тела в районе селений Мгарт, Когес, Ягдан и интрузивы западной части Бзовдальского хребта. Все они прорывают среднеэоценовые отложения. Среди них сравнительно большим выходом является Лалварский интрузив, расположенный к востоку от горы Лалвар. По данным С. И. Баласаняна (1957_3, 1961_1), интрузив представлен плагиогранодиорит-порфирами, в состав которых входят плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном и др. По данным О. С. Степаняна (1960), интрузив имеет пластообразную форму, вытянут в северо-западном направлении с падением на северо-восток под крутыми углами. В интрузиве часто отмечаются ксенолиты вулканогенных пород, наблюдаются резкие пирогенные контакты с порфиритами и нуммулитовыми известняками среднего эоцена.

В табл. 10 приведен химический состав пород Лалварской интрузии по данным О. С. Степаняна (пробы 1—20).

Таблица 10

Химический состав пород Лалвар-Степанаванской группы интрузивов (вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	H_2O	П.п.п.	Сумма
1—20	72,76	0,20	15,10	1,62	0,90	0,95	0,69	—	0,92	5,48	0,51	0,77	99,90
8	77,06	0,10	9,98	2,16	0,29	1,84	0,5	0,02	5,4	1,88	—	0,52	99,83
2—2	70,03	0,38	13,5	4,70	1,46	1,43	1,60	0,05	4,0	2,02	0,08	1,04	100,29
9	76,00	0,44	10,43	4,91	0,28	1,84	0,19	0,01	4,01	2,0	0,03	0,48	100,62
1—9	75,65	0,32	8,82	2,64	0,86	1,79	1,44	Следы	4,54	3,15	0,18	0,58	99,97
1—10	68,34	0,55	15,1	2,01	4,25	3,36	1,97	0,08	2,10	1,44	0,32	0,64	100,29
11	65,18	0,79	14,37	2,25	3,11	3,12	2,12	0,15	2,03	3,94	0,72	1,73	99,72
12	64,12	0,90	14,53	1,85	4,77	2,86	1,46	0,11	3,42	3,98	0,14	1,76	100,18
10	41,80	0,65	18,64	4,91	10,66	12,84	6,76	0,15	0,14	0,68	0,27	2,75	100,25

Другой, относительно крупный, выход интрузивных пород обнажается близ с. Урут. Интрузив вытянут в меридиональном направлении и имеет длину примерно 3 *км* при ширине 600 *м*. По данным О. С. Степаняна (1950), периферическая часть интрузива представлена породами аплитового состава, а средняя — крупнозернистой породой серовато-розового цвета с выделениями роговой обманки. Структура породы кристаллическая, зернистая. Минеральный состав: полевой шпат, кварц, амфибол, биотит, эпидот, а также мелкие кристаллы сфена и апатита. Полевой шпат представлен олигоклазом и ортоклазом. В периферической части интрузива отмечены ортоклаз, кварц, небольшое количество плагиоклаза (альбит), биотита, серицита и рудного минерала. Исходя из результатов химических анализов (табл. 10, пробы 8, 9, 2—2), О. С. Степанян считал возможным отнести их к гранитам. И. В. Баркапов (1936) относит эти породы к кварцевым диоритам, хотя содержание кремнезема в них сравнительно высокое.

Самым характерным акцессорным минералом пород Урутской интрузии является сфен, образующий идиоморфные кристаллы, далее встречаются апатит, циркон, анатаз, рутил, а также сульфиды свинца, меди и др. Среди характерных элементов-примесей отмечены Cr, V, Cu, Pb, Sr, Ba, Be, Ca, Zr, Y, Vb, Za, Ce.

Вокруг Урутской интрузии наблюдается гидротермальное изменение пород, выраженное окварцеванием, пиритизацией и эпидотизацией.

Интрузивные породы между селениями Когес и Ягдан представлены аплитовидными гранитами, которые, по О. С. Степаняну (1950), состоят из микропегматитовых сростков, небольшого количества кварца, биотита и мусковита. Выходы интрузий на участках селений Мгарт, Когес и Ягдан по составу соответствуют кварцевым диоритам. Химический состав интрузивных пород из ущелья Ягдан, по О. С. Степаняну, приведен в табл. 10 (пробы 1—9, 1—10). По его же данным, в западной части Бзовдальского хребта имеются пластообразные интрузии, представленные серыми порфировидными гранодиоритами, периферическая часть которых состоит из гранодиорит-порфиров. На северном склоне Аглаганского хребта в одном небольшом выходе установлен пегматит, состоящий из ортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки и эпидота. Химический состав интрузивных пород Чибухлинского хребта, по данным И. В. Барканова (1936), приведен в табл. 10 (пробы 11, 12). Породы по своему составу близки к среднему составу плагиоклазовых гранитов и граносиенитов.

По данным О. С. Степаняна (1950), вдоль долины р. Желтой, на контакте с эоценовыми порфиритами, в широтном направлении прослежены породы типа габбро-пироксенитов, по форме залегания похожие на дайки мощностью от 10 до 50 *м*. Химический состав этих пород, по данным В. Г. Грушевого (1941_2), приведен в табл. 10 (проба 10).

Для Лалвар-Степанаванской группы интрузивов характерно расположение их вдоль линий тектонических нарушений. Выходы интрузивов сопровождаются ореолом измененных, окварцованных и местами пиритизированных пород, с которыми связано полиметаллическое, медное и медно-золоторудное оруденение.

Памбак-Базумская группа интрузивов

Интрузивы этой группы приурочены к Присеванской тектонической зоне и обнажаются на Памбакском и Базумском хребтах (рис. 45). Основная масса тел пространственно расположена в центральной части Памбакского хребта. Интрузивы образуют штоко- и дайкообразные тела, вытянутые вдоль складчатых и разрывных структур. Петрография пород изучалась В. Н. Котляром (1941, 1958), Г. П. Багдасаряном (1950_2, 1955), С. И. Баласаняном (1953, 1957_2) и др. Геохимическим особенностям щелочных пород посвящены работы Г. Е. Кочиняна, Б. М. Меликсетяна и Р. Г. Геворкяна.

Интрузивы размещены в мощной вулканогенной толще эоцена, сложенной основными, кислыми и щелочными эффузивами. Возраст интрузивов почти всеми исследователями ранее определялся как верхнеэоценовый. Однако полученные О. А. Саркисяном (1959_2) новые стратиграфические данные позволили ему уточнить возрастной предел гранитоидов и отнести их к предпозднеэоценовому времени на том основании, что в районе с. Гамзачиман Геджалинский гранитоидный массив, прорывающий среднеэоценовые отложения, перекрывается вулканогенным верхним эоценом.

Исследования О. А. Саркисяна подтвердили также данные В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна и С. И. Баласаняна о позднеэоценовом возрасте щелочных интрузивов Памбакского и Базумского хребтов. Верхняя возрастная граница щелочных пород установлена О. А. Саркисяном как доолигоценовая по наличию их галек в базальных слоях дилижанской углесланценосной свиты, возраст которой на основании палеонтологических и регионально-геологических данных определяется как олигоценовый (Габриелян, Тахтаджян, Саркисян, 1958). Кроме того, по его же данным, Бундукский щелочной интрузив Базум-

ского хребта ингрессивно перекрывается отложениями дилижанской свиты. В составе галек из этой свиты обнаружены почти все разновидности щелочных пород Бундукского интрузива, которые в свое время С. И. Баласаняном были выделены при изучении интрузивных пород Базумского хребта. Любопытно, что среди интрузивных галек базальных слоев дилижанской свиты встречены щелочные сиениты с буты-

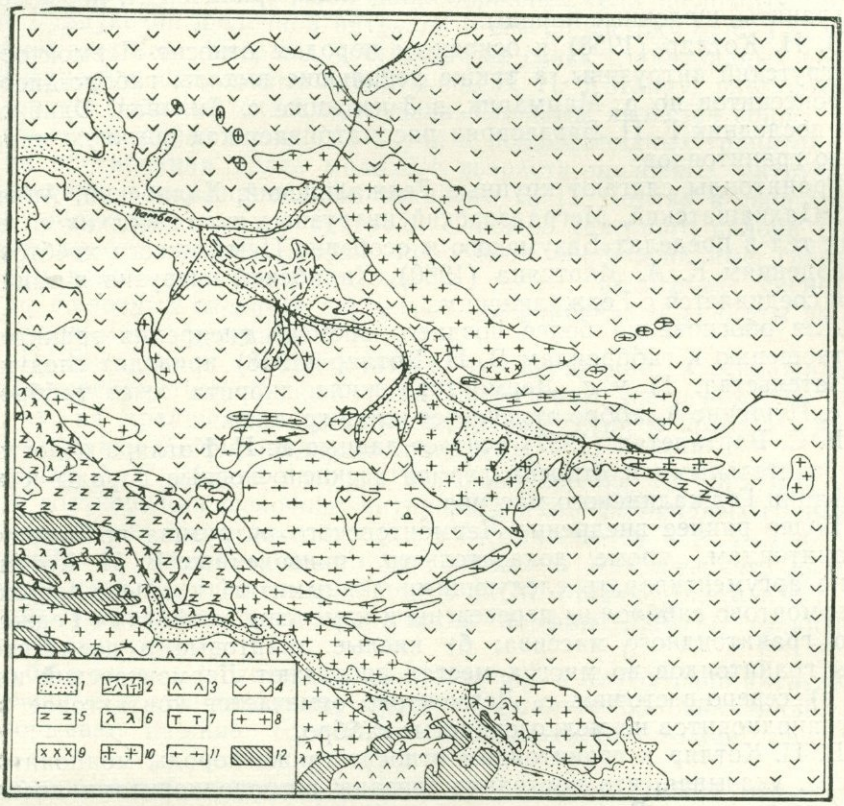


Рис. 45. Памбак-Базумская группа интрузивов (составил С. И. Баласанян по данным В. Н. Котляра и личным материалам Г. П. Багдасаряна)

1 — четвертичные наносы; *2* — четвертичные андезиты; *3* — миоплиоценовые лавы; *4* — эоценовые вулканогенные породы; *5* — меловые осадочные отложения; *6* — палеозойские метаморфические и вулканогенные породы; *7* — габброиды; *8* — гранитоиды; *9* — кварцевые монцониты; *10* — порфировидные граниты и гранодиориты; *11* — щелочные породы; *12* — палеозойские интрузивные породы

лочно-зеленой роговой обманкой, весьма сходной с описанным С. И. Баласаняном (1953) одноосным амфиболом.

Г. М. Акопяном (1963) и К. А. Мкртчяном (1961) в районе горы Гарнасар выявлен новый выход щелочных сиенитов. Нижняя граница их возраста определяется как послеверхний эоцен.

Таким образом, по геологическим данным интрузивы Памбак-Базумской группы по времени формирования размещаются в интервале между средним эоценом и олигоценом, причем устанавливается значительный перерыв между внедрениями гранитоидов и щелочных пород. Это подтверждается тем, что Бундукский интрузив прорывает базальные конгломераты верхнего эоцена, содержащие гальки гранитоидов Базумского хребта.

По радиологическим определениям абсолютного возраста калий-аргоновым методом Лермонтовский интрузив имеет возраст 42,5 млн. лет, Геджалинский 41—43 млн. лет, Атарбекянский 39—42 млн. лет, Голо-

винский 40 млн. лет, Агавнадзорский 36—43 млн. лет, Меградзорский 35—40 млн. лет, Гамзачиманский 35—41 млн. лет, Тежсарский 37—41 млн. лет (Багдасарян, 1966).

Взаимоотношение интрузивных пород с вмещающими отложениями и тектоническими элементами позволяет наметить следующую последовательность их образования: габброиды, гранитоиды, порфировидные граниты, щелочные породы.

В. Н. Котляр (1958) к основным породам относит Лермонтовский и Мегрутский интрузивы, а также небольшие выходы габбро-диоритов и пироксенитов по р. Мармарик, в 3 *км* ниже с. Анкаван. Однако выходы последних Г. П. Багдасарян рассматривает как обычную краевую фацию гранитоидов.

Гранитоиды слагают крупные Геджалинский, Халабский, Анкаванский, Цахкашатский, Меградзорский интрузивы и ряд мелких сателлитовых тел в пределах Базумского и особенно Памбакского хребтов. По наблюдениям К. А. Мкртчяна (1960), Халабский интрузив в западной части соединяется с Геджалинским.

Для обоснования более позднего времени внедрения гранитоидов по отношению к габброидам В. Н. Котляр (1958) приводит следующие доказательства: 1) у с. Лермонтово жила диорита сечет габброиды, 2) у с. Пушкино в габбро отмечается жила гранита.

Б. С. Вартапетян (1957) считает данные В. Н. Котляра недостаточно убедительными и относит 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 пересечены и изменены апофизами Геджалинского гранитоидного массива; б) кислые аплитовые и пегматитовые жилы гранитоидов во многих местах прорезают Лермонтовский интрузив; в) северо-восточнее с. Лермонтово отмечается контактовое 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 разностями гранитоидных пород взаимопереходами. Однако в 1,8 *км* к северо-западу от с. Гамзачиман обнажается небольшой выход кварцевых монцонитов, образовавшихся несколько позже гранитоидов.

Порфировидные 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 Фиолетовский разлом нарушает Геджалинский массив и в восточной части вдоль него интрудировано дайкообразное тело порфировидных гранитов.

Щелочные породы впервые выявлены и довольно детально описаны В. Н. Котляром (1945). Они образуют наиболее крупный Тежсарский массив и более мелкие сателлитовые тела, расположенные в ядре Памбакской синклинали. В пределах Базумского хребта щелочные породы образуют три отличающихся по своим размерам интрузива. Первый из них — Бундукский, наиболее крупный, обнажающийся к северо-востоку от с. Гамзачиман; второй — Блданский, располагающийся в бассейне одноименной реки, и третий — Лермонтовский (по данным С. И. Баласаняна), находящийся в 2,5 *км* к востоку от с. Лермонтово. Все они приурочены к разрывным нарушениям. Как было отмечено, на Базумском

хребте в районе горы Гарнасар выявлен также новый выход щелочных пород.

Более молодой возраст щелочных пород по отношению к гранитоидам доказывается следующими данными: а) Лермонтовский разрыв сечет Геджалинский гранитоидный массив, а в восточной части вдоль него внедрились два небольших дайкообразных тела щелочных сиенитов; б) Бундукский щелочной интрузив к северо-востоку от с. Гамзачиман прорывает конгломераты, состоящие из галек гранитоидных пород; в) нефелиновые и щелочные сиениты, по В. Н. Котляру, рвут кварцевые диориты Цахкашатского интрузива. Спорным является вопрос возрастного соотношения щелочных пород и порфировидных гранитов.

Для обоснования более молодого возраста щелочных интрузивов по отношению к порфировидным гранитам В. Н. Котляр в свое время привел следующие доводы: а) среди сиенитов северного склона Памбакского хребта, дайки которых прорезают порфировидные граниты Гамзачиманского массива, встречены жилы щелочных сиенитов; б) жилы щелочных сиенитов прорезают порфировидные граниты по дороге Гамзачиман—Архашен.

Г. П. Багдасарян также считает, что внедрение порфировидных гранитов предшествовало щелочным интрузивам на основании того факта, что на Архашенском участке щелочные сиениты образуют пирогенный контакт с порфировидными гранитами.

Однако А. Г. Мадян впервые высказал мнение об обратном возрастном соотношении щелочных интрузивов и порфировидных гранитов, что впоследствии было доказано Б. М. Меликсетяном и Р. Г. Геворкяном (1963). В районе «Лисьего питомника» и Архашенского выхода кольцевой интрузии щелочных сиенитов Б. М. Меликсетяном и Р. Г. Геворкяном установлен факт прорывания порфировидными гранитами щелочных сиенитов.

Габброидами сложены Лермонтовский и Мегрутский интрузивы, приуроченные к юго-западному крылу Геджалинской синклинали, где они прорывают нижние горизонты вулканогенной толщи среднего эоцена.

Лермонтовский интрузив, по С. И. Баласаняну (1955_1), имеет концентрическое строение, причем ближе к центру наибольшей полосой располагаются шаровые габбро, по периферии — мелкозернистые, а между ними — крупнозернистые габбро-пироксениты, пользующиеся небольшим распространением. Шаровые габбро прорывают габбро-пироксениты, а обе разновидности пересечены жилой мелкозернистых габбро. Это обстоятельство позволило В. Н. Котляру предполагать, что в связи с имевшимися неоднократными тектоническими подвижками, вторжение основной магмы было пульсирующим. В интрузиве некоторое развитие получают полосатые габбро и анортозиты; первые приурочены к периферии, а вторые — к осевой полосе. Вследствие плохой обнаженности возрастное соотношение анортозитов с остальными типами основных пород неопределенно.

Габбро-пироксениты, сменяющиеся постепенно пироксенитами и оливиновыми габбро, представляют собой крупнозернистые темно-зеленоватые породы, в их составе присутствуют: оливин, ромбический и моноклинный пироксен, плагиоклаз (№ 85—94), роговая обманка, реже биотит; акцессорные — магнетит и сфен; вторичные — хлорит, серпентин, пренит, карбонат, эпидот, цоизит, серицит.

Мелкозернистые габбро — равномернозернистые, габбровой, реже офитовой, структуры породы, состоящие из плагиоклаза (№ 60—68), авгита, энстатита, обыкновенной 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 размером от 1,5 до 20 *см* имеют радиально-лучистое строение и состоят из темного ядра и двух разноцветных концентрических зон (темной и серой). 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.

Минеральный состав овоидов — плагиоклаз (№ 74), авгит, роговая обманка, биотит и магнетит. Резко преобладают плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз образует удлиненные, линзообразные кристаллы, имеющие радиальнолучистое расположение. Цветные минералы также характеризуются радиальной ориентировкой. Цемент шаровых габбро представляет собой мелкозернистую габбровой структуры меланократовую массу, состоящую из тех же минералов, но роговая обманка и биотит иногда отсутствуют, а плагиоклаз обладает меньшей основностью (№ 63—66).

Мегрутский интрузив представлен небольшим штокообразным телом, расположен в 4 *км* к северо-востоку от одноименного селения и сложен крупнозернистыми габбро с выделениями призматических кристаллов плагиоклаза, достигающих 1 *см* в длину. С центра к периферии интрузива порода постепенно переходит в мелкозернистые разновидности. Структура отчетливо выраженная порфировидная с габбровой, реже офитовой, структурой основной массы. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 63—65), авгит, роговая обманка, магнетит, сфен, реже биотит. У непосредственного контакта Геджалинского массива появляется также кварц, а главная часть пироксена замещена роговой обманкой. Амфиболизация и биотитизация основных пород, несомненно, вызваны внедрением гранитоидов.

Гранитоиды занимают наибольшую площадь. Наиболее крупным массивом является Геджалинский (Базумский). Контакты его с прорываемыми вулканогенными отложениями эоцена резкие и крутые. В южном контакте массив имеет апофизы в боковых эффузивных породах, а в юго-западной контактовой части широкую зону эруптивных брекчий и небулитов, прослеживающуюся на протяжении 4 *км*. Здесь кислая магма инъецирована по многочисленным трещинам вулканогенных пород, образуя густую сеть различных по величине и ориентировке жилок. В эруптивной брекчии остроугольные ороговикованные обломки вулканогенных пород эоцена рассеяны в инъецированной массе. В сторону массива наблюдается сгущение жилок, увеличение количества инъецированной массы и округление обломков до перехода в небулиты. Округленные магмой обломки вулканогенных пород расплываются в темные пятна среди преобладающей интрузивной массы. Микроскопическим исследованием обломков боковых пород установлено, что они представлены пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми роговиками. К северо-востоку небулиты постепенно переходят в интрузивные породы, изобилующие ксенолитами.

В составе гранитоидных интрузивов встречаются габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцодиориты, тоналиты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), гранодиориты, граниты и целый ряд промежуточных типов пород. Среди них наибольшим развитием пользуются кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монцониты. Все перечисленные породы встречаются только в Геджалинском массиве; остальные интрузивы отличаются более простым строением. Во всех интрузивах разновидности пород связаны между со-

бой постепенными взаимопереходами. Из них граниты и гранодиориты относятся к породам главной интрузивной фации, а остальные — к породам фации эндоконтактов. Внутри гранитоидных интрузивов наблюдается некоторая закономерность в пространственном распределении отдельных типов пород: кислые породы приурочены к осевым частям, основные — к краевым и средние — к промежуточным зонам.

Более сложна картина в Геджалинском массиве: граниты приурочены к восточной приподнятой части его, наиболее основные типы — к южному 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 резких переходов между ними не существует и отдельные зоны также характеризуются неоднородным строением и структурой слагающих пород. Нередко внутри отдельных зон помимо наиболее широко распространенного типа пород отмечаются и многие другие разновидности. Такая смена характера и структуры пород чаще всего наблюдается на участках, богатых интенсивно переработанными ксенолитами.

Граниты представлены двумя разновидностями — светло-серой и розовой окраски, которые встречаются совместно и связаны между собой постепенными переходами. В отличие от других типов пород граниты лишены ксенолитов и представляют среднезернистые и мелкозернистые лейкократовые породы, обладающие гипидиоморфнозернистой, реже гранофировой и микропорфировидной структурами. Породы состоят из преобладающего калинатрового полевого шпата (ортоклаза или анортоклаза), кислого плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки. Акцессории представлены магнетитом, апатитом, иногда цирконом, сфеном, реже ортитом. Темноцветная часть занимает не более 4% общего объема. По минеральному 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 широкопризматические кристаллы андезина.

Габбро, габбро-диориты и диориты — это мелкозернистые темные породы, содержащие большое количество ксенолитов. Минеральный состав пород 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 зональностью.

Кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты и переходные между ними разности представлены среднезернистыми темно-серыми породами с гипидиоморфнозернистой и монцонитовой структурами. Среди минералов присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит; акцессории представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, реже ортитом, содержание которых 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 пород, причем наибольшим распространением пользуется первая. Определенного пространственного распределения различных по составу пород в пределах интрузивных тел не усматривается, они переходят друг в друга постепенно и различимы только под микроскопом.

Большое количество определений плагиоклаза указывает на колебание в его составе в пределах от № 32 до 53, в некоторых монцонитах — от № 55 до 68. Нередко встречаются крупные зональные кристаллы, ядра которых соответствуют битовниту и даже анортиту. Отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза с обратной зональностью, что является следствием ассимиляции. Моноклинный пироксен в большинстве случаев представлен диопсидом, реже авгитом.

Порфировидные граниты. Гамзачиманский интрузив и Фиолетовское дайкообразное тело порфировидных гранитов приурочены к северному крылу Памбакской синклинали. Занимаемая ими площадь составляет 25 $км^2$.

Порфировидные граниты — серо-розовые породы с крупными выделениями калиевого полевого шпата. В юго-западной части Гамзачиманского интрузива они постепенно переходят в среднезернистые серо-голубоватые гранодиориты, лишенные порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата. Минеральный состав их представлен ортоклазом, плагиоклазом, кварцем, амфиболом и биотитом; акцессории — магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, реже турмалином. Доминирующим минералом является пертитовый ортоклаз. Порфировидные выделения его нередко замещаются кварцем основной массы, причем их реликты в кварце обладают одинаковой оптической ориентировкой. Плагиоклаз относится к олигоклазу. 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 породы отклоняются в сторону граносиенитов, что впервые отмечалось В. Н. Котляром. В эндоконтактах интрузивов совместно с кварцем нередко убывает количество калиевого полевого шпата и породы 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 интрузив расширяется. В его составе присутствуют щелочные сиениты, сиениты, фельдшпатолиты, сиенито-диориты и габбро-сиениты. В общих чертах намечается закономерное распределение отдельных петрографических типов внутри интрузива: сиениты слагают узкую часть Бундукского интрузива, щелочные сиениты — восточную широкую часть, габбро-сиениты и сиенито-диориты — эндоконтакты восточного расширенного участка интрузива.

Характерной особенностью Бундукского интрузива является большое разнообразие пород в небольших пространственных интервалах и постепенный взаимопереход между всеми типами пород. Наибольшее распространение имеют щелочные сиениты — средне- и, реже крупнозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (альбит-олигоклаз, олигоклаз), амфибола, биотита; акцессорные — рудный минерал, апатит, сфен, циркон, монацит. В контаминированных разновидностях появляется моноклинный пироксен, а плагиоклаз приобретает состав андезина. Амфиболы представлены гастингситом, реже арфведсонитом. В этих породах С. И. Баласаняном (1953) обнаружен также одноосный амфибол.

Щелочными сиенитами сложены также Блданский, Лермонтовский и Гарнасарский интрузивы.

Сиениты средне- и реже мелкозернистые породы, главными минералами которых являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз из ряда олигоклаз — андезина и андезина, обыкновенная роговая обманка и биотит. Акцессории представлены рудным минералом, апатитом, сфеном, цирконом.

Фельдшпатолиты — лейкократовые крупнозернистые розовые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз и олигоклаз), биотита, гастингсита и единичных зерен моноклинного пироксена. Акцессории те же, что и у щелочных сиенитов.

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 эффузивы секутся дайками эпилейцитовых порфиров. По данным В. Н. Котляра (1945), они прямолинейные, а по Г. П. Багдасаряну (1950_2) — кольцевые и конические. Дайки эпилейцитовых порфиров предшествовали внедрению Тежсарского массива.

В. Н. Котляр впервые высказал мнение о том, что щелочные интрузивы Памбакского хребта напоминают интрузии центрального типа. Впоследствии, после многолетних детальных исследований, Г. П. Багдасарян (1950_2) Тежсарский массив также относит к интрузиям центрального типа, что оспаривается Б. С. Вартапетяном (1957). По 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 (1945, 1958) и Г. П. Багдасаряна (1950), 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. Нефелиновые сиениты развиты как в периферических, так и в центральных частях массива.

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

Нефелиновые сиениты — серые, иногда более темные среднезернистые, крупнозернистые, редко порфировидные породы. Минральный состав: калиевый полевой шпат, нефелин, плагиоклаз (обычно олигоклаз, реже андезин и лабрадор), гастингсит, иногда анальцим, эгирин-авгит, биотит; акцессории — сфен, титаномагнетит, апатит, меланит, флюорит, циркон, рутил.

Щелочные сиениты пользуются наибольшим распространением. Они отличаются от нефелиновых сиенитов отсутствием или небольшим содержанием нефелина.

По данным В. Н. Котляра (1945), некоторые мелкие интрузивы Памбакского хребта сложены нордмаркитами, состоящими из 90% микропертитового калинатрового полевого шпата и незначительного количества кислого плагиоклаза, щелочной роговой обманки, эгирин-авгита, биотита и кварца. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, рудный минерал, реже циркон и ортит.

Породы жильной фазы. Жильная фаза проявлена в связи с гранитоидами, порфировидными гранитами и щелочными интрузивами. Жильные породы гранитоидов широко развиты и характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Среди них выделяются лейкократовые кислые и меланократовые основные типы.

Первые, представленные аплитами, пегматитами и гранодиорит-порфирами, приурочены непосредственно к интрузивам и их экзоконтактовым зонам. Жильные породы меланократовой серии представлены диорит-порфиритами, микродиоритами, монцонитами, габбро-порфиритами, реже мелкозернистыми габбро. Все они возникли позже аплитов и пегматитов. Аплиты и пегматиты связаны постепенными переходами, локализованы преимущественно в приконтактовых зонах интрузивов и приурочены к мелким трещинам различного направления. Пегматиты иногда образуют гнездообразные тела. Аплиты и пегматиты большей частью мелкозернистые розовые породы, изредка встречаются крупнозернистые пегматиты. Минеральный состав: калинатровый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит; акцессории — рудный минерал, сфен, циркон, апатит, реже ортит и турмалин. Плагиоклаз соответствует альбит-олигоклазу и олигоклазу. Калинатровый полевой шпат преобладает над кварцем, которому 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 зональные кристаллы, ядра которых отвечают лабрадору. Таких основных плагиоклазов в других аплитовых жилах, локализованных в гранитоидах, не встречается.

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, достигающими нескольких сантиметров в длину.

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 (Баласанян, 1956_1). Минеральный 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 (лабрадор), авгита, диопсида, реже роговой обманки и кварца. В мелкозернистых габбро присутствует и биотит; акцессории — 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.

Жильные породы, локализованные в пределах щелочных интрузивов, представлены, по данным В. Н. Котляра (1958), 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 определенно установлен более молодой возраст бостонитов по отношению к щелочным сиенит-порфирам. Щелочные жильные породы обильны в Тежсарском массиве. В 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 и отличаются от сиенит-порфиров присутствием нефелина.

По В. Н. Котляру, бостониты образуют многочисленные дайки в северной и западной частях Тежсарского массива. Пегматиты широко распространены в Тежсарском массиве. По наблюдениям Г. П. Багдасаряна (1954), наибольшее развитие пегматитов отмечается в периферической, нефелинсодержащей зоне центрального массива. Они образуют шлироподобные, линзообразные и неправильной формы тела. Минеральный состав их: калиевый полевой шпат, нефелин, щелочной амфибол, флюорит, сфен, апатит, циркон, рудный минерал и меланит. Калиевый полевой шпат преобладает над нефелином, которому подчинены остальные минералы.

Таблица 11

Химический состав интрузивных пород Памбак-Базумской группы в последовательности их образования (вес. %)

Окислы	Габброиды		Гранитоиды		Порфировидные граниты		Щелочные породы	
	Среднее (4 ан.)	Пределы колебания	Среднее (36 ан.)	Пределы колебания	Среднее (2 ан.)	Пределы колебания	Среднее (60 ан.)	Пределы колебания
SiO_2	46,35	44,46—48,24	61,46	45,2 —71,26	66,57	64,7 —68,45	58,05	52,80—67,00
TiO_2	0,47	0,27—1,01	0,62	0,26—1,40	0,39	0,35—0,43	0,23	0,02—0,57
Al_2O_3	16,61	11,75—22,33	15,98	10,96—23,34	16,30	14,62—18,00	19,75	14,48—24,88
Fe_2O_3	5,46	4,53—6,09	3,20	1,09—8,61	0,99	0,97—1,01	2,74	0,07—5,72
FeO	5,89	3,13—7,81	3,72	1,24—9,5	1,61	1,49—1,74	1,55	0,17—3,33
MnO	0,08	0,05—0,10	0,01	0,01—0,31	0,11	0,11—0,12	0,13	0,02—0,42
MgO	8,44	3,09—12,72	3,07	1,50—4,88	1,55	1,31—1,80	0,83	0,08—2,51
CaO	14,53	11,81—16,77	5,52	1,56—11,03	3,10	2,43—3,78	3,02	0,32—5,36
Na_2O	0,42	0,35—0,52	3,02	1,05—4,84	3,74	3,08—4,40	4,63	1,13—9,71
K_2O	0,36	0,11—0,59	2,48	0,57—4,16	5,19	4,30—6,09	6,06	2,21—11,05
П.п.п.	0,84	0,17—2,42	0,76	0,20—1,10	0,93	0,67—1,20	1,85	0,36—4,75
H_2O	0,37	0,14—1,37	0,15	0,11—0,46	0,12	0,05—0,19	0,22	—

Особенности химического состава. В табл. 11 приведен химический состав интрузивных пород Памбак-Базумской группы в порядке их внедрения, а в табл. 12 — химические составы главных типов щелочных пород. Имеющиеся химические анализы позволяют установить следующие общие признаки для интрузивных пород указанной группы: 1) гранитоиды в основном имеют калинатровый или натрокалиевый состав; 2) щелочные породы обладают отчетливо выраженным калиевым составом; 3) все породы относятся к нормальному ряду, за исключением некоторых щелочных представителей; 4) по сравнению со средними типами пород, по Дэли, они 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 в содержании окислов петрогенных элементов в интрузивных породах, что, вместе с вышеотмеченными некоторыми признаками свидетельствует об их гибридном происхождении. При переходе от ранних пород к поздним происходит возрастание содержания щелочей, но убывание окислов железа, магния и кальция. Прогрессивно увеличивается и количество кремнезема, уменьшаясь в щелочных породах.

В табл. 13 приведен химический состав большинства главных типов жильных пород описываемой группы. Судя по имеющимся аналитическим данным, породы жильной фазы обладают многими петрохимическими особенностями интрузивов, что говорит об их тесной генетической связи.

Таблица 12

Химический состав главных типов щелочных интрузивных пород Памбак-Базумской группы (вес. %)

Окислы	Щелочные сиениты		Нефелиновые сиениты		Псевдолейцитовые сиениты	
	Среднее (15 ан.)	Пределы колебания	Среднее (22 ан.)	Пределы колебания	Среднее (9 ан.)	Пределы колебания
SiO_2	60,26	54,98—67,00	56,73	53,62—61,14	54,88	54,03—56,34
TiO_2	0,23	0,04—0,30	0,24	0,02—0,57	0,23	0,02—0,42
Al_2O_3	18,13	14,48—21,62	21,20	19,30—24,29	22,59	20,82—23,89
Fe_2O_3	2,71	1,40—5,72	2,89	1,10—4,86	2,33	1,31—2,87
FeO	1,65	0,39—3,38	1,42	0,17—2,77	1,47	1,20—1,98
MnO	0,12	0,02—0,42	0,14	0,07—0,30	0,12	0,04—0,24
MgO	1,08	0,10—2,51	0,68	0,09—1,62	0.60	0,09—1,65
CaO	3,26	0,73—5,36	2,77	1,35—3,98	3,17	1,74—4,32
Na_2O	4,40	3,35—5,88	4,81	1,39—9,71	4,27	1,13—5,64
K_2O	5,67	2,52—8,35	6,64	2,72—11,05	7,82	4,66—10,94
П.п.п.	0,97	0,36—3,10	1,81	0,40—3,07	2,21	1,45—3,43
H_2O	—	—	0,28	0,18—0,60	0,29	0,13—0,60

Таблица 13

Химический состав жильных пород Памбак-Базумской группы (вес. %)

Окислы	Лейкократовая серия			Меланократовая серия		
	Пегматит (1 ан.)	Аплит (1 ан.)	Гранодиорит-порфиры (3 ан.)	Щелочные породы (14 ан.)	Монцонит (5 ан.)	Габбро-порфирит (1 ан.)
SiO_2	74,80	77,50	65,77	55,62	53,48	46,90
TiO_2	0,16	0,18	0,32	0,22	0,35	1,17
Al_2O_3	12,28	10,86	16,17	21,57	19,34	21,05
Fe_2O_3	0,90	0,80	1,51	2,64	4,20	8,29
FeO	1,46	1,16	1,73	1,68	2,62	4,09
MnO	—	0,02	0,63	0,13	0,15	0,22
MgO	0,58	0,70	2,07	0,55	2,55	6,14
CaO	1,03	1,24	4,19	2,88	6,44	8,62
Na_2O	0,65	1,28	3,23	5,91	3,51	2,21
K_2O	8,04	6,44	3,07	6,42	4,68	2,87
П.п.п.	0,20	0,58	1,32	2,39	1,42	2,40
H_2O	0,08	0,10	0,53	0,29	0,16	0,28

Акцессорные минералы и микроэлементы. В геологической литературе имеется много данных об акцессорных минералах и микроэлементах щелочных пород (А. Г. Мидян, Г. Е. Кочинян, Р. Г. Геворкян, Б. М. Меликсетян). Сравнительно слабо изучен комплекс акцессорных минералов гранитоидов.

Для щелочных пород (по А. Г. Мидяну) характерны сфен, циркон, циртолит, апатит, ортит, пирохлор, оранжит, торит, монацит, флюорит, топаз. Из рудных акцессориев в них присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, молибденит, вольфрамит, шеелит, самородное золото, олово и свинец. Сфен является одним из распространенных акцессорных минералов щелочных пород, содержание которого, по данным А. Г. Мидяна, иногда достигает 10—15%. Количество его особенно возрастает в гибридизированных меланократовых разностях.

На основании имеющихся спектральных анализов можно сделать следующие выводы относительно распределения микроэлементов в интрузивных породах Памбак-Базумской группы. Из микроэлементов в габброидах установлено наличие никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, реже циркония, галлия, меди, свинца и цинка. По данным Р. Г. Геворкяна, в ультраосновных апотектичных породах Лермонтовского интрузива содержания цериевых редкоземельных элементов в сравнении с тяжелыми лантаноидами значительно снижены. В гранитоидах присутствуют ванадий, цирконий, медь, свинец, цинк, галлий, бериллий, олово, стронций, барий, церий, лантан, молибден, иттрий, скандий, никель, кобальт, титан, хром. Комплекс микроэлементов порфировидных гранитов представлен 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 присутствуют 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 акцессорных минералах щелочных пород, по данным Г. Е. Кочиняна, встречаются также уран, торий, европий, гадолиний, эрбий и лютеций. Он отмечает тесную связь редких земель с ураном и торием. По исследованиям Р. Г. Геворкяна (1965_2) в породах щелочной серии содержание суммы редкоземельных элементов в 2—3 раза выше, чем в породах щелочноземельной серии.

Многие микроэлементы являются сквозными, встречающимися в породах всех фаз. Однако породы отдельных фаз внедрения отличаются по частоте встречаемости и содержанию одних и тех же микроэлементов. Так, габброиды характеризуются постоянным присутствием никеля, кобальта, хрома, титана и ванадия. Частота встречаемости первых трех элементов 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 содержание их увеличивается в породах поздних фаз. Намечается тенденция к повышению частоты встречаемости бериллия, церия, лантана в породах поздних фаз. Некоторые микроэлементы имеют почти одинаковую распространенность в породах 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 типичны для щелочных пород. По комплексу микроэлементов порфировидные граниты как бы занимают 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 породам. Вообще по многим петрогенетическим признакам порфировидные граниты занимают переходное положение между гранитоидами и щелочными породами, но ближе всего они стоят к последним.

Контактовые изменения. Наиболее мощные контактовые ореолы образовались в связи с внедрением крупных гранитоидных интрузивов второй фазы. Продукты контактового метаморфизма представлены роговиками, скарнами и гнейсами. Роговики имеют наибольшее распространение и возникли за счет среднеэоценовых эффузивов основного и среднего составов. Минеральный состав их: пироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Скарны развиты

в контактовых полосах гранитоидов Памбакского хребта, особенно в экзоконтакте Анкаванского интрузива. Минеральный состав — гранат, эпидот, пироксен, актинолит, тремолит, кальцит, магнетит, халькопирит, молибденит.

Гнейсы полосой протягиваются по юго-западной периферии Геджалинского массива на протяжении нескольких километров. Они при удалении от контакта постепенно переходят в слабо огнейсованные породы, а затем в роговики. При переходе от роговиков к гнейсам в направлении к контакту массива, по С. И. Баласаняну (1955$_3$), наблюдаются следующие изменения: структура от роговиковой переходит к пойкилобластовую и порфиробластовую с гетеробластовой структурой основной ткани. В дальнейшем гетеробластовая структура основной ткани сменяется лепидогранобластовой и гранобластовой. Массивная текстура переходит в сланцеватую. По мере приближения к контакту сначала появляются редкие порфиробласты плагиоклаза, размеры и количество которых в дальнейшем возрастают. 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 приконтактовых участках оба минерала вовсе исчезают и вместо них появляется биотит, окраска которого в направлении к массиву изменяется от коричневато-зеленоватой к коричневой и темно-коричневой. Наблюдается заметное уменьшение основности плагиоклаза от андезина к олигоклазу и альбит-олигоклазу. В приконтактовых участках местами возникают мирмекитовые симплектиты. Происходит уменьшение содержания магнетита и сфена, появляется циркон.

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

Контактовые ореолы габброидов и порфировидных гранитов замаскированы новейшими образованиями. Согласно В. Н. Котляру (1958), в контактах габброидов отмечаются в большей или меньшей степени ороговикованные породы; контактовое воздействие порфировидных гранитов на вмещающие породы выражается в образовании полевошпатово-кварцевых роговиков с биотитом и силификации известняков.

Контактовые явления, связанные с щелочными интрузивами Памбакского хребта, детально изучены Г. П. Багдасаряном (1956$_2$). Им выделяются три типа контактовых пород: а) скарны и мраморы, б) гибридные породы, в) роговики. Скарны эпидот-андрадитовые, содержащие скаполит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит. Контакты Тежсарского массива, как отмечает Г. П. Багдасарян (1950$_2$), обычно выражены полосой гибридных образований, внутри которой нередко наблюдается целый ряд разновидностей, характеризующих все переходы от интрузивных к вмещающим эффузивам. Контактовые роговики располагаются, согласно Г. П. Багдасаряну, непосредственно за полосой гибридных пород. Минеральный состав распространенных роговиков характеризуется присутствием калиевого полевого шпата, плагиоклаза, нефелина, анальцима, роговой обманки, биотита, ангита, эгирин-авгита, эгирина, мусковита, магнетита, сфена, апатита, циркона, флюорита, андалузита и меланита.

По исследованиям С. И. Баласаняна (1955_2), вмещающие Тежсарский массив породы при контактово-метасоматических процессах обогатились калием, натрием, кальцием и алюминием, а из них были вынесены кремний, железо, магний и отчасти титан.

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

Генезис пород и рудообразование. При всем своем разнообразии интрузивные породы Памбак-Базумской группы, как было видно, обладают общими минералогическими и петрогеохимическими признаками, позволяющими предполагать о существовании генетической связи между ними.

Эти общие особенности и тесная локальная связь между отдельными типами пород свидетельствуют о единстве магматического очага, на что впервые указал В. Н. Котляр.

Многие исследователи считают, что родоначальной для всех интрузивных пород района является базальтовая магма.

По новым данным Р. Г. Геворкяна (1965), палеогеновый магматический комплекс района образовался из базальтоидной (толеитовой) магмы путем кристаллизационной фракционной дифференциации. Щелочноземельную серию он рассматривает как результат эвтектической дифференциации базальтовой магмы, а щелочную серию — как результат эвтектической дифференциации остаточного трахитового расплава.

С. И. Баласанян (1953_2, 1955_2) высказал предположение, что гранитоиды возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции гранитной магмой вулканогенных пород основного состава. В пользу этого соображения свидетельствуют: 1) наличие огромного количества ксенолитов в гранитоидах и наблюдаемые объективные факты перехода ксенолитов в породы интрузивного облика: 2) появление в эндоконтактовых зонах основных пород (вплоть до габбро) с обилием интенсивно переработанных ксенолитов; 3) неоднородный состав интрузивов, изменяющийся в самых коротких пространственных интервалах; 4) неравновесный минеральный состав пород; 5) частая и резкая смена основности плагиоклазов на незначительных участках и даже в пределах отдельных шлифов, а также наличие плагиоклазов с обратной зональностью и т. д.

Примечательно, что граниты сохранились в тех частях массивов, где процессы ассимиляции выражены очень слабо (восточная часть Геджалинского массива). Кроме того, в тесной пространственной связи с гранитоидами находятся эффузивные аналоги гранитов — кварцевые порфиры, которые по химизму весьма близки между собой. Эти кислые эффузивы, по-видимому, наиболее близки по составу к исходной магме гранитоидов, поскольку на поверхности условия не благоприятствуют процессам ассимиляции и дифференциации.

Можно предполагать, что исходная для щелочных пород магма также имела гранитный состав, на что указывают тесная пространственная приуроченность их к гранитоидам и наблюдаемые между ними общие петрогеохимические особенности. Переход гранитного расплава в щелочной совершился в полуплатформенных условиях, вероятно, в результате глубинной ассимиляции основного материала и бурного проявления эманационной дифференциации в связи с образованием тектонических разрывов (Баласанян, 1955_2). Щелочные породы как раз располагаются в районе развития тектонических разрывов. Это обсто-

ятельство дало повод В. Н. Котляру (1945) сделать предположение, что быть может в таком положении будет разгадка появления щелочных пород.

Изучение щелочных пород Геджалинского хребта показывает, что внедрившаяся щелочная магма вследствие ассимиляции вмещающей вулканогенной толщи эоцена загрязнялась, давая сиениты, габбро-сиениты и диорит-сиениты. Даже в наиболее щелочных разностях отмечаются примеси авгита, диопсида, обыкновенной роговой обманки, эпидота, сфена и др. По данным В. Н. Котляра (1945) и Г. П. Багдасаряна (1950_2), процессы ассимиляции щелочной магмой пород вмещающей толщи в широких масштабах имели место в Тежсарском интрузиве.

Наиболее интенсивное рудообразование происходило в связи с внедрением гранитоидов (вторая фаза). К ним приурочены скарновые месторождения железа (Судагян, Ахавнадзор), меди (Сисимадан, Антониевское), а также гидротермальные медные (Шагали-Элар, Чибухли и др.), медно-молибденовое (Анкаван), золоторудное и небольшие полиметаллические месторождения. С порфировидными гранитами связаны небольшие месторождения меди и серного колчедана и в ряде мест проявления редких элементов. Большое промышленное значение имеют глиноземистые породы Памбакского щелочного комплекса.

Айоцдзорская группа интрузивов

Интрузивы Айоцдзора развиты на всей его территории; отдельные выходы их измеряются от 0,4 до 35 *км*^{2}, составляя общую площадь около 100 *км*^{2}.

Интрузивы объединены в семь подгрупп: Джермукскую, Кечутскую, Гюмушханскую, Чайкендскую, Каялинскую, Газминскую и Агаракадзорскую. Петрография их довольно детально освещена в работах В. Н. Котляра (1930), А. В. Кржечковского (1930) и Э. Г. Малхасяна (1958).

Возраст интрузивов является дискуссионным. В. Н. Котляр и К. Н. Паффенгольц относят их к олигоценовому времени, исходя из факта прорыва интрузиями вулканогенной толщи восточного Айоцдзора, относимой ими к олигоцену. А. Т. Асланян (1958), А. А. Габриелян (1964) и другие исследователи возраст интрузивов считают позднеэоценовым на основании региональных сопоставлений с интрузиями соседних областей. Для точного определения возраста интрузивов важно определить возраст вулканогенной толщи восточного Айоцдзора, которая пронизана описываемыми интрузиями.

По данным Э. Г. Малхасяна (1958), формирование интрузивов Айоцдзора происходило в три последовательные магматические фазы: первая — монцонитовая, вторая — диорит-порфиритовая и третья — граносиенитовая. В последней фазе в свою очередь имело место трехкратное внедрение магмы, что соответствует субфазам.

В первой — монцонитовой фазе формировались Гюмушханская, Кечутская, Джермукская, Чайкендская подгруппы интрузивов, расположенные на левобережье верхнего течения р. Арпа. Интрузивные тела этой фазы внедрения имеют штокообразную форму и занимают площадь 0,5—1,5 *км*^{2}; их форма в плане округлая или эллипсоидальная. Породы интрузивных выходов характеризуются сложностью петрографического состава с одновременным присутствием двух серий пород: монцонито-сиенитовой и лейкогаббро-эссекситовой, представленных монцонитами, сиенитами, эссекситами, оливино-ортоклазовыми габбро (кенталленитами) и диоритами, в большинстве случаев связанных по-

степенными переходами. Подчиненное положение занимают анортозиты и гранофиры.

Такое разнообразие составов Айоцдзорских интрузивов объясняется процессами ассимиляции вмещающих вулканогенных пород, что подтверждается обилием ксенолитов в краевых частях интрузий, приуроченностью габброидов к периферийным частям массивов, неустойчивостью структуры, текстуры и минерального состава, а также петрохимическими особенностями пород. В петрографическом отношении наибольший интерес представляют Гюмушханские интрузивы, в составе которых присутствуют все вышеуказанные разновидности пород.

Самыми распространенными разновидностями пород являются монцониты и сиениты, развитые преимущественно в Гюмушханском, Кечутском, Чайкендском и меньше Джермукском массивах. Породы эти среднезернистые до крупнозернистых, серо-зеленого цвета. Структура монцонитовая или гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав породы характеризуется наличием андезина, ортоклаза, авгита, биотита, апатита и магнетита. Через сиениты они постепенно переходят в оливино-биотито-ортоклазовые лейкогаббро, которые представлены щелочными и оливино-ортоклазовыми его разностями и оливиновыми эссекситами, образующими одну непрерывную серию гибридных разновидностей пород, слагающих краевые части Зивлихского штока в Гюмушхане, а также периферийные части Чайкендской и отчасти Кечутской интрузий. Все перечисленные разновидности имеют сходный минеральный состав, но с разными количественными соотношениями минералов.

Макроскопически это средне-мелкозернистые породы от серо-зеленого до черного цвета. Породы состоят из плагиоклаза (лабрадор), моноклинного пироксена, оливина, калиевого полевого шпата (анортоклаз), роговой обманки, биотита, апатита, циркона и магнетита.

Химическая характеристика гюмушханских монцонитов следующая (в вес. %):

SiO_2	53,46	FeO	4,27	Na_2O	3,57
TiO_2	0,92	MnO	0,26	K_2O	3,42
Al_2O_3	18,28	MgO	2,95	П.п.п.	1,22
Fe_2O_3	4,35	CaO	7,38	Сумма	100,08

Чрезвычайно интересно появление среди пород первой фазы дайкообразных тел, линз и шлиров анортозитов и гранофиров, встречаемых только в районе Зивлих Гюмушханского интрузивного комплекса. Это маломощные (от 5 до 15 *см*) секущие тела, не имеющие с вмещающими интрузивными образованиями резких контактов и иногда отделяющиеся от них узкой контактовой полосой эпидота. Наличие анортозитов и гранофиров объясняется процессами глубинной дифференциации гранитоидной магмы и свидетельствует об их ортомагматическом происхождении (Лебедев, Малхасян, 1960).

Во-второй, промежуточной, фазе интрузивного внедрения формировались большие выходы диорит-порфиритов северо-восточной и восточной частей Газминского интрузивного комплекса, слагающие гору Кечалтапа и ее соседние гребни, гребень Газма-Кабахлу и крайнюю восточную часть интрузивного комплекса от Эшагелана до кочевья Союх-булаг общей площадью около 30 *км*^{2}. Формирование пород этой фазы происходило сравнительно близко к поверхности.

Диорит-порфириты — породы светло-серого цвета и только в некоторых случаях вследствие хлоритизации амфиболов приобретают слабо-зеленоватый оттенок. Структура породы полнокристаллическая—порфировая. Порода состоит из плагиоклаза (андезин), роговой обманки, биотита, кварца и ортоклаза. Акцессорные минералы представлены

апатитом и цирконом, из рудных минералов присутствует титаномагнетит.

Химическая характеристика газминских диорит-порфиритов следующая (в вес. %):

SiO_2	58,27;	61,49	FeO	3,85;	2,0	Na_2O	3,25; 4,33
TiO_2	0,32;	0,56	MnO	—;	—	K_2O	2,05; 2,27
Al_2O_3	18,21;	18,44	MgO	3,53;	2,27	П.п.п.	1,21; 0,41
Fe_2O_3	1,55;	3,20	CaO	7,85;	5,60	Сумма	100,09; 100,48

Контактовое воздействие интрузии на боковые породы ограничивается лишь контаминацией пород. Все это свидетельствует об ограниченности запасов тепла диорит-порфировой фазы интрузивного внедрения и ее слабой химической активности.

Породы третьей, граносиенитовой, фазы интрузивной деятельности — сиениты, граносиениты и порфировидные граниты — слагают западную часть Газминского интрузивного комплекса, Каялинскую и Ачаракадзорскую интрузии. Апофизы и жильный комплекс этой фазы в районе Газмы в ряде мест прорывают диорит-порфировые образования, чем и определяется ее более позднее внедрение.

Среди гранитоидных тел наиболее крупным является Газминский интрузивный комплекс, расположенный в районе горного массива Текедолдуран. Площадь распространения пород, слагающих третью граносиенитовую фазу, около 35 *км*^{2}. Интрузивный массив прорывает мощную толщу туффитов, туфобрекчий и агломератовых туфов среднего эоцена и приурочен к антиклинали, сложенной породами среднего эоцена.

Внедрение пород последней фазы интрузивного комплекса происходило последовательно — в три этапа (субфазы), но с более короткими промежутками, так что предыдущая порция магмы консолидировалась только частично. По составу отдельные субфазы очень близки. Наиболее ранние из них — сиенито-диориты, затем внедрились граносиениты и позже всех — порфировидные граниты.

Сиенито-диориты макроскопически отличаются от граносиенитов серо-зеленоватым цветом. Структура породы мелкозернистая до среднезернистой. Под микроскопом сиенито-диориты имеют гипидиоморфнозернистую, а в отдельных участках гранофировую структуру. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин), калиевый полевой шпат, кварц, амфибол, биотит, турмалин, рудный минерал, апатит, сфен; вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит.

Граносиениты — мелкозернистые и среднезернистые породы серого и серо-розового цвета, имеющие гипидиоморфнозернистую, гранитную структуру. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин), калиевый полевой шпат, кварц, биотит, пироксен, амфибол. Акцессорные минералы составляют 1% породы и представлены сфеном, рудным минералом, апатитом, цирконом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и эпидот. Порфировидные граниты образуют в рельефе резко выделяющуюся скалистую вершину с крутыми почти отвесными, недоступными склонами. В северной части массива развита хорошо выраженная параллелепипедальная отдельность. Форма интрузии — дайкообразная. Площадь, занимаемая интрузией, около 1 *км*^{2}.

Макроскопически порфировидные граниты отличаются резко выраженной порфировидной структурой; порфировые включения калиевого полевого шпата (анортоклаз) достигают 3 *см* в длину. Гипсометрически ниже расположенные породы имеют более мелкие порфировые вкрапленники, нежели на вершине горы, кроме того, ближе к вершине основная масса породы становится более крупнозернистой.

Цвет породы серый до светло-розоватого. Под микроскопом структура гранитов полнокристаллическая — порфировидная с микрографической основной массой. Минеральный состав: анортоклаз, кварц, плагиоклаз, биотит, авгит, роговая обманка (в отдельных шлифах). Из акцессорных минералов присутствуют циркон, сфен, апатит, магнетит, а из вторичных минералов — эпидот, хлорит, сагенит. Порфировые выделения представлены крупными кристаллами анортоклаза.

Химический состав газминских порфировидных гранитов следующий (в вес. %):

SiO_2	68,49	FeO	1,8	Na_2O	3,62
TiO_2	0,28	MnO	0,12	K_2O	4,08
Al_2O_3	15,65	MgO	1,05	П.п.п.	0,76
Fe_2O_3	1,6	CaO	2,92	Сумма	100,37

Анализ фактического материала по Айоцдзорским интрузиям приводит к выводу, что отдельные выходы интрузивов этой области являются производными гранитоидной магмы. Несмотря на петрографическое отличие интрузивов (например, Газминский массив представлен более кислыми разновидностями — гранитами, граносиенитами, а интрузивы Гюмушханы — щелочными габбро), они генетически едины, так как нет резких изменений в химическом составе отдельных массивов и нет противоречащих «кровному родству» указанных пород фактов, не объяснимых наблюдаемыми явлениями ассимиляции. Географическая близость интрузивных массивов, нахождение их в одной тектонической зоне, одинаковый геологический возраст, сходство основных, характерных химических черт пород позволяют нам говорить об общности их магматического очага.

Жильные породы. В Айоцдзоре в связи с магматической деятельностью широкое распространение имеет жильная фация, которая представлена разнообразными породами. Закономерное изменение состава жильных пород во времени, от основных к кислым, показывает направленность магматического процесса (Малхасян, 1955_1).

В области широкое распространение имеют пироксеновые порфиритовые дайки, которые в основном связаны с первой фазой магматической деятельности формирования интрузивов (часть даек этого состава связана с палеогеновым эффузивным циклом Айоцдзора). Жильные породы второй фазы магматической деятельности представлены диорит-порфиритами. Наиболее кислыми продуктами представлены жильные породы третьей фазы, среди которых широко развиты микропегматиты, аплиты и гранодиорит-порфиры. Особый интерес представляют лампрофировые дайки Газмы, принадлежащие к минеттам (Малхасян, 1955_1). Среди жильной фации этой фазы в районе Газминского интрузивного комплекса значительно развиты кварц-флюорит-турмалиновые и гранат-кварцевые жилы, свидетельствующие о богатстве внедрившейся магмы летучими компонентами. В рудных узлах помимо перечисленных пород в большом количестве встречаются кварцевые жилы.

Баргушатская группа интрузивов

Интрузивные массивы Баргушатского хребта расположены на северном склоне, в окрестностях селений Лернашен, Лор, Ахлатян, Дастакерт, Кызыл-Шафак, Аравус и на южном склоне в районе селений Гехи, Гярд, Аджабадж, Багарлу, Пирлу, Кирс и Мухан. Вмещающими породами интрузивов являются вулканогенно-осадочные образования

девона и эоцена. Общая площадь Баргушатских интрузивов составляет 360 *км*², а площадь отдельных массивов от 15 до 160 *км*². Интрузивные массивы известны в геологической литературе как Лернашен-Дарабасское, Дастакерт-Аравусское, Гехи-Гярдское, Ковшут-Кюрутское, Ахлатян-Кызыл-Шафакское, Казанличское интрузивные тела.

Интрузивный магматизм Баргушатского хребта освещен в работах А. Л. Додина (1940), В. Н. Котляра (1947), С. С. Мкртчяна (1958), Т. Ш. Татевосяна (1955, 1960$_1$), И. Г. Магакьяна (1946) и других авторов.

По Т. Ш. Татевосяну, внедрение Баргушатских интрузивов происходило в три магматические фазы: в наиболее раннюю фазу, по времени соответствующую монцонитовой фазе Мегринского плутона, образовалось большинство интрузивных тел Баргушатского хребта. Эти интрузивные тела в преобладающем большинстве имеют гранитоидный состав, но на отдельных участках встречаются их многочисленные дифференциаты, от ультраосновных и основных пород до диоритов, гранитов, граносиенитов, кварцевых монцонитов и щелочных сиенитов. Многообразие и взаимоотношение магматических пород первой фазы почти полностью совпадают с описаниями Мегринского плутона, так как Баргушатские интрузивы являются его сателлитами и их формирование происходило в одно и то же время, в аналогичных геолого-структурных условиях. Многие явления магматизма в Баргушатских массивах выражены более наглядно, чем в самом Мегринском батолите. Во второй фазе магматической деятельности внедрялись граносиениты района с. Ахлатян. Розовато-лиловые и серые аплитоподобные породы этого интрузивного тела не встречаются ни в Мегринском плутоне, ни в дифференциатах первой фазы Баргушатского хребта. В третьей фазе внедрились порфировидные граниты и гранодиориты, которые по своему петрографическому составу, структуре и времени образования совершенно идентичны с одноименными породами Мегринского плутона. В порфировидной крупнозернистой структуре породы наглядно выступают идиоморфные кристаллы розоватого калиевого шпата, иногда с овоидной рубашкой белого олигоклаза. Мафический минерал представлен роговой обманкой. По площади распространения первое место занимают продукты первой фазы, затем второй и незначительная площадь остается за порфировидными гранитами и гранодиоритами третьей фазы.

Интрузивные тела Баргушатского хребта имеют форму крупных штоков, часто вытянутых в северо-западном направлении, что соответствует простиранию вмещающих осадочных образований. Иногда их контуры сильно извилисты.

Лернашен-Дарабасское интрузивное тело, имеющее весьма сложный контур, расположено на северном склоне хребта и протягивается от окрестностей с. Уз до вершины горы Арамазд. Общая длина его составляет 20 *км*, а площадь обнажения 150—160 *км*². Западное ответвление интрузива доходит до Лернашен-Дарабасского перевала. Северные периферические части в окрестностях селений Уз, Дарабас, Лор, Гетатаг на уровне современного эрозионного среза сложены крупнозернистыми роговообманковыми габброидными породами. От указанных мест в сторону водораздела с повышением гипсометрического уровня состав интрузивного тела постепенно меняется. Габброидные породы переходят в габбро-диориты и дальше в гранодиориты и кварцевые монциниты, которые в свою очередь столь же постепенно переходят в неоднородные розоватые сиенито-диориты и пегматоидные сиениты, слагающие вершину и привершинные части горы Арамазд (рис. 46). Весьма сильно осложнены взаимные переходы горных пород на северо-

восточных склонах горы Арамазд в окрестностях железорудного месторождения Сваранц. Здесь на небольшой площади Т. Ш. Татевосяном (1960_1) описаны почти все главные разновидности интрузивных пород. *Северо-восточная приконтактовая периферическая часть интрузивного* тела сложена серыми мелкозернистыми гранодиоритами. Дальше, на юг, в сторону вершины Арамазд, в верховьях р. Сваранц, обнажаются крупнозернистые богатые биотитом оливино-ортоклазовые габбро и дру-

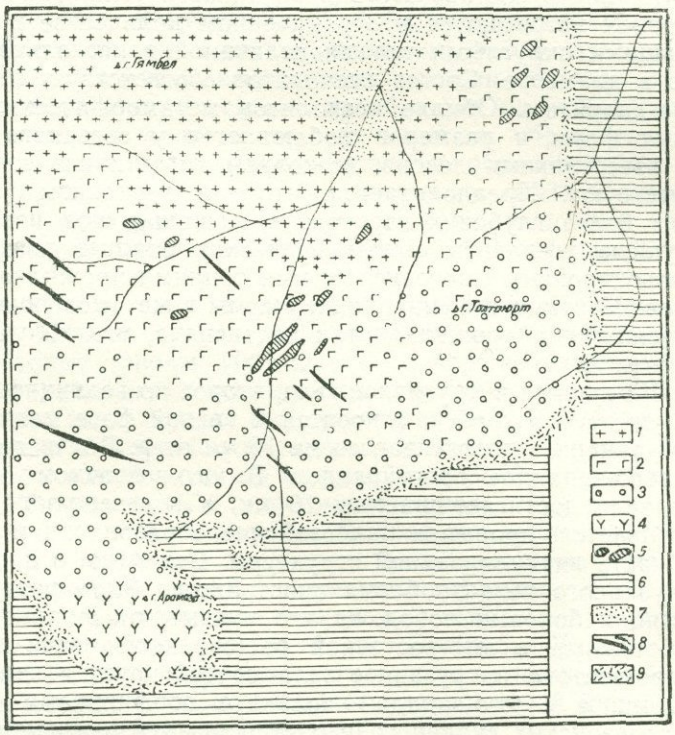


Рис. 46. Интрузивы северо-восточных склонов горы Арамазд (составил Т. Ш. Татевосян)

1 — гранодиориты и кварцевые монцониты; *2* — троктолиты, габбро-габбро-диориты; *3* — диориты и сиенито-диориты; *4* — розовые сиениты; *5* — шлиры и линзы ультраосновных пород; *6* — порфириты эоцена; *7* — четвертичные образования; *8* — дайки андезитов; *9* — контактовые роговики

гие основные породы. В восточной краевой части интрузивного тела встречаются переходящие друг в друга основные и ультраосновные породы, в том числе богатые магнетитом оливиниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро-монцониты и другие промежуточные разновидности. Среди основных пород Сваранцкого месторождения сильно выражена полосчатая структура. Во многих пунктах среди габбро и габбро-монцонитов встречаются изолированные шлиры перидотитово-магнетитовых оливинитов.

Сравнивая Лернашен-Дарабасское интрузивное тело с Мегринским плутоном, Т. Ш. Татевосян приходит к выводу, что в обоих случаях сказываются результаты кристаллизационной дифференциации гранитоидной магмы.

Дастакерт-Аравусское интрузивное тело (20 $км^2$) сложено в основном среднезернистыми светлыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, которые на периферии переходят в диориты.

Гехи-Гярдское интрузивное тело — овальной формы, с общей площадью 60 *км*^{2} расположено на южном склоне Баргушатского хребта. Интрузия, прорывая осадочные образования палеозоя и вулканогенную толщу эоцена, имеет четко выраженные контакты. Внутреннее строение интрузива довольно простое: по периферии он сложен более основными породами — габбро и габбро-диоритами, а в центральной части преобладают кварцевые диориты и гранодиориты.

Ксенолиты как в составе этого интрузивного тела, так и в вышеописанных телах встречаются в ограниченном количестве и представлены небольшими округлыми телами величиной в несколько десятков сантиметров в диаметре. Состав ксенолитов соответствует мелкозернистым габбро-диоритам. Обилие ксенолитов метаморфических сланцев всевозможных форм и размеров наблюдается у северного контакта интрузии с известняками девона, ксенолиты известняков здесь совершенно отсутствуют. Предполагается, что эти ксенолиты захвачены интрузией из более глубоких горизонтов, лежащих под известняками девона. Крупные ксенолиты метаморфических сланцев размером 1—2 *м* часто инъецированы многочисленными тонкими прожилками гранитов и аплитов. Местами инъецирование магмы в метаморфические сланцы в виде тончайших прожилков так интенсивно, что получаются типичные мигматиты.

Ковшут-Кюрутское интрузивное тело, второе по величине на южном склоне Баргушатского хребта, относится к первой фазе магматической деятельности района и протягивается на 16 *км* от р. Вохчи до с. Кюрут и имеет северо-западное простирание. В юго-восточном окончании интрузивное тело достигает ширины 10 *км*, а к северо-западу клинообразно суживается, прорывая палеозойские образования и внедряясь в основную часть антиклинальной структуры. Вероятно, в процессе внедрения интрузивного тела проблема пространства была разрешена путем ассимиляции боковых пород, на что указывают широко развитые явления гибридизма в юго-восточной расширенной части интрузива.

С северо-востока интрузивное тело контактирует с известняками и порфиритами, а с юго-запада — только с порфиритами палеозоя. В составе палеозойских вулканогенных образований вмещающей толщи значительное место занимают эффузивные образования основного состава, представленные эпидотизированными лабрадор-авгитовыми порфиритами, плагиоклаз-роговообманковыми порфиритами, их туфами и туфопесчаниками. Подчиненное значение имеют линзы известняков. Из-под порфиритов и известняков местами обнажаются подстилающие их метаморфические сланцы.

Пространственно Ковшут-Кюрутский интрузив разобщен с Гехигярдским интрузивом маломощной полосой порфиритов и известняков палеозоя. Характерной особенностью интрузива является большое разнообразие слагающих его пород, отличающихся значительной неоднородностью состава и структуры, а также большое количество ксенолитов. Там, где ассимиляция ксенолитов шла интенсивно, гранодиориты становятся более основными, приближаясь к кварцевым диоритам, а местами и к габбро. В юго-восточной, глубокозалегающей части интрузива, преобладают габбровые и габбро-диоритовые породы, а в северо-западной — аплитовые граниты. В промежуточной области встречаются разности пород от гранитов до габбро и габбро-диоритов, со всей гаммой промежуточных типов.

Большое число ксенолитов, неравномерное их распространение и различная степень гранитизации и ассимиляции создают неоднородность вещественного состава и структуры пород. Во всем этом многообразии наблюдаются следующие закономерности: 1) в глубокозале-

гающих частях интрузив имеет более основной состав; 2) количество ксенолитов значительно увеличивается у северо-восточного контакта интрузива; 3) в более глубоких частях интрузива ксенолиты удлинены и ориентированы на северо-запад, а в приповерхностных частях — остроугольны и изометричны. В большинстве образцов породы интрузива обладают четко выраженным такситовым строением.

Таким образом, в составе интрузива имеются габбровые породы, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфириты, гранодиорит-аплиты. В центральной части интрузива полоса шириной более километра, длиной в несколько километров и глубиной до сотен метров сильно обогащена ксенолитами ороговикованных порфиритов. Объем ксенолитов местами сильно преобладает над объемом магматического материала и в пределах этих участков образуются типичные агматиты и небулиты с их промежуточными образованиями. Все разновидности горных пород в составе интрузива связаны между собой постепенными переходами и образовались в результате дифференциации гранодиоритовой магмы, ассимиляции порфиритов и гибридизма.

В юго-восточной части Ковшут-Кюрутского интрузивного тела на высоте 1300—1500 *м* преобладающими являются роговообманковые габбро-диоритовые породы. Их контакты с порфиритами нечетки и местами трудно различимы, несмотря на хорошую обнаженность. Через некоторые гибридные породы создается незаметный переход от загрязненной интрузии к частично гранитизированным порфиритам.

В северо-западной части на высоте 2800—3000 *м* преобладают мелкозернистые гранодиориты и гранодиорит-аплиты.

Внутреннее строение интрузивного тела меняется с юго-востока на северо-запад в следующем порядке: более основные темноцветные крупнокристаллические породы постепенно переходят в умеренно кислые средне- и мелкозернистые, светло-розовые породы. Это напоминает картину изменения состава пород Лернашен-Дарабасского участка северных склонов Баргушатского хребта и приводит к выводу о важной роли сложного процесса кристаллизационной дифференциации в период образования этих интрузивов.

В юго-восточной части интрузивного тела интенсивно развиты явления гибридизма; интрузивные породы почти незаметно переходят во вмещающие порфириты палеозоя.

Следует отметить, что в гранодиоритах Ковшут-Кюрутского интрузива местами встречаются довольно большие ксенолиты крупнокристаллических габбровых пород более древнего возраста. Эти породы пегматоидной структуры в мелкозернистых гранодиоритах подверглись сильному изменению и резко отличаются от окружающих пород. По общему облику они отличаются также от тех габбровых пород, которые связаны с гранодиоритами постепенными переходами. Крупные ксенолиты (от 5 до 50 *м*) имеют резкий контакт с гранодиоритами, содержат мелкие прожилки последних и по периферии подвержены контактовому метаморфизму. Ксенолиты выступают на дороге Гехи — Багрлю в виде пегматоидных пород с размером зерен плагиоклаза и роговой обманки около одного сантиметра и более. В таких ксенолитах минеральный состав пород значительно изменен под влиянием метасоматического воздействия вмещающего интрузива, но структура сохранена почти без изменения. Вместо пироксена образуется роговая обманка, а плагиоклаз почти целиком превращен в агрегат зеленовато-желтого эпидота.

Второй фазе внедрения интрузивов на северном склоне Баргушатского хребта соответствует Ахлатян-Кызыл-Шафакское интрузивное

тело окрестностей селений Кызыл-Шафак и Ахлатян, представленное мелкозернистыми и среднезернистыми розоватыми граносиенитами. Конфигурация этого массива весьма простая, почти изометричная, но в современном эрозионном срезе интрузия имеет неправильные очертания. Судя по однообразию состава и текстурным особенностям, можно полагать, что эта интрузия формировалась на сравнительно большой глубине. Вмещающими породами этого массива служат эоценовые порфириты и их туфы.

Отличительной чертой массива является однородность и постоянство состава граносиенитов. Общая форма интрузивного тела под покровом диатомитовой толщи близка к изометричному штоку. Возрастные взаимоотношения граносиенитов второй фазы с габбровыми породами первой фазы наблюдаются восточнее с. Ахлатян, в окрестностях фермы, где граносиениты секут габбровые породы и содержат многочисленные ксенолиты последних. По периферии интрузивного тела розоватые граносиениты постепенно переходят в темно-серые породы более основного состава или напоминающие монцониты Мегринского плутона. Однако значительное содержание кварца в этих породах не позволяет отнести их к настоящим монцонитам.

Казанличское интрузивное тело, по возрасту наиболее молодое, принадлежит к третьей фазе магматической деятельности Баргушатского хребта. Расположено оно в водораздельной части Зангезурского хребта, у небольшого горного оз. Казан-лич. Интрузивное тело имеет овальную форму и обнажено на площади 15 *км*^{2} в верховьях р. Гярд, слагая две возвышенности на границе с Нахичеванской АССР. Протягиваясь на северо-запад, это интрузивное тело отделяется от Гехи-Гярдского интрузива небольшой зоной, сложенной порфиритами эоцена. Северо-восточнее этого интрузива проходит северо-западное продолжение Дебаклинского тектонического нарушения. Почти все выходы порфировидных гранитов и гранодиоритов находятся на отметках выше 3000 *м*.

Прорывая эоценовые порфириты, порфировидные гранодиориты вызывают контактовые изменения порфиритов и образование зоны роговиков шириной до 50—100 *м*. К востоку структура интрузивного тела меняется. Порфировидные граниты и гранодиориты постепенно переходят в гранодиорит-порфиры с микрозернистой и едва заметной порфировой структурой. По форме интрузивное тело представляет продолговатый шток с крутым падением контактов. Породы сильно трещиноваты, но довольно свежие.

В описываемом районе эти породы являются наиболее молодыми интрузивными образованиями, судя по тому, что жильные дериваты порфировидных гранодиоритов секут гранодиориты Гехи-Гярдского интрузива. Кроме того, они являются аналогами и северо-западным продолжением порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона, сравнительно молодой возраст которых установлен и признан всеми исследователями района (табл. 14).

Главными породообразующими минералами во всех этих интрузивных телах являются плагиоклазы, калинатровые полевые шпаты, кварц, роговая обманка, пироксен, оливин, биотит. Из второстепенных минералов встречаются апатит, магнетит, сфен, редко циркон.

Контактовое воздействие интрузивов на боковые породы вызвало образование довольно мощных зон роговиков и скарнов. Скарны развиты в районах селений Кейфашен и Гехи. В минеральный состав скарнов входят гранат, эпидот, кальцит, везувиан, роговая обманка, шеелит и другие, из рудных минералов — молибденит, магнетит и пирит.

Таблица 14

Химический состав распространенных изверженных горных пород Баргушатского хребта (вес. %)

Окислы	Оливиновое габбро (4 ан.)	Роговообманковое габбро (16 ан.)	Кварцевые диориты (4 ан.)	Гранодиориты (13 ан.)	Кварцевые монцониты (5 ан.)	Граниты (7 ан.)	Щелочные сиениты (2 ан.)	Граносиениты (2 ан.)	Порфировидные граниты (7 ан.)
SiO_2	47,50	50,09	59,68	63,15	63,54	65,75	57,17	63,59	69,68
TiO_2	0,60	0,67	0,45	0,45	0,06	0,36	0,32	0,48	0,26
Al_2O_3	20,10	19,60	17,80	17,28	14,13	16,66	18,81	18,90	15,16
Fe_2O_3	6,91	4,72	3,37	3,27	9,31	2,00	2,78	1,85	1,68
FeO	4,85	5,71	3,85	1,94	—	2,01	0,45	1,82	1,19
MnO	0,08	0,17	0,17	0,23	0,07	0,05	0,04	0,10	0,05
MgO	5,28	4,34	3,10	1,64	1,56	1,92	1,20	1,24	0,81
CaO	10,52	9,53	6,51	4,37	3,03	3,39	8,06	3,67	2,78
Na_2O	2,18	2,39	2,57	3,38	3,61	3,11	3,03	4,03	4,00
K_2O	1,32	1,80	1,94	2,12	3,83	3,15	5,48	3,81	3,89
H_2O	0,00	1,30	0,71	0,49	1,30	1,03	2,99	0,46	0,81
Сумма	100,3	100	100,15	98,32	100,5	99,43	100,33	100,05	100,41

Изложенный выше фактический материал показывает сложность процесса формирования интрузивных тел южного склона Баргушатского хребта. Многообразие интрузивных пород и идентичность их с интрузивами северного склона Баргушатского хребта, с одной стороны, и с Мегринским плутоном — с другой, не оставляют сомнения в том, что все они принадлежат единому магматическому плутону, как высказывались многие исследователи.

В интрузивных телах повсеместно наблюдается постепенность перехода от более основных к кислым и редко к щелочным разновидностям пород, обилие ксенолитов, одни и те же текстурно-структурные особенности и проявления однотипного гибридизма. Преобладающими породами являются гранодиориты и кварцевые монциониты. Интрузивные породы имеют также общие особенности химического состава, сравнительно высокое содержание Al_2O_3, CaO и щелочей и непостоянство соотношения $Na_2O : K_2O$.

Такое сходство особенностей горных пород наблюдается во всех интрузивных телах Баргушатского хребта, кроме Ахлатян-Кызыл-Шафакского и Казанличского. Все это приводит к заключению, что большинство интрузивных тел Баргушатского хребта формировалось в течение короткого промежутка времени, из одного общего магматического бассейна. Это относится в основном к продуктам первой и второй фаз внедрения магмы. Продукты третьей фазы отличаются постоянством как минерального состава, так и структурных признаков, что связано с изменением состава магмы в сторону увеличения ее кислотности.

Внедрение гранитоидов происходило в результате интенсивных тектонических процессов и появления глубоких разломов, которые облегчали доступ магмы в приповерхностные горизонты земной коры. Вместе с магмой поднимались и гидротермы, вызвавшие интенсивный процесс гидротермального метаморфизма вмещающих порфиритов палеозоя и эоцена, местами создавая обеленные и сильно измененные породы.

Внедрение кислой магмы сопровождалось интенсивной ассимиляцией ксенолитов и обломков боковых пород, что вызвало образование габбро-диоритовых пород по периферии интрузивов, в отдельных зонах

внутри их, а также ряда разновидностей гибридных пород в приповерхностных частях.

Помимо ассимиляции вмещающих пород интенсивно проявились процессы метасоматических преобразований вмещающих пород. Доказательством того, что процессы преобразования совершались в твердом виде, служат постепенность перехода габбро-диоритов в порфириты, *роговиков — в порфириты и т. п., остроугольная форма гранитизированных* ксенолитов и наличие в них реликтов первичной структуры. В крупных ксенолитах габбровых пород размером 10—15 и 50 *м* в поперечнике в результате метасоматических процессов пироксен переходит в роговую обманку, а плагиоклаз — в эпидот, но остается без изменения их первичная пегматоидная структура.

Все интрузивы являются отдельными штоками единого Карадаг-Мегри-Ордубадского магматического плутона, который прослеживается с северо-запада (Баргушатский) на юго-восток (Иранский Карадаг) на протяжении примерно 100 *км*, залегая согласно с общегеологической структурой этого района и как бы слагая ядро крупного антиклинального сооружения.

Баргушатские интрузивы образовались путем внедрения магмы, сопровождающегося обрушением кровли, местами в большом объеме, как об этом свидетельствует описанное выше обилие ксенолитов в Ковшут-Кюрутской интрузии.

Все разновидности интрузивных пород Баргушатского хребта являются большей частью результатом нормальной дифференциации и контаминации гранитоидной магмы, причем контаминация проявилась здесь значительно слабее ввиду сравнительно небольших размеров интрузивных тел. Наличие значительного количества одной разновидности роговой обманки в большей части горных пород первой фазы магматического процесса Баргушата, постоянное присутствие реликтов пироксена в роговой обманке, зональное строение плагиоклаза почти во всех изверженных породах и ряд других признаков свидетельствуют, что породы эти образовались за счет одного магматического очага.

Интрузивные тела Баргушатского хребта образовались на небольших глубинах (1—2 *км*), о чем говорят следующие признаки: а) весьма пестрый петрографический состав интрузивных тел, начиная от ультраосновных и основных пород, до кислых и щелочных; б) неравномерность и невыдержанность текстурно-структурных особенностей горных пород; в) наличие довольно мощной краевой фации основных пород по периферии некоторых интрузивных тел; г) преобладание в минеральном составе пород ортоклаза и зонального плагиоклаза. В современном приповерхностном срезе интрузива наблюдается широкое развитие гибридных пород, изобилие часто не ассимилированных ксенолитов и остатки кровли.

В глубокоэродированных частях интрузивов из темноцветных минералов преобладает биотит, а в приповерхностных частях — роговая обманка. Этот факт свидетельствует о карбонатной ассимиляции в апикальной части интрузивных тел.

Акцессорные минералы и малые элементы. Как уже отмечалось, на северном склоне Баргушатского и частично Зангезурском хребтах широко развиты различные по составу и возрасту интрузивные породы — от основного — ультраосновного до кислого состава, являющиеся продуктами палеогенового полифазного интрузивного магматизма.

Акцессорные минералы интрузивных пород Баргушатского рудного района специально не изучались.

С целью корреляции отдельных интрузивных пород и решения вопроса их металлоносности в последние годы были изучены акцессорные минералы отдельных комплексов.

Эти исследования показали, что интрузивные породы различного возраста характеризуются различными комплексами акцессорных минералов (табл. 15). Так, например, габброиды первой фазы внедрения

Таблица 15

Характерные комплексы акцессорных минералов интрузивных пород Баргушатского хребта

Фаза	Порода	Минералы			
		Наиболее распространенные — 30—50% и более	Распространенные — до 20%	Редко встречающиеся — до 2%	Характерные комплексы
I	Габброиды	Магнетит (80%), титаномагнетит	Сфен, оливин	Апатит, циркон, эпидот, пирит, халькопирит, пирротин	Магнетит-сфен-оливин-хромшпинелидовые
	Монцониты	Магнетит, ильменит, титаномагнетит	Сфен, апатит	Рутил, анатаз, циркон, гранат, халькопирит, пирит, арсенопирит, эпидот	Сфен-апатитовые
II	Гранитоиды	Магнетит	Гранат, сфен, апатит	Рутил, циркон, арсенопирит, турмалин, эпидот, пирит	Магнетит-гранат-сфен-апатитовые
	Гранодиориты	Магнетит, ильменит	Гематит, апатит, пирит, турмалин	Сфен, циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, халькопирит, молибденит, эпидот	Гематит-апатит-пирит-турмалиновые
III	Граносиениты	Магнетит. ильменит, титаномагнетит	Гематит, апатит, сфен, циркон	Пирит, ортит, турмалин	Титаномагнетит-сфен-циркон-апатит-ортитовые
IV	Порфировидные граниты	Титаномагнетит	Сфен, циркон, апатит	Рутил, халькопирит, пирит, эпидот	Апатит-сфен-цирконовые

интрузивного магматизма, с которыми связано железорудное месторождение гистеромагматического типа, характеризуются магнетит-сфен-хромшпинелидовым комплексом минералов. Содержание акцессорного магнетита в этих породах составляет 10—15%, примерно в 4—5 раз больше, чем в остальных интрузивных породах.

В монцонитовых породах помимо магнетита и титаномагнетита наблюдается заметная концентрация сфена и апатита. Часто в этих породах в единичных зернах встречаются халькопирит, арсенопирит, молибденит. Монцонитовые интрузии характеризуются сфен-апатитовым комплексом минералов.

Гранитоидная интрузия (Лернашенская группа) отличается от остальных интрузивных пород более высоким содержанием граната и магнетита; типичной для этой интрузии является магнетит-гранат-сфен-апатитовая ассоциация акцессориев.

Небезынтересно отметить, что гранат, как акцессорный минерал, в заметном количестве и чаще встречается в тех интрузивных породах, которые размещены в пределах Еркатасарской вулканогенно-осадочной толщи, что, по-видимому, обусловлено процессом ассимиляции магмы карбонатных отложений вмещающих пород.

Гранодиориты (среднезернистые), являющиеся субфазой второй фазы внедрения интрузивного магматизма, содержат, кроме магнетита и ильменита, в заметном количестве гематит, апатит и пирит. Обычно в единичных зернах встречаются халькопирит и молибденит.

Следует подчеркнуть, что в отдельных гранодиоритовых телах (Аравусское рудное поле) турмалин по содержанию становится ведущим акцессорным минералом. Гематит-апатит-пирит-турмалиновая ассоциация минералов является характерной для этих гранодиоритов. В породах граносиенитовой интрузии часто встречается титаномагнетит-апатит-сфен-циркон-ортитовый акцессорный минеральный комплекс.

В порфировидных гранодиоритах характерный комплекс акцессорных минералов представлен апатит-циркон-сфеновой ассоциацией. В незначительном количестве, но почти постоянно присутствуют халькопирит, пирит, молибденит, галенит. Результаты спектральных анализов показали, что одни и те же акцессорные минералы в каждом интрузивном комплексе характеризуются наличием определенных элементов-примесей.

Магнетит в габброидных породах в отличие от магнетитов остальных пород содержит обычно в большом количестве Ti, Co, Ni Cr, V. В малых количествах, но часто в описываемом минерале присутствуют Sc, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, As, Te и TR, которые обычно отсутствуют, или редко встречаются в магнетите остальных интрузивов. Характерно, что теллур установлен только в магнетитах габбровых пород и порфировидных гранодиоритах, т. е. в продуктах первой и последней фаз интрузивного магматизма. Апатиты габбровых пород характеризуются несколько повышенным содержанием Hf, а апатиты гранодиоритовой интрузии La (табл. 16). Сфен является одним из распространенных акцессорных ми-

Таблица 16

Элементарный состав апатита

Фаза	Породы	Содержание, %				
		>1	~1	0,1	0,01	0,001
I	Габброиды	Ca	P, Si	Mg	Fe, Mn, Al, Hf	Ib, Cu, Ti
II	Гранитоды	Ca, P			La, Mg, Mn, Zr	Fe, Ti, Ib, It
III	Гранодиориты среднезернистые	Ca	P			Al, Fe, Mg, Sl, Mn
IV	Порфировидные гранодиориты	Ca	P		Al, Be, Fe, Si	Mg, Ti, Mn

нералов интрузивных пород и содержит много элементов-примесей: Bi, Sn, Ge, Co, As, Ce, La; последние два элемента чаще и в больших количествах встречаются в сфенах порфировидных гранодиоритов (табл. 17).

Таблица 17

Элементарный состав сфена

Фаза	Породы	Содержание, %				
		>1	~1	0,1	0,01	0,001
II	Гранитоиды	Si, Ti	Ca, Hf Al, Mg	Fe, Mn	V, Bi, As, Zr	Ge, Co, Sn
IV	Порфировидные гранодиориты	Ti	Ca, Si	Al, Fe, Ce	V, Bi, La, Mg	Co, Ni, Mn, Sn, Zr

В цирконах интрузивных пород описываемого района установлены Hf, Zr, Co, As, Cu, Ti, Bi, Ni, V, Sc, Sn. Здесь наблюдается некоторая тенденция к уменьшению содержания Hf и повышению содержания Sn в цирконах порфировидных гранодиоритов (табл. 18).

Таблица 18

Элементарный состав цирконов

Фаза	Породы	Содержание, %				
		>1	~1	0,1	0,01	0,001
I	Габброиды	Si, Zr	Hf	Fe, Ca, Zn	Co, As, Mg	Al, Ti, Mn, Cr, Cu
II	Гранодиориты	Si, Zr	Hf	Fe, Ca	Mg, Ti, Bi, As	Mn, Ni, Co, V, Cu, Sc
IV	Порфировидные гранодиориты	Si, Zr		Fe, Zn, Ca	Hf, Sn	Al, Mg

Анализ фактического материала показывает, что продукты разных фаз интрузивного магматизма отличаются не только по минеральному и среднему химическому составу, но также по содержанию и частоте встречаемости определенных комплексов малых элементов. Так, например, породы первой фазы, представленные габброидами и частично ультраосновными породами, характеризуются сравнительно повышенной концентрацией Cr, V, Ni, Co, Pb, Zn, Cu, Ce, Ga, TR, Ag, Pt, Au.

В различных породах гранитоидной интрузии, являющихся продуктами второй фазы интрузивного магматизма, часто встречаются в заметных количествах Sr (0,05—0,1%), Ba (0,03—0,1%), V (0,01%), Cr, Ni, Co, Mo, As (0,0001—0,01%), Sn (0,001—0,01%), Zn (0,01%), Be, Sc (0,001—0,003%), It, Ib (0,001—0,005%), B (до 2—2,5% — в турмалиноносных гранитах). Породы последней фазы, представленные порфировидными гранитоидами, обычно содержат Cu, Pb, Zn, Mo, As, Sr, Ba (до 0,01%), Ga, Ge, Sn, Ni, Cr, It (0,001%).

Жильные породы. В пределах Баргушатского хребта жильные породы весьма разнообразны и широко распространены. Мощность их колеблется от 0,5 *м* до нескольких метров и лишь редко превышает 10—15 *м*. Преобладающее количество жильных образований Баргушатского хребта представлено дайками первой фазы магматической деятельности.

Мощные дайки кварцевых порфиритов широко развиты в бассейне р. Дастакерт и считаются наиболее молодыми жильными образованиями района; мощность даек доходит до 10—15 *м*, а в раздувах до 150—200 *м*. Дайки кварцевых порфиритов встречаются также в низовьях оврага Салхер среди кварцевых монцонитов.

Кварцевые порфириты состоят из порфировых выделений кварца размером от 1 до 5 *мм*, составляющих 20—25% породы; второе место занимают зональные таблитчатые кристаллы плагиоклаза (олигоклаз—андезин); из вторичных минералов присутствуют хлорит и эпидот, которые образуют псевдоморфозы по биотиту. Структура породы порфировая, с гиалопилитовой структурой основной массы.

Диорит-порфириты в виде даек выступают в верховьях оврага Мегрили, юго-восточнее Дастакертского месторождения, среди эоценовых порфиритов. Простирание даек северо-восточное, мощность 2—4 *м*.

Диорит-порфиритовые породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки. Структура породы порфировая, основная масса состоит из мелких зерен плагиоклаза, роговой обманки и частично раскристаллизованного вулканического стекла. Как в основной массе, так и в порфировых выделениях роговая обманка сильно изменена процессами эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации.

В эту группу входят также дайки плагиоклазовых порфиритов, которые в районе Баргушатского хребта имеют весьма широкое распространение. По возрасту они моложе всех других жильных пород района и встречаются в кварцевых монцонитах юго-восточнее вершины 2495,7 *м*, севернее с. Дастакерт, на западных склонах горы Кяптура, а также на склонах вершины 2591,8 *м*, северо-западнее с. Софулу. Породы содержат таблитчатые кристаллы плагиоклаза, роговую обманку и биотит. Полнокристаллическая основная масса сложена мелкими зернами тех же минералов. Вторичные минералы представлены хлоритом и карбонатом.

Дайки дацитового состава имеют широкое распространение южнее с. Лернашен, среди кварцевых монцонитов. Дайки мощностью 2—3 *м* иногда прослеживаются до 2 *км* и более. Аналогичные дайки дацитового состава встречаются также в бассейне р. Айри, северо-восточнее с. Софулу, в окрестностях вулканического некка Дашкала, южнее с. Мурхуз, среди порфиритов нижнего эоцена, и южнее с. Кызыл-Шафак.

Минеральный состав даек представлен плагиоклазом, роговой обманкой, кварцем и биотитом.

Дайки диабазового состава являются наиболее древними образованиями среди жильных пород первой фазы Баргушатского хребта. Как правило, они небольшие, встречаются в окрестностях оз. Казанлич, восточнее с. Лернашен, непосредственно в с. Магмутлы и других местах. Порода даек сильно изменена, темно-зеленого цвета, с порфировой структурой, состоит из плагиоклаза и пироксена. Оба минерала подверглись серицитизации, хлоритизации и эпидотизации. Местами в породе преобладает авгит, придавая породе пикритовый характер (в верховьях р. Гехи, в долине Сарым-сахли, у оз. Казан-лич). В основной массе много рудного минерала.

Дайки альбитофиров в пределах Баргушатских интрузивов имеют весьма ограниченное распространение. Их редкие выходы встречаются в диоритовых телах бассейна р. Шенатаг и юго-восточнее с. Лцен. Одна очень крупная дайка расположена в районе с. Магмутлы. В составе породы присутствуют ортоклаз, альбит и кварц. Основная масса породы роговикоподобная.

Дайки андезитов в основном встречаются в районе Сваранцского железорудного месторождения, на склонах горы Арамазд. По внешнему облику и составу они совершенно аналогичны четвертичным андезитам Ераблурского плато. По мнению Т. Ш. Татевосяна, дайки генетически связаны с четвертичным вулканизмом данной области. Гиалоандезиты также молодые жильные образования, распространенные в окрестностях селений Мурхуз, Софулу и горы Даш-кала и представленные темными свежими стекловатыми породами, напоминающими обсидианоподобные, липаритовидные породы.

Дайки граносиенитов, гранитов и диорит-аплитов относятся к образованиям второй фазы магматической деятельности. Они в основном развиты в окрестностях селений Ахлатян и Кызыл-Шафак, среди граносиенитовых интрузивов. Встречаются также на водоразделе рек Гетатаг и Мроц, юго-западнее с. Дастакерт, среди кварцевых диоритов, и северо-западнее горы Лор. Породы состоят из кислого плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца (только в основной массе).

Гранитовые и гранодиорит-порфиритовые дайки третьей фазы магматической деятельности прорывают Гехи-Гярдскую интрузию и вмещающие их породы в окрестностях с. Кюрут. Породы состоят из идиоморфных крупных кристаллов розового калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и роговой обманки. Структура — порфировая, полифировая.

Мегринская группа интрузивов

Породы Мегринского плутона слагают Зангезурский хребет и его восточные и западные отроги в пределах Мегринского и Кафанского районов Армянской ССР и частично Ордубадского района Нахичеванской АССР. На левобережье р. Аракс Мегринский плутон занимает площадь около 800 *км*^{2}, являясь крупным массивом в Закавказье. На правом берегу р. Аракс он слагает значительную часть Иранского Карадага.

Мегринский полифазный плутон размещен на стыке двух крупных структурно-тектонических зон: Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской.

Возраст интрузий точно не установлен. Это объясняется исключительной сложностью тектоники и стратиграфии области, обусловленной широким развитием «немых» сильно дислоцированных вулканогенных пород.

Интрузия прорывает породы палеозоя в пределах Мегринского и Кафанского районов, а также меловые и палеогеновые породы Ордубадского района. На размытой поверхности ее залегают песчано-углистые отложения миоплиоцена, имеющие в своем составе большое количество валунов и галек подстилающих интрузий.

Внедрение Мегринской интрузии, возможно, относится к позднеэоценовому времени и связано с пиренейской фазой альпийского тектогенеза. Формирование плутона происходило в результате последовательного внедрения магмы в основном в консолидированные породы. Среди интрузивных пород установлены почти все разновидности щелочноземельного ряда от ультраосновных до кислых и щелочных пород. Распределение пород различной кислотности в пространстве и во времени здесь весьма сложное, поэтому породы одинаковой кислотности встречаются в нескольких разновозрастных фазах внедрения.

В настоящее время выделяется пять фаз интрузивного внедрения: 1) габброидные породы, 2) породы монцонитовой фазы, 3) лейкократовые средне-мелкозернистые гранитоиды, 4) порфировидные граниты и

гранодиориты, 5) малые интрузии — штокообразные и дайкообразные тела гранодиорит-гранит-порфиров.

1. Породы первой фазы — габброиды — распространены в бассейнах рек Вагравар и Агарак, на склонах р. Союх, в районах селений Курис, Гудемнис и Вагравар, на площади около 5 *км*^{2}. Как отдельная фаза внедрения, габброидные породы указанных участков впервые были выделены Б. Кажданом и М. А. Литвин. М. А. Литвин указывает на резкий интрузивный контакт этих пород с монцонитовой интрузией. Ею были найдены брекчии габбро-пироксенитов, сцементированные породами монцонитовой интрузии.

А. И. Адамяном и А. Е. Исаханяном в нижнем течении р. Нювади, в 1,5 *км* к северо-востоку от с. Нювади, был обнаружен выход темных габброидных пород, пронизанных многочисленными апофизами монцонитов. Аналогичные габброидные породы были встречены ими недалеко от Нювадинской заставы, у шоссейной дороги среди пород метаморфической толщи среднего девона. Таким образом, существование домонцонитовой — габброидной фазы в пределах Мегринского плутона считается теперь более или менее обоснованным.

Породы первой фазы в районе селений Курис, Гудемнис и Вагравар представлены габбро-пироксенитами. В северной части выхода этих пород наблюдаются сплошные участки, сложенные мелкозернистыми, равномернозернистыми меланократовыми породами со следами интенсивного катаклаза, местами наблюдается также слабое гнейсирование. В южной части выхода преобладают такситовые текстуры, выраженные скоплением мелкозернистых, темно-серых, черных и зеленовато-черных габбровых пород, разделенных на отдельные глыбы или обломки размером от 10 до 50 *м* в поперечнике. Промежутки между глыбами заполняются серой мелкозернистой породой, по составу и структуре аналогичной диоритам, вмещающей габбро-пироксенитовый массив.

Преобладающими компонентами габбровых пород Вагравaрского массива являются цветные минералы — моноклинный пироксен и роговая обманка; биотит присутствует в небольшом количестве. Плагиоклаз играет в породе явно подчиненную роль. В габбро-пироксенитах количество плагиоклаза резко уменьшается за счет увеличения пироксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом и рудным минералом.

По химическому составу габбро-пироксенит обладает значительно более основным характером, чем габбро (табл. 19).

Таблица 19

Химический состав габбро-пироксенитов (вес. %)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
46,30	0,98	11,42	3,75	6,33	13,43	13,36	1,57	2,21	0,46	0,06	99,92

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*
7,1	3,5	40,5	48,9	—	28,0	20,7	54,4	43,0

Химический состав габбро-пироксенитов, по А. Н. Заварицкому, ближе всего к мадагаскарским меланократовым, обогащенным пироксеном, анкарамитам.

2. Породы второй, монцонитовой, фазы слагают более половины всей площади Мегринского плутона зоны Дебаклинского разлома. Монцонитовая интрузия граничит с вулканогенно-осадочной толщей левобережья р. Вохчи севернее Каджаранского месторождения, на юге ограничивается р. Аракс, а на западе, на большом протяжении ее контакт проходит по Дебаклинскому разлому. Южнее с. Маралзами монцониты переходят зону Дебаклинского разлома и слагают прихребтовую полосу и западные склоны Зангезурского хребта. Монцониты в виде огромного останца сохранились в верховьях р. Мегри, непосредственно у оз. Капцут-лич, среди порфировидных гранодиоритов. На востоке и юго-востоке интрузия ограничивается вулканогенно-осадочными породами палеогена и среднего палеозоя, а в юго-восточной части имеет непосредственный контакт с метаморфической толщей среднего девона и древними гранитами низовья р. Малев. Среди пород монцонитовой интрузии встречаются изолированные участки остатков кровли вмещающей вулканогенно-осадочной толщи и пород более ранней габброидной интрузии.

Монцонитовая интрузия по составу неоднородна, она сложена различными породами, связанными между собой постепенными, часто неуловимыми переходами. Преобладающими породами являются монцониты. Среди пород монцонитовой интрузии выделяются в основном габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые монцониты, монцониты, сиенито-диориты, щелочные сиениты и нефелиновые монцониты. К этой интрузии относятся также габброидные и ультраосновные породы района горы Каладаш, приуроченные к крупным останцам вулканогенно-осадочной кровли интрузии.

Породы монцонитовой фазы в каждом отдельном случае обладают индивидуальными чертами, поэтому им трудно дать общую детальную характеристику. Однако намечается некоторая общая закономерность в распространении основных и кислых разновидностей пород монцонитового ряда.

Относимые к этой фазе выходы основных габброидных пород встречаются в районе развалин с. Тагамир, в бассейне р. Ванк, в районе селений Калер и Абгяз, на водоразделе Мегри-Гюнейского хребта, в районе горы Сабет-Кечмаз, в бассейне рек Астазур, Гяровли и др. Более крупные тела габброидных и ультраосновных пород расположены в районе горы Каладаш (Палчхлу, Еркатаджур, развалины церкви Севадан-Куджерт), где они приурочены к крупным останцам вулканогенных пород кровли интрузии.

Среди основных и ультраосновных пород выделяются магнетитовые оливиниты, оливиновые пироксениты, пироксениты, габбро, габбро-диориты и габбро-сиениты, связанные между собой постепенными переходами. Весь этот комплекс основных и ультраосновных пород постепенно переходит в сиенито-диориты и другие разности монцонитового ряда. Основная и ультраосновная ветви пород монцонитовой интрузии, по данным Ю. А. Арапова (1942), А. И. Адамяна и М. А. Литвин, характеризуются следующими главными минералого-структурными и петрохимическими особенностями.

Габбро-диориты и габбро представляют собой средние или крупнозернистые породы темного цвета. Они весьма близки к габбро-пироксенитовым породам по основности плагиоклаза (№ 60—88) и по преобладанию темноцветных компонентов, представленных моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом. Другая ветвь этих же

пород ведет к сиенито-диоритам и к лейкократовым сиенитам. Последний переход совершается, в основном, благодаря уменьшению основности плагиоклаза и появлению калинатрового полевого шпата.

Под микроскопом в габбро-диоритах и габбро обнаруживается панидиоморфнозернистая, реже офитовая структура, но зачастую она затушевана в связи с развитием вторичной роговой обманки. Преобладающими минералами породы являются плагиоклаз, пироксен и роговая обманка. Биотит встречается редко. Иногда между кристаллами плагиоклазов располагаются микропегматитовые совместные прорастания калишпата и кварца, или же эти минералы располагаются отдельно. Местами количество полевого шпата резко уменьшается, за счет роста темноцветных компонентов, в частности пироксена, и состав породы становится близким к габбро-пироксенитам. Акцессорные минералы представлены магнетитом (иногда до 10—15%), который часто срастается с зеленой шпинелью, апатитом и редко титаном.

Шлировые диориты, габбро-диориты и габбро, относимые Ш. А. Азизбековым (1962) и Р. Н. Абдуллаевым (1958) к породам третьей фазы внедрения (граносиенитовая), распространены на западном склоне Зангезурского хребта. Начинаются они северо-западнее Капутджухского перевала, образуя здесь полосу шириной 0,3—1,5 *км*, прослеживаемую в юго-западном направлении на расстоянии 7 *км*. Эти породы на северо-западе прорывают вулканогенную толщу нижнего эоцена (?), образуют контактовый ореол вторичных андалузитоносных кварцитов, а на востоке переходят в кварцевые сиенит-диориты и гранодиориты. В эндоконтактовой зоне шлировые диориты и габбро-диориты приобретают гнейсовидность и осланцованность. В этих породах Ш. А. Азизбековым (1961) установлен клиноэнстатит, не обнаруженный в аналогичных породах восточного склона и в районе горы Каладаш в целом

Диориты и кварцевые диориты тесно примыкают к описанным выше породам, отличаясь от них незначительными качественными и в основном количественными соотношениями составляющих их минералов. Распространены они в районе Джиндаринского месторождения, в контактовой полосе банатитов с вулканогенной толщей и в других местах.

Диориты и кварцевые диориты являются породами гибридного происхождения, но чаще всего представляют эндоконтактовую фацию монцонитовой интрузии. На геологической карте почти невозможно отделить диориты от других, главным образом габбровых, пород. Процессы габброизации и диоритизации наиболее интенсивно развиты *в контактовых полосах монцонитовой интрузии с порфиритами* вулканогенно-осадочной толщи. Процессы диоритизации развиваются также вокруг крупных останцов и ксенолитов пород кровли, захваченных интрузией.

Диориты и кварцевые диориты из различных частей монцонитовой интрузии были описаны В. Г. Грушевым (1941$_1$), С. А. Мовсесяном (1941), Ш. А. Азизбековым (1961), а также М. А. Литвин, А. И. Адамяном и другими исследователями.

Диориты и кварцевые диориты отличаются от связанных *с ними сиенито-диоритов отсутствием калиевого полевого шпата, а от* монцонитов менее основным плагиоклазом (№ 35—45) и, кроме того, как указывает В. Г. Грушевой, преобладанием авгита, хотя встречаются все три цветных минерала: авгит, обыкновенная роговая обманка и биотит.

К диоритам и кварцевым диоритам следует отнести также шлировые и такситовые диориты и габбро-диориты восточного склона гор Хашли-даг и Союх, детально описанные В. Г. Грушевым.

Габбро-пироксениты имеют ограниченное распространение в районе горы Каладаш и представлены темными среднезернистыми и крупнозернистыми породами массивного сложения.

Габбро-пироксениты состоят из моноклинного пироксена, роговой обманки и серовато-белого полевого шпата. В некоторых образцах отмечается значительное количество биотита и изредка скопления зерен желтовато-зеленого эпидота. Структура их панидиоморфно-зернистая, но, как и в габбро-диоритах, затушевана в связи с развитием вторичного биотита и роговой обманки. По минеральному составу они довольно тесно примыкают к габбро и габбро-диоритам, имея в своем составе тот же моноклинный пироксен и роговую обманку. Цветные компоненты в пироксенитах занимают около 80—90%, роль плагиоклаза соответственно уменьшается и он составляет 0—5% породы, довольно заметное количество составляют апатит (5—8%) и магнетит (5—10%), причем последний часто дает сростки со шпинелью. Биотит так же, как и в габбро-пироксенитах, является обычным минералом и развивается за счет пироксена и роговой обманки, образуя иногда самостоятельные зерна.

Оливиновые пироксениты имеют небольшое распространение и встречаются почти исключительно в районе горы Каладаш в виде небольших участков среди габбро и габбро-диоритов.

Минеральный состав основных и ультраосновных пород, а также вмещающих их сиенито-диоритов сильно колеблется, так что на небольшом участке встречаются породы самого различного количественного состава (табл. 20).

Таблица 20

Минеральный состав основных и ультраосновных пород Мегринской группы, %

Название породы	Моноклинный пироксен	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Полевой шпат	Оливин	Рудный минерал	Апатит	Прочие минералы	Сумма
Габбро-диорит	25,9	2,0	10,2	51,2	1,0	—	6,5	2,1	1,0	99,90
Габбро-пироксенит	37,4	8,7	1,6	47,2	—	—	4,0	1,5	—	100,40
Пироксенит (горнблендит)	10,1	75,8	—	5,1	—	—	6,4	2,0	—	99,40
Оливиновый пироксенит	52,4	11,1	2,3	6,1	—	12,2	10,5	4,6	—	99,20

Из таблицы видно, что первый тип габбро-диоритовых разностей, который может быть назван нормальным габбро, характеризуется в среднем содержанием плагиоклазового компонента около 50% и железисто-магнезиальных минералов около 47%, в том числе более 6% — рудные. Из цветных минералов постоянным и значительным по содержанию компонентом является моноклинный пироксен, содержание которого в некоторых разностях доходит до 60%, а в нормальном габбро-диорите колеблется от 20 до 30%. Содержание роговой обманки обратно пропорционально содержанию в породе пироксена, так как в большинстве случаев образование ее идет за счет пироксена.

Монцониты, кварцевые монцониты сиенито-диориты, гранодиориты монцонитовой фазы внедрения составляют больше половины площади, занятой Мегринским плутоном. Они характеризуются постепенными переходами как между собой, так и с описан-

ными выше породами, что не дает возможности детально описать каждую разновидность в одельности.

Типичные нормальные монцониты распространены главным образом в районе Каджаранского месторождения, А. И. Адамяном они названы монцонитами каджаранского типа. Кварцевые монцониты имеют по сравнению с монцонитами, более широкое распространение. Развиты они южнее Агаракского месторождения, вдоль р. Мегри-гет в среднем ее течении. Сиенито-диориты наиболее развиты в юго-восточной части Мегринского плутона. Гранодиориты распространены в районе селений Ванк, Калер и Дебаклинского перевала. Приведенные данные не означают, что перечисленные породы имеют строго локальное распространение.

Породы монцонитовой интрузии отличаются среднеравномернозернистым сложением, темно-серым и темно-серо-розоватым цветом, сравнительно мелкой трещиноватостью и несвежим обликом. Для всей серии пород монцонитовой интрузии можно отметить следующие основные черты минерального состава. Плагиоклаз относится к андезину и лабрадору и обычно не кислее олигоклаз-андезина, пироксен замещается амфиболом и биотитом, соотношение между количеством ортоклаза и плагиоклаза различное. Содержание цветных компонентов колеблется от 15 до 20%, но иногда доходит до 40%. Характерным для этих пород является почти постоянное присутствие кварца.

Все исследователи Мегринского плутона среди монцонитовой интрузии выделяют оливиновые габбро, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, кварцевые диорито-сиениты, кварцевые сиениты, тоналиты, адамеллиты, сиенито-диориты, гранодиориты и целую серию различных пород эндоконтактовой фации и жильных образований.

А. И. Адамян (1955) к монцонитовой интрузии относит также нефелиновые монцониты, щелочные сиениты со всеми их разновидностями и богатым рядом фельдшпатоидных жильных пород.

Структура пород монцонитовой интрузии гипидиоморфнозернистая — монцонитовая, не всегда сохраняется в нормальных монцонитах и зачастую проявляется в других разновидностях монцонитовой интрузии. Тенденция к монцонитовой структуре проявляется всеми породами интрузии, вплоть до гранодиоритов и габбро.

Минеральный состав монцонитов, кварцевых монцонитов, сиенито-диоритов и гранодиоритов представлен плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом, авгитом, редко клиноэнстатитом, кварцем, магнетитом, апатитом, сфеном, ортитом, рутилом, цирконом, хлоритом, уралитом, серицитом, эпидотом, цоизитом, цеолитом, кальцитом и каолинитом.

Переход от одних пород к другим среди перечисленных разновидностей монцонитовой интрузии обусловливается в основном изменением количества плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца. Цветные компоненты также подвергаются количественным колебаниям, но сравнительно в меньшей мере. Качественные изменения основных минералов в описываемых породах незначительные, меняется главным образом состав плагиоклаза.

Крупнозернистый лейкократовый пегматитовый щелочной сиенит состоит в основном из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и щелочной роговой обманки; из второстепенных минералов присутствуют пироксен, биотит, апатит, титанит, магнетит, титаномагнетит; из вторичных — каолин, серицит, мусковит и продукты разложения нефелина. Структура породы пегматоидная, аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая.

Нефелиновые монцониты, выявленные в районе горы Гелджик и с. Пхрут, приурочены к эндоконтактовой полосе монцонитовой интрузии. Эти образования изучены пока слабо, и здесь о них лишь упоминается.

3. Комплекс пород третьей фазы внедрения — лейкократовые средне-мелкозернистые гранитоиды—характеризуется меньшим разнообразием. С. С. Мкртчян (1958) *эти породы относит ко второй фазе внедрения* после монцонитов; А. А. Гюрджян отрицает существование самостоятельной фазы перечисленных пород и относит их к фазе порфировидных гранитов. Выходы этих пород на правобережье р. Аракс в районе с. Мегри и ст. Карчеван А. Б. Кажданом отнесены к порфировидным гранитам. А. И. Адамяном и А. Е. Исаханяном у с. Мегри установлены четкие интрузивные контакты между светлыми мелкозернистыми гранитами и монцонитами. Монцониты явно прорываются породами гранитовой интрузии. По своим структурно-петрографическим особенностям граниты, граносиениты и турмалиновые граниты резко отличаются от пород интрузии порфировидных гранитов и их нельзя отнести к одной фазе внедрения. В.Г. Грушевым (1941_1) установлен факт прорывания сиенито-гранитов интрузией порфировидных гранодиоритов и их порфировыми образованиями. Тем самым устанавливается время образования пород третьей фазы внедрения после монцонитовой, раньше порфировидных гранитов. К этой третьей фазе надо отнести и гранодиориты района с. Личкваз, а также, очевидно, банатиты, выделенные С. А. Мовсесяном (1941).

Лейкократовые средне-мелкозернистые граниты, гранодиориты и граносиениты развиты почти исключительно на правом берегу р. Мегри и водоразделе Конгур-Алангезского хребта. Выходы этих пород обнажаются непосредственно у берега р. Аракс; вдоль ж.-д. полотна от ст. Мегри — к западу. Южнее Агаракского месторождения эти выходы в плане имеют форму вытянутых штоков и даек, а севернее Агарака окаймляют сплошными, бесформенными, зазубренными контурами габброидные породы первой фазы внедрения. Внешняя контурная линия — линия контакта с породами монцонитовой интрузии сравнительно плавная. *Лейкократовые среднезернистые гранодиориты и граносиениты* развиты в бассейне среднего течения р. Бугакяр. Банатиты распространены в центральной части Конгур-Алангезского хребта, на склонах гор Сакар-дара и Яглу. Турмалиновые гранитоиды развиты на левом берегу р. Мегри в устьевой части р. Ванк.

Гранодиориты — лейкократовые среднезернистые или мелкозернистые породы серого цвета, расположенные южнее с. Личкваз, имеют состав гранита. Структура породы гипидиоморфнозернистая, гранитовая. По минеральному составу, как отмечает В. Г. Грушевой (1941), гранодиориты очень сходны с порфировидными гранитами, отличаясь от них лишь количественным соотношением породообразующих минералов. Плагиоклаз относится к олигоклазу, калиевый полевой шпат, судя по часто наблюдаемой ясно решетчатой двойниковой структуре, относится к пертитовому микроклину. Микроклин с кварцем часто образуют микропегматитовое прорастание. К западу от селений Агарак и Карчеван, по восточному склону хребта, полосой протягиваются гранодиориты, отличающиеся от предыдущих гранитов не только более основным зональным плагиоклазом, но и крупнозернистостью и свежестью.

Гранодиориты такие же лейкократовые породы, но с бо́льшим *содержанием роговой обманки и биотита, чем в гранитах.* Под названием «гранодиориты» М. А. Литвин описывает выделенные С. А. Мовсесяном (1941) в отдельную самостоятельную фазу банатиты совместно с породами монцонитовой фазы внедрения.

Макроскопически граносиениты лейкократовые, розовато-серые или розовые, средне- или мелкозернистые породы с неравномернозернистой, а иногда порфировидной структурой. Составными частями породы являются: плагиоклаз (олигоклаз и андезин), ортоклаз, кварц, роговая обманка и биотит. Иногда плагиоклаз образует идиоморфные порфировые выделения. В его вкрапленниках обычны антипертитовые дендритовидные вростки ортоклаза и мелкие включения зерен плагиоклаза, ортоклаза, кварца, биотита и рудных минералов (магнетит, пирит). Очевидно, здесь имеет место метасоматическое образование плагиоклаза.

Отдельные разновидности породы можно называть гранитом, адамеллитом и гранодиоритом, для преобладающей массы этих пород наиболее подходит сиенито-гранит. Сиенито-граниты на значительной площади, особенно в пределах рудного поля, подвергнуты постмагматическим изменениям, выразившимся более интенсивно в проявленных процессах альбитизации, биотитизации и хлоритизации. Процессы окварцевания, серицитизации, цеолитизации и редко каолинизации следовали позже, одновременно шел процесс выделения сульфидов железа, меди, молибдена.

Характерной особенностью агаракского сиенито-гранита, как отмечает В. Г. Грушевой, является присутствие в нем меланократовых включений разнообразной величины, имеющих, судя по резким границам с вмещающей породой и неправильно угловатым (со сглаженными углами) очертаниям, скорее вид ксенолитов, чем шлировых выделений. Количество их особенно велико у восточного контакта сиенито-гранита с резко отличающимся от него кварцевым монцонитом и быстро убывает по направлению к западу, где они совсем исчезают.

Турмалиновые гранитоиды по общему облику А. И. Адамян относит к третьей фазе внедрения. Эти породы слагают небольшой отрог — водораздел между реками Ванк и Безымянной.

Выходы турмалиновых гранитоидов занимают площадь около 3 *км*². Количество турмалина в породе варьирует от единичных крупных зерен до 25—30%. С колебанием содержания турмалина меняется состав породы. Богатые турмалином породы имеют состав гранита или плагиогранита. Последние почти лишены цветных компонентов и являются лейкократовыми породами, если не считать турмалин. Турмалиновые гранитоиды в виде штокообразного тела прорывают монцонитоиды, имеющие здесь состав гранодиорита и кварцевого монцонита. Эти породы также содержат турмалин, но по сравнению с гранитоидами в меньшем количестве.

4. Породы четвертой фазы внедрения представлены порфировидными гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, развитыми в бассейнах рек Капутджух, Яглудара, Сааккарсу, Мегри, Айри, Мюльк и Бугакяр. Эти породы слагают восточные склоны центральной части Зангезурского хребта и в виде огромной дайки прослеживаются на расстоянии более 20 *км*, возвышаясь над уровнем моря в среднем на 3000 *м*. Западная граница порфировидных гранитоидов проходит по юго-западному склону Конгур-Алангезского хребта, в пределах Ордубадского района Нахичеванской АССР, восточная и северо-восточная — совпадает с зоной Дебаклинского разлома и южная проходит в районе селений Тей и Бугакяр. К северу породы прослеживаются до горы Ах-Мечит.

Порфировидные гранитоиды изучались В. Г. Грушевым (1941), С. А. Мовсесяном (1940), Ш. А. Азизбековым (1952), А. И. Адамяном (1955), а также М. А. Литвин и другими геологами.

Среди комплекса порфировидных гранитоидов выделяются граниты, гранодиориты, граносиениты, адамеллиты, сиенито-граниты, сиениты, связанные между собой постепенными переходами.

По внешнему виду порфировидные гранитоиды довольно резко отличаются от всех остальных пород плутона. Светлая, розовато-серая окраска и ясная порфировидная структура являются для них характерным признаком. Некоторые серые разновидности порфировидных гранитоидов напоминают житомирские граниты.

Порфировидные граниты, слагающие центральную часть интрузии, к периферии переходят в породы с менее отчетливой порфировидной структурой. Основная масса полнокристаллическая, среднезернистая, нередко крупнозернистая. На периферии интрузии порфировидные гранитоиды приобретают равномернозернистую, крупнозернистую структуру и сравнительно темную окраску. Переходы между структурными разностями порфировидных гранитоидов совершаются постепенно, посредством уменьшения количества и размеров вкрапленников полевых шпатов.

Структура описываемых пород порфировидная. Вкрапленники представлены в основном анортоклазом, реже роговой обманкой, биотитом, кварцем и плагиоклазом. Последний встречается в порфировидных гранодиоритах.

Порфировидные гранитоиды состоят из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита: акцессорные минералы представлены — апатитом, рудным минералом, сфеном, цирконом.

5. Малые интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, имеющие форму штокообразных и дайкообразных тел, относятся А. И. Адамяном к пятой фазе внедрения. Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры развиты в зоне Дебаклинского разлома и, очевидно, являются асхистовыми породами, генетически связанными с интрузией порфировидных гранитоидов. Наиболее значительными по размерам телами являются агаракские, джиндаринские, алагюнейские и джрканские гранодиорит-порфиры. Медно-молибденовое оруденение генетически связано с внедрениями малых интрузий, являющихся одновременно рудовмещающими породами.

Макроскопически гранодиорит-порфиры светлые, зеленовато-серые с розоватым оттенком породы.

Основными породообразующими минералами гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит и обыкновенная роговая обманка. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, гранатами, а рудные — халькопиритом, пиритом, молибденитом и магнетитом. Из вторичных минералов встречаются хлорит, мусковит, кварц, кальцит, гипс, гематит, лимонит, борнит, азурит, малахит, пирит и др.

Жильные (дайковые) образования. Дайковые породы Мегринского плутона изучались А. Б. Кажданом и М. А. Литвин, Т. А. Аревшатян и В. Г. Грушевым (1941$_1$), С. А. Мовсесяном (1941), А. И. Адамяном (1949), Ш. А. Азизбековым и Р. А. Абдуллаевым (1947$_1$, 1952$_2$), С. С. Мкртчяном (1958) и С. А. Исаакян (1957).

С монцонитовой интрузией, по данным М. А. Литвин, связаны диоритовые порфириты, монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, лампрофиры и аплиты. Т. А. Аревшатян выделяет дайковые породы, генетически связанные с монцонитовой интрузией, в следующей последовательности их внедрения (от ранних к более поздним): пироксениты, микромонцониты, микросиениты, микрогранодиориты, аплиты, пегматиты, диорит-порфириты, диабазы и диабазовые порфириты, оди-

ниты, спессартиты, спессартито-керсантиты и минетто-вогезиты. Ш. А. Азизбеков (1952$_2$) для ордубадской части плутона отмечает наличие кварцевых и бескварцевых диорит-порфиритов, габбро-порфиров, плагиоклазовых порфиритов, диабазов, спессартитов, керсатитов, одинитов, беербахитов, а также гранодиорит-порфиров, пегматитов, аплитов, и альсбахитов. Ш. А. Азизбеков, В. Г. Грушевой (1941) и С. А. Мовсесян (1941) жильный комплекс плутона по отдельным фазам внедрения не расчленяют.

Дайковые образования встречаются как в виде более или менее правильных, так и бесформенных тел, заполняющих контракционные и тектонические трещины. В последнем случае дайки имеют два хорошо выраженных направления — северо-восточное и северо-западное; последнее совпадает с направлением общей складчатости региона.

Дайки пользуются наиболее широким развитием в зоне Дебаклинского разлома, являющегося местом длительных и многократно повторяющихся тектонических подвижек. Локализация дайковых пород в самих монцонитах связана, очевидно, с тем, что они являлись благоприятной, тектонически обработанной средой. Огромная суммарная мощность даек, как отмечают А. П. Пэк и Н. С. Скрипченко, указывает на тектонический характер заполняемых ими трещин, а не на сокращение объема массива при его охлаждении. Можно полагать, что разнообразие дайковых пород обусловливается наряду с другими факторами также глубиной заложения трещин.

Отличительными признаками дайковых образований, связанных с монцонитовой интрузией по М. А. Литвин, являются тонкозернистость основной массы породы, резкая граница в величине кристаллов I и II фаз минералообразования, т. е. отсутствие корродированности, сильное развитие постмагматических процессов, резко выраженные явления катаклаза, постоянное присутствие калиевого полевого шпата во всех типах пород (включая лампрофиры) и наличие ортита.

Исключительно большим разнообразием пользуются дайковые породы, развитые в пределах Шванидзорского щелочного массива, детально изученные А. И. Адамяном (1955). Установлена следующая последовательность вторжения жильных пород щелочного массива (от древних к молодым): кварц-полевошпатовые пегматиты, аплитовые жилы, щелочные полевошпатовые жилы или сиенитовые пегматиты и фельдшпатоидные жилы. По крупности зерен слагающих минералов, минеральному составу и постмагматическим изменениям среди полевошпатовых пегматитов выделяются: а) гигантокристаллические мономинеральные анортоклазиты, б) гигантокристаллические турмалиновые сильно измененные полевошпатовые пегматиты, в) среднезернистые мусковитизированные полевошпатовые пегматиты, г) мелкозернистые мусковитизированные корундовые полевошпатовые пегматиты.

Фельдшпатоидные сиенитовые пегматиты широко развиты и встречаются как среди меланократовых, мезократовых и лейкократовых щелочных сиенитов, так и среди сиенито-диоритов, габбро и габбро-диоритов. Наибольшее распространение они имеют в юго-восточной части Мегринского района, в приконтактовой полосе щелочных сиенитов с породами метаморфической толщи палеозоя. Вторая хорошо выраженная полоса нефелин-сиенитовых пегматитов тяготеет к северному контакту массива с вулканогенно-осадочной толщей. По времени внедрения нефелин-сиенитовые пегматиты являются предшествующими рудным образованиям.

По минеральному составу установлены следующие разновидности фельдшпатоидных пегматитов: а) содалит-полевошпатовые, б) содалит-нефелин-сиенитовые, в) канкринит-нефелин-сиенитовые, г) меланито-

нефелин-сиенитовые, д) биотит-аплит-нефелин-сланцевые и е) флюорит-нефелин-сиенитовые пегматиты. Преобладающая часть нефелин-сиенитовых пегматитов имеет зональное строение.

Петрохимические особенности и химический состав. В ходе эволюции магматического процесса при становлении Мегринского полифазного плутона происходит закономерное изменение количества петрогенных элементов и элементов-примесей. Общеизвестная тенденция повышения кислотности и щелочности от ранних фаз магматического внедрения к поздним прекрасно выражена и в эволюции Мегринского интрузива. На ход развития магматических процессов и на вещественный состав их продуктов влияют факторы гибридизма и ассимиляции, причем степень их проявления совершенно различна при переходе от ранних фаз к поздним. Глубинная ассимиляция и широкий гибридизм характерны для пород монцонитовой фазы внедрения, а для пород третьей и четвертой фазы эти явления имеют ограниченный и локальный характер. Монцонитовая фаза внедрения интрузии представлена породами совершенно различного вещественного состава, — в ней встречаются крайние и переходные между ними типы щелочноземельного ряда, поэтому трудно дать общую характеристику химического состава монцонитовой интрузии в целом. Выводом среднего химического состава монцонитовой интрузии также нельзя пользоваться, ибо имеющиеся анализы по количеству не соразмерны площадям выходов соответствующих пород.

Сравнительно полная характеристика химического состава монцонитов дана М. А. Литвин, отмечающей, что характерной особенностью монцонитов является значительное содержание щелочей, превышающее или равное таковому в гранодиоритах при большом значении *b* и соответственно сравнительно низком значении *c*. Что же касается соотношений $K_2O : Na_2O$, то в одних анализах оба окисла присутствуют в равных количествах, а в других наблюдается превышение K_2O над Na_2O в несколько раз. CaO всегда $>$ MgO и $Na_2O + K_2O$.

Средний химический состав мегринского монцонита, по М. А. Литвин, очень мало отличается от среднего химического состава монцонита по Дэли. При сравнении химического состава мегринских монцонитов с типичными монцонитами горы Муллата в Тироле видим, что в последних содержится меньше *c* и *b* и несколько больше щелочей.

Таким образом, сравнивая химический состав монцонитов Мегринского плутона с монцонитами Тироля и средним составом монцонитов по Дэли, замечаем, что: 1) количество щелочей в мегринском монцоните соответствует среднему составу монцонитов по Дэли и несколько ниже, чем в тирольских; 2) по содержанию CaO мегринский монцонит занимает среднее место между тирольским монцонитом и монцонитом по Дэли; 3) сумма Fe_2O_3 и FeO в мегринских монцонитах значительно выше, чем в обоих сравниваемых монцонитах; 4) наблюдаются некоторые общие черты химического состава различных пород монцонитовой фазы. К таковым относится повышенное содержание щелочей с изменчивыми соотношениями $Na_2O : K_2O$, глинозема и фемических частей за счет некоторого увеличения суммы $Fe_2O_3 + FeO$. Следует также указать, что соотношения $CaO : MgO$ и $CaO : (Na_2O + K_2O)$ всегда остаются постоянными.

СУБИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В последние годы ряд исследователей в общей цепи магматизма выделяют субинтрузивную фацию магматической деятельности. Образования, слагающие субинтрузивную фацию, имеют довольно широкое распространение и в основном выделены из эффузивных образований.

Если принять, что в эвгеосинклинальных прогибах эффузивный магматизм приурочивается к этапам прогибания и осадконакопления, а интрузивный магматизм к этапам усиленного формирования тектонических структур, то в соответствии с его возрастным положением, субинтрузивный магматизм должен быть приурочен к концу циклов прогибания и осадконакопления и началу усиленного формирования тектонических структур, т. е. к переходным этапам, а дайковый цикл проявления магматизма — к этапам затухания тектонических напряжений и магматической деятельности. При этом необходимо иметь в виду, что дайковые тела генетически связаны с эффузивной, субинтрузивной, интрузивной фациями, а также слагают четвертую самостоятельную послеинтрузивную группу. В приведенной схеме имеется в виду эта последняя группа даечных образований.

Субинтрузивный магматизм является связующим звеном между эффузивным и интрузивным магматизмом, что проявляется в двойственном характере продуктов его появления: по морфологии — тяготении к интрузивному магматизму (рвущие глубинные тела), по структурно-текстурным особенностям пород — тяготении к эффузивным образованиям.

Наиболее характерными представителями пород субинтрузивной фации в Армянской ССР являются габбро-порфириты — в их числе диабазовые, пироксеновые, плагиоклазовые порфириты, кварцевые плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые кератофиры, трахидациты, тешениты, трахиты и др. Установлено, что каждой вулканогенно-осадочной толще, отграниченной от выше- и нижележащих толщ региональными перерывами и структурными несогласиями, подчинены «свои» характерные в петрохимическом и геохимическом отношениях субинтрузивные образования основной и кислой (щелочной) магмы. При этом следует оговориться, что в основу приводимой формулировки субинтрузивного магматизма положен возрастной принцип: прорывание диагенетически вполне сформировавшихся вулканогенно-осадочных толщ субинтрузивными телами и прорывание последних телами собственно интрузивной фации. В этом и заключается существенное отличие понимания терминов «субинтрузивный» и «субвулканический». Последние как рвущие тела генетически связаны с эффузивным вулканизмом и должны быть рассмотрены совместно, а субинтрузивный магматизм является самостоятельным звеном в общей цепи магматизма, почему и рассматривается отдельно.

Позднепротерозойско-кембрийский (?) комплекс. Сведения по субинтрузивным образованиям этого комплекса наиболее скудные. По данным К. Н. Паффенгольца (1959), В. Н. Котляра (1958) и других исследователей, значительная масса метаморфических сланцев Арзаканского массива возникла за счет метаморфизма древних вулканогенных толщ. А. Т. Асланяном (1958) в Арзаканском комплексе выделяется в качестве самой молодой вулканогенная апаранская толща. В составе указанной толщи, в районе сочленения Цахкуняцкого и Памбакского хребтов, А. Р. Арутюняном (1964) указываются многочисленные силловые залежи пироксеновых порфиритов, с явными рвущими контактами как вдоль подошвы, так и кровли силлов. Они отличаются от вмещающих отложений меньшей метаморфизованностью и по сравнению с вмещающей толщей являются эпигенетическими образованиями. Аналогичные силловые залежи пироксеновых порфиритов отмечены в комплексе дотуронской вулканогенной толщи Спитакского района (предположительно раннепалеозойского возраста). В петрохимическом отношении эти образования по существу не изучены и лишь

предположительно относятся к щелочному типу. Слагают они примерно 20—30% объема апаранской толщи.

Палеозойский комплекс. Вулканогенные толщи достоверно палеозойские (девон, пермь) в пределах Армянской ССР известны в Сюнике, однако здесь они специально не изучались с точки зрения выделения в них субинтрузивных образований. Такие образования на Малом Кавказе известны в районе Храмского кристаллического массива, в составе пермской континентальной толщи. Это силловые залежи кварцевых плагиопорфиров с отчетливо выраженными интрузивными контактами со слоистыми вмещающими отложениями перми. Любопытно, что во всех остальных пунктах выхода кристаллического фундамента на Малом Кавказе (Локский и Арзаканский массивы, верховья рек Ахум, Асрик) в составе базальных конгломератов основания юрских или меловых толщ отмечается комплекс пород сложного состава неметаморфизованных вулканогенных толщ, в том числе гальки кварцевых порфиров. Последние во всех остальных случаях являются субинтрузивными породами, в связи с чем с известными оговорками можно предполагать наличие субинтрузивных кварц-порфировых залежей в составе палеозойских вулканогенных толщ. В петрохимическом отношении они специально не изучены. Палеозойскому осадочному комплексу юго-западной части Армянской ССР подчинены диабазовые силловые залежи с дайкообразными каналами и ряд небольших штокообразных тел. Прорывают они отложения до нижнего карбона включительно и перекрываются трансгрессивно пермью.

Мезозойские комплексы Сомхето-Карабахской зоны. В системе тектонических структур Малого Кавказа Сомхето-Карабахская зона выделяется достаточно четко. В эпоху заложения и эвгеосинклинального развития с северо-востока граница ее проходила где-то по Куринской депрессии, а с юго-запада по шовной структуре бассейна р. Мармарик. В состав зоны, по-видимому, входил также Кафанский сегмент, который от Сомхето-Карабахской зоны отделился последующим наложением меловых и палеогеновых прогибов.

В пределах Сомхето-Карабахской зоны в настоящее время выделяется «нижняя вулканогенная толща» верхнего аалена — нижнего байоса, которой подчинены многочисленные залежи диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров; вулканогенная толща верхнего байоса — нижнего бата, которой подчинены многочисленные залежи габбро-порфиритов и колоссальные «покровные» поля кварцевых плагиопорфиров, по данным К. А. Мкртчяна (1962), имеющих субинтрузивный характер; верхнеюрско-нижнемеловая вулканогенная толща, которой также подчинены многочисленные пластовые залежи габбро-порфиритов и кварцевых альбитофиров (район горы Абегакар и др.).

В не совсем ясном стратиграфическом положении на грани юры и мела В. П. Ренгартеном выделена артаминская свита, в составе которой Г. А. Чубаряном выделены многочисленные субинтрузивные тела, ранее описанные как эффузивные породы.

Далее четко отбиваются верхнемеловые вулканогенные толщи, обычно объединяемые в один возрастной комплекс. На примере бассейна р. Веди доказывается существование двух возрастных магматических комплексов позднемелового возраста (допозднеконьякский и послепозднеконьякский — додатский). В составе этих толщ К. А. Мкртчян, Г. А. Туманян (1966), А. Р. Арутюнян (1964), Дж. А. Оганесян (1964), А. Х. Мнацаканян (1965) выделяют многочисленные пластовые лакколиты и силловые залежи андезитовых и пироксеновых порфиритов и своеобразные субинтрузивные дацит-трахидацитовые тела, по структурно-текстурным, петрохимическим, металлогеническим особенностям

мало чем отличающиеся от аналогичных тел палеогеновых интрагеосинклинальных прогибов Малого Кавказа. К субинтрузивным образованиям трахидацитового состава приурочены крупнейшие месторождения бентонитовых глин, агата, минерализация марганца и др. Верхнемеловой вулканогенной толще подчинены также силловые залежи кварцевых порфиров и альбитофиров, известные в районе с. Огбин в Айоцдзоре, а также в Иджеванском и Ноемберянском районах.

Среди субинтрузивных образований юры Сомхето-Карабахской зоны особое место занимают кварцевые плагиопорфиры, отдельными выходами и сплошными обширными полями прослеживающиеся на протяжении свыше 200 *км*. Наряду с эоценовыми кварцевыми порфирами Севанского интрагеосинклинального прогиба они послужили главной

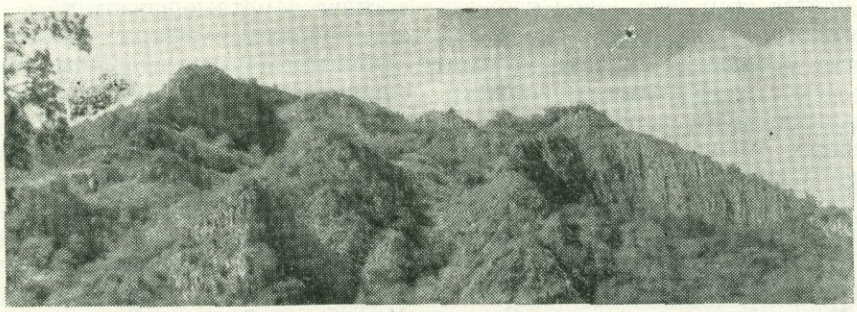


Рис. 47. Силловый лакколит кварцевых плагиопорфиров (с. Качаган). Фото К. А. Мкртчяна

опорой при выделении субинтрузивного магматизма. Со времени ранних работ К. Н. Паффенгольца (1948) они здесь выделяются как стратифицированный горизонт (маркирующего значения), который разграничивает так называемые «нижнюю» и «верхнюю» вулканогенные толщи юры. Это руководящее положение неизменно фигурирует во всех последующих исследованиях области.

В последние годы ряд исследователей (Абдуллаев, 1963; Лебедев и Малхасян, 1962) в составе юрских кварцевых плагиопорфиров Армении выделили ряд небольших тел как субвулканическую фацию. К. А. Мкртчян (1962) весь комплекс кварцевых плагиопорфиров Малого Кавказа рассматривает как субинтрузивную фацию. Кварцевые порфиры обычно слагают силловые залежи с дайкообразно удлиненными каналами. Как правило, их силлы располагаются поярусно или смыкаются по простиранию, образуя «полилакколиты» (рис. 47). Крайние северо-западные выходы кварцевых плагиопорфиров Сомхето-Карабахской зоны, известные в районе с. Ахкерпи, подчинены отложениям верхнего байоса. Далее в юго-восточном направлении небольшие выходы кварцевых плагиопорфиров обнажаются в районе Ахтальского полиметаллического месторождения, где они подчинены эпидотизированным плагиоклазовым порфиритам. Отмечая трансгрессивный характер залегающих намного выше фаунистически охарактеризованных верхнебайосских отложений, А. Т. Асланян (1958) кварцевые плагиопорфиры рассматривает как рвущее субинтрузивное тело. Отнесение их к стратифицированным эффузивным образованиям, как это допускают некоторые исследователи, приводит к необходимости проведения искусственных линий разрывных нарушений почти вдоль всех контактов залежи и построения совершенно неестественных пликативных структур. Правобережные тела кварц-плагиопорфирового состава, впервые описан-

ные Б. С. Вартапетяном (1958) как эффузивные, Э. Г. Малхасяном, П. Ф. Сопко (1959) и Н. М. Чернышовым (1959) отнесены к субвулканической фации.

Обособленные небольшие выходы кварцевых плагиопорфиров, известные также в междуречье Дебед и Агстев, детально закартированы

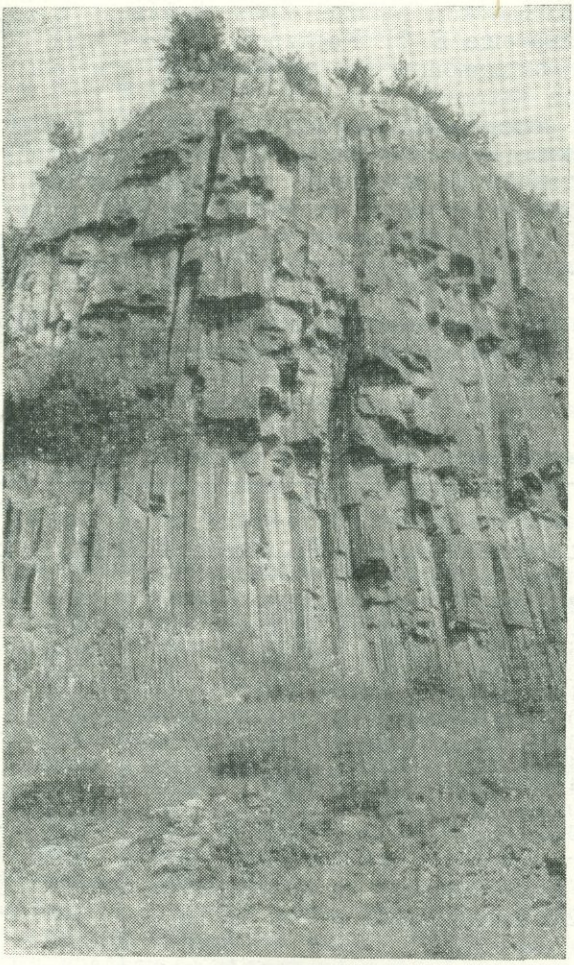


Рис. 48. Силл среднеюрских кварцевых порфиров (среднее течение р. Агстев). Фото К. А. Мкртчяна

А. А. Гюрджяном. Здесь они подчинены различным горизонтам юрских отложений от «свиты нижних порфиритов» до фаунистически хорошо охарактеризованной верхнебайос-батской толщи. Во всех указанных случаях рвущий — субинтрузивный характер этих выходов отчетливо наблюдается по их контактам вдоль подошвы и кровли и не вызывает сомнений.

Детальным картированием районов огромного поля развития кварцевых плагиопорфиров бассейна р. Агстев и Шамшадинского района Армянской ССР доказан обособленный характер залегания преобладающего большинства кварц-плагиопорфировых залежей (рис. 48). Они слагают тела площадью в несколько сотен квадратных метров, располагаясь на различных стратиграфических уровнях вмещающей средне-

юрской толщи. На ряде площадей выходы кварцевых плагиопорфиров пространственно сближены, часто смыкаются, объединяются в единые толщи совместно с вмещающими туфо-порфиритовыми образованиями основного и среднего состава. Для многих выходов кварцевых плагиопорфиров здесь также доказан их рвущий характер.

Отдельный, довольно большой выход кварцевых плагиопорфиров отмечается в Кафанском районе. Субинтрузивная природа этих образований доказана еще В. Н. Котляром в 30-х годах. А. Т. Асланяном (1958) породы, вмещающие эти образования, отнесены к верхнебайосскому времени.

В составе пород среднеюрских кварц-плагиопорфировых залежей микроскопически отмечаются разновидности с микрогранитовой, микрогранит-фельзитовой, фельзитовой, микрофельзитовой, сферолитовой, микрогранопорфировой, микролитовой и другими структурами. По минеральному составу различаются кварц-плагиоклаз-роговообманковая, кварц-плагиоклазовая; кварц-плагиоклаз-биотитовая и другие разновидности.

В петрохимическом отношении наиболее полно охарактеризованы кварц-плагиопорфировые залежи Кафанского района (табл. 21).

Таблица 21

Химический состав среднеюрских кварцевых порфиров (вес. %)

Окислы	932	933	934	935	936	937	938	940	Среднее (8 ан.)
SiO_2	62,07	62,75	58,60	60,0	59,75	58,60	62,97	60,00	60,59
TiO_2	0,40	1,14	0,27	0,31	0,35	0,27	0,10	0,73	0,45
Al_2O_3	15,64	16,85	15,82	18,73	15,36	15,82	19,65	15,61	16,68
Fe_2O_3	3,50	2,30	3,77	6,24	5,21	3,77	1,23	6,78	4,1
FeO	1,44	1,85	2,30	—	3,24	2,30	2,65	2,26	2,0
MnO	0,14	0,03	0,07	0,08	0,10	0,07	0,11	0,15	0,09
MgO	0,95	3,13	2,30	2,76	5,69	2,30	1,77	4,46	2,92
CaO	7,38	4,59	5,45	3,58	3,22	5,45	0,76	0,96	3,92
Na_2O	2,61	4,21	2,60	5,20	2,60	2,60	3,25	2,20	3,16
K_2O	0,28	0,84	0,58	0,60	0,60	0,58	0,70	0,80	0,61
H_2O^+	0,71	0,66	1,16	—	0,50	1,16	0,53	1,50	0,77
H_2O^-	—	—	—	—	3,82	6,52	3,16	5,25	2,34
SO_3	—	—	—	—	—	0,12	2,24	0,14	0,3
П.п.п.	5,16	2,15	6,52	1,72	—	—	—	—	1,94
									99,87
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
a	6,7	10,7	7,2	12,4	6,3	6,5	7,8	5,9	8,0
c	8,0	5,7	7,2	4,3	3,8	7,3	0,9	1,1	4,9
b	8,4	9,9	13,4	14,2	23,2	11,9	22,1	25,1	15,9
s	76,9	73,7	72,2	69,1	66,7	74,3	69,2	67,9	71,1
a'	—	8,3	12,7	33,7	27,1	12,6	71,2	49,4	32,6
f'	57,8	37,0	51,3	44,4	32,3	51,3	15,6	20,6	35,6
m'	21,1	54,7	36,0	21,9	40,6	36,1	13,1	30,0	31,7
c'	21,1	—	21,3	—	—	—	—	—	—
n	93,2	88,3	87,5	93,3	89,4	87,5	88,1	79,5	89,5
φ	38,5	19,1	30,3	43,8	19,0	30,4	4,2	11,5	22,7
t	0,5	1,3	0,4	0,4	0,5	0,4	0,1	0,9	0,5
Q	32,4	20,3	24,1	9,1	17,0	28,3	21,9	22,0	21,3
a : *c*	0,8	1,9	1,0	2,9	1,6	0,9	8,4	5,3	1,6

В геологическом отношении большой интерес представляет выделение субинтрузивных образований основного состава, подчиненных нижне-среднеюрским отложениям Сомхето-Карабахской зоны. Таковые выделены в бассейне среднего течения р. Ахум, верховьях р. Асрик, Алавердском рудном районе и др. Породы фации представлены габбро-порфиритами, диабазовыми порфиритами, эпидотизированными плагиоклазовыми порфиритами и др. В бассейне р. Ахум многочисленные их залежи прорывают черные глинистые сланцы лейаса и метаморфические сланцы верхнего протерозоя—кембрия (?), создавая ложную картину формационного единства всех указанных образований. Рвущие интрузивные контакты пироксеновых порфиритов как со сланцами лейаса, так и с метаморфическими сланцами выражены достаточно отчетливо. В экзоконтактах залежей глинистые сланцы значительно переработаны и превращены в туфитоподобные плотные породы. Часто ксенолиты таких пород находятся внутри залежей пироксеновых порфиритов.

Интрузивные взаимоотношения между глинистыми сланцами лейаса и плагиоклазовыми порфиритами наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Асрик. Здесь помимо рвущих тел плагиоклазовых порфиритов внутри чистых глинистых сланцев лейаса залегают линзы и штоки туфоподобных пород (метасоматические образования) с «ксенолитами», останцами переработанных пород материнской пачки глинистых сланцев лейаса.

Аналогичные взаимоотношения устанавливаются также в районе Локского массива и в Алавердском районе, в связи с чем иное решение получает вопрос о «вулканогенном лейасе» рассматриваемых районов.

Палеогеновые комплексы Севанского и Айоцдзор-Гохтанского прогибов. В системе тектонических структур Малого Кавказа Севанский геосинклинальный прогиб является одним из наиболее четко выраженных. Структура его оформилась в пределах узкого прогиба, возникшего в начале палеогена по юго-западной периферии Сомхето-Карабахской зоны. Его возрастным и структурным аналогом по северо-западной периферии Сомхето-Карабахской зоны является Аджаро-Триалетская система, а юго-восточнее расположен Еревано-Ордубадский интрагеосинклинальный прогиб.

В пределах Присеванской интрагеосинклинали известны многочисленные выходы кварцевых плагиопорфиров, с перерывами прослеживающиеся на протяжении около 150 *км* от Ширакского хребта в Армянской ССР до Шахдагского хребта в Азербайджанской ССР, повсеместно подчиненные нижнему—среднему эоцену и занимающие около 20% площади развития последнего в центральной части прогиба (в пределах Базумского хребта 20 обособленных залежей кварцевых плагиопорфиров суммарно занимают 50 $км^2$ площади).

Субинтрузивная природа кварц-плагиопорфировых образований впервые была доказана на примере кварцевых плагиопорфиров Присеванской интрагеосинклинали, поэтому история вопроса представляет определенный интерес.

На раннем этапе площадного картирования палеогеновых толщ среднеэоценовые кварцевые плагиопорфиры рассматривались как эффузивные образования, подчиненные указанным толщам, и в силу слабой расчлененности последней особо не выделялись. При последующем детальном картировании отдельных районов благодаря исключительному однообразию внешнего облика они уже выделялись в качестве стратифицированного, причем «маркирующего» горизонта мощностью 200—300 *м* в основании трансгрессивного среднего эоцена (Котляр, 1958).

В дальнейшем выяснилось, что из-под обширного (около 20 $км^2$) выхода кварцевых плагиопорфиров Базумского хребта в районе Пуш-

кинского перевала выступает мощная (500—600 *м*) туфоосадочная толща, верхние пачки которой срезаются залежью кварцевых плагиопорфиров (некоторыми исследователями указанное взаимоотношение принимается как трансгрессивное). Из основания туфоосадочной толщи происходят массовые сборы характерной нижнелютетской нуммулитовой фауны, в связи с чем данные о залегании «свиты кварцевых плагиопорфиров» в основании среднего эоцена нуждались в пересмотре. Специальное изучение вопроса показало, что единой «свиты» кварцевых плагиопорфиров не существует, что их выходы пространственно локализованы и подчинены совершенно различным горизонтам среднеэоценовой толщи, причем в большинстве случаев вмещающими являются туфоосадочные породы, туфобрекчии и порфириты среднего и основного состава и выделение их в качестве литологического комплекса и стратифицированного горизонта лишено всяких оснований.

В каждом конкретном случае доказывается рвущий—интрузивный характер кварцевых плагиопорфиров (Мкртчян, 1962). Их залежи в большинстве случаев имеют силловый характер, в общем согласный с вмещающими породами (дислоцированы совместно с ними), однако в большом плане диагонально пересекают их, вследствие чего иногда породы висячего бока одной части крупных выходов оказываются в лежачем боку другой части выхода. Там, где покровные части кварц-плагиопорфировых залежей размыты, в пределах подстилающих толщ обнажаются многочисленные малые крутопадающие тела изометричной или удлиненной формы (трубчатые и дайковые), которые, очевидно, являются корнями залежей. Такое положение дает основание единые в плане выходы кварцевых плагиопорфиров (в особенности крупные тела) рассматривать как сложные пластовые лакколиты, образованные путем смыкания, слияния и поярусного расположения множества мелких тел, «микролакколитов» или «микросиллов». Этот механизм образования крупных силловых залежей, по-видимому, является универсальным и детально изучен на примере траппового лакколита Ландрид-Уэльс. Здесь горными выработками на месте предполагавшегося ранее единого лакколита выделены 315 мелких сросшихся тел со 100 установленными каналами.

В настоящее время хорошо обособляются и детально изучены почти все выходы кварцевых плагиопорфиров Севанского синклинального прогиба. Это пластовая залежь севернее села Овуни, два штокообразных выхода в районе Чибухлинского медного месторождения, пластовые залежи района Чернореченского месторождения и рудопроявления Рудокоп, залежь к западу от с. Арманис, крупные залежи буроватых кварцевых плагиопорфиров окрестностей с. Арчут, огромное поле (около 22 *км*^{2}) кварц-порфировых полилакколитовых залежей вдоль гребневой полосы Базумского хребта из района Пушкинского перевала до района с. Караберд, три малых выхода в истоках р. Заман, группа пластовых залежей среднего течения р. Заман, небольшой выход к югу от ст. Памбак, Сисибердский выход в юго-западной периферии Анкадзорского рудного поля, малые штокообразные выходы привершинного района горы Элар в Анкадзорском рудном поле, выход в районе Северного участка Анкадзорского медного месторождения, Цахкасарский выход в районе юго-восточной периферии Анкадзорского рудного поля, Шагарбанская крупная залежь в северо-восточном экзоконтакте Сисибердской монцонитовой интрузии, Шамутская залежь к северу от села, Лермонтовская крупная залежь к западу от с. Лермонтово, группа Тандзутских выходов в пределах Тандзутского рудного поля, Гамзачиманский выход к северу от села, выход в районе горы Сари-Соп, к востоку от восточного конца Бундукской интрузии, малые

выходы к северо-востоку от с. Фиолетово, группа небольших залежей в районе месторождения Арцруни и г. Дилижан и западного экзоконтакта Головинской интрузии, небольшой выход у Казачьего бугра, крупная залежь на северных склонах Севанского хребта.

К фации субинтрузивных кварцевых плагиопорфиров Присеванской зоны, по-видимому, должна быть отнесена группа пластовых лакколитов бурых кварцевых и бескварцевых плагиопорфиров бассейна среднего и нижнего течений р. Гетик, выделенных С. В. Мартиросяном.

Породы перечисленных выше выходов кварцевых плагиопорфиров макроскопически обычно характеризуются зеленовато-серой раскраской с отчетливыми выделениями фенокристаллов кварца и плагиоклазов. Структура пород под микроскопом варьирует в широких пределах. Отмечены разновидности с литоидной, криптокристаллической, микрофельзитовой, фельзитовой, микроаплитовой, микрогранитовой, пилотакситовой, апогиалопилитовой основной массой. Перечисленные структуры встречаются обычно в пределах одних и тех же выходов, а некоторые из них — в пределах одного образца. Минеральный состав более постоянен. Неизменно присутствующими во вкрапленниках минералами являются кварц и плагиоклаз. Цветные минералы встречаются спорадически. Калиевый полевой шпат, встречается в редких образцах, обычно среди основной массы.

В составе среднеэоценовой толщи между с. Головино и Семеновским перевалом, непосредственно у шоссейной дороги, выступают локальные залежи, преимущественно силлового и штокового характера — кварцевых и бескварцевых альбитофиров, с явными интрузивными контактами со вмещающими породами.

К кислой субинтрузивной фации магматизма среднего эоцена относятся также породы «толщи кератофиров». Это весьма характерные фиолетовые, розовые и буроокрашенные породы, преимущественно слагающие верхние части нижне-среднеэоценовой толщи. В литературе они описываются как эффузивы. Детальными петрохимическими работами Р. Т. Джрбашяна (1964) в последнее время вводятся уточнения в их номенклатуру, в частности они описываются как «липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, их туфы и туфобрекчии».

Подобно кварцевым плагиопорфирам, они слагают преимущественно пластовые залежи, в общем плане согласные с вмещающими отложениями. Эпигенетическая природа кератофиров по отношению к вмещающим отложениям устанавливается пересечением их контактами слоистых отложений как вдоль подошвы залежей, так и по кровле. В них часто встречаются ксенолиты вмещающих пород, реликтовые текстуры (тонкая слоистость и др.), прожилковые проникновения и т. д.

Породы кислой субинтрузивной фации среднего эоцена широко развиты также в пределах Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны, в частности в бассейне верхнего течения р. Арпа по дороге в Джермук, на Баргушатском хребте и в других районах.

В петрохимическом отношении кварцевые плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры и «кератофиры» характеризуются как пересыщенные SiO_2 известково-щелочные породы среднего типа.

Ниже приводятся данные К. А. Мкртчяна пород среднеэоценовой кислой субинтрузивной фации Севанского прогиба (табл. 22).

В пределах Севанского интрагеосинклинального прогиба широко развиты субинтрузивные залежи пород основного и среднего состава, подчиненных нижне-среднеэоценовой толще. Впервые они выделены Т. Ш. Татевосяном (1950) и А. Т. Асланяном (1958) в составе среднеэоценовых отложений Ширакского хребта. Здесь зафиксировано несколько десятков пластовых залежей габбро-порфиритов и габбро-дио-

Таблица 22

Химический состав среднеэоценовой кислой субинтрузивной фации Севанского прогиба (вес. %)

Окислы	№ анализа										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	Среднее (10 ан.)
SiO_2	69,76	61,12	73,48	77,20	69,40	64,90	52,44	71,00	69,68	70,04	67,89
TiO_2	0,15	0,35	0,15	Следы	Следы	Следы	0,31	0,15	0,15	0,15	0,14
Al_2O_3	15,97	18,17	13,06	11,42	16,62	18,02	16,78	14,52	15,48	15,07	15,51
Fe_2O_3	4,19	3,20	2,60	3,00	2,19	3,60	6,60	3,00	2,60	2,00	3,30
FeO	0,53	2,86	0,89	2,32	1,97	2,14	3,04	2,33	2,14	2,14	2,03
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,14	Следы	Следы	Следы	0,01
MgO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	3,18	Следы	Следы	Следы	0,31
CaO	Следы	2,86	Следы	Следы	1,43	Следы	7,72	Следы	Следы	Следы	1,2
Na_2O	4,22	4,10	4,50	3,35	3,47	4,50	2,61	5,04	4,60	5,08	4,15
K_2O	2,60	2,56	1,64	2,86	2,55	2,86	2,16	3,39	4,60	2,76	2,8
H_2O	0,22	Следы	0,20	Следы	Следы	Следы	1,26	Следы	Следы	0,20	0,18
											1,93
П.п.п.	2,40	2,80	1,78	0,70	1,90	3,70	2,92	0,50	1,50	1,00	99,45
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
a	12,5	13,2	11,8	10,6	10,9	13,7	9,5	15,3	15,0	14,5	13,0
c	—	3,6	—	—	1,7	—	7,4	—	—	—	1,4
b	11,8	10,5	7,8	8,0	11,0	14,7	17,9	7,9	7,8	73,5	9,7
s	75,7	72,7	80,4	81,4	76,4	71,6	65,2	76,8	76,2	77,0	75,9
a'	67,6	46,2	62,7	44,4	67,0	66,8	—	41,6	48,3	57,8	46,9
f'	33,0	53,7	37,2	55,5	32,9	33,6	52,4	58,3	51,7	42,2	48,3
m'	—	—	—	—	—	—	32,3	—	—	—	4,8
c'	—	—	—	—	—	—	15,3	—	—	—	—
n	70,9	70,9	81,1	64,2	67,0	70,8	65,6	69,2	60,1	73,7	69,0
φ	29,0	27,0	27,1	30,1	16,7	20,6	34,0	31,7	26,6	37,5	28,9
t	0,1	0,4	0,1	—	—	—	0,4	0,2	0,2	0,2	0,07
Q	26,4	15,4	37,2	41,6	29,3	15,8	4,0	23,0	20,4	25,0	24,4
a : *c*	*c*=0	3,7	—	—	6,4	—	1,3	—	—	—	9,3

ритов, в общем плане залегающих согласно со вмещающими среднеэоценовыми отложениями. Мощность этих залежей колеблется от десятков сантиметров до 200 *м*, а отдельные выходы прослеживаются по простиранию на сотни и тысячи метров. Залежи дислоцированы совместно с вмещающими отложениями и во всех случаях характеризуются интрузивными контактами. Аналогичные залежи в составе нижне-среднеэоценовой толщи Присеванской зоны на всей площади их развития известны сотнями и особенно легко выделяются в пределах слоистых осадочных отложений прибортовых участков прогиба. В центральной части прогиба они расположены поярусно и их залежи при геологическом картировании объединяются в единые «эффузивные» толщи.

Субинтрузивные залежи габбро-порфиритов и андезитовых порфиритов широко развиты также в Еревано-Ордубадской зоне, где из состава среднеэоценовой толщи они впервые были выделены Э. Г. Малхасяном и А. Т. Вегуни (1955), а в последние годы также Дж. А. Оганесяном (1962) и С. В. Мартиросяном.

В преобладающем большинстве случаев породы основной субинтрузивной фации среднего эоцена под микроскопом характеризуются «эффузивными» структурно-текстурными особенностями. Их детальное

петрохимическое изучение в Присеванской зоне в последние годы выполнено Р. Т. Джрбашяном (1964). В петрохимическом отношении породы фации характеризуются как известково-щелочные — среднего типа.

Ниже приводятся анализы (данные К. А. Мрктчяна) пород среднеэоценовой основной субинтрузивной фации Присеванской зоны (табл. 23).

Таблица 23

Химический состав среднеэоценовой основной субинтрузивной фации Присеванской зоны (вес. %)

Окислы	№ анализа								
	2	3	9	10	23	24	27	28	Среднее (8 ан.)
SiO_2	46,5	47,22	52,81	58,60	53,00	54,41	52,70	54,73	52,49
TiO_2	1,17	1,06	1,11	0,49	0,79	0,75	1,10	0,90	0,92
Al_2O_3	16,85	16,50	15,62	19,28	17,60	17,72	17,14	15,89	17,07
Fe_2O_3	7,48	9,41	4,82	2,28	5,89	3,14	8,49	4,72	5,78
FeO	3,38	1,87	4,27	1,96	2,08	3,59	2,01	3,95	2,88
MnO	0,21	0,16	Следы	Следы	0,18	0,15	0,17	0,19	0,13
MgO	4,06	3,08	4,18	1,20	3,16	3,13	2,88	4,14	3,24
CaO	7,94	5,19	8,06	2,73	5,35	6,95	3,51	6,28	5,75
Na_2O	2,10	1,25	2,95	5,50	3,40	3,65	3,50	3,50	3,23
K_2O	1,60	2,77	3,25	4,75	2,25	2,15	3,80	2,60	2,89
Влага	1,75	3,77	0,42	0,21	0,93	—	1,40	0,58	1,13
П. п. п.	6,48	7,28	1,43	1,78	4,82	4,06	3,47	1,89	3,9
									99,41
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
a	8,0	7,82	12,3	19,9	11,7	12,1	13,9	11,8	12,3
c	8,9	7,4	5,5	3,4	7,2	6,8	4,5	5,1	6,3
b	21,3	20,9	14,7	6,4	13,7	14,4	15,6	18,2	15,6
s	61,8	63,8	67,6	70,2	67,4	66,7	65,0	64,9	65,7
a'	—	1,5	—	4,5	—	—	8,8	—	—
f'	52,7	55,7	61,3	61,8	57,1	45,5	60,8	45,0	53,8
m'	36,9	29,0	53,6	33,7	42,8	38,8	31,2	39,8	38,0
c'	10,3	—	36,6	—	—	15,7	—	15,4	8,0
n	66,6	40,9	58,0	64,0	70,6	72,8	58,4	66,6	62,6
φ	34,5	45,0	30,9	31,4	40,7	19,2	46,7	22,4	34,3
t	1,8	1,6	1,56	0,6	1,1	0,9	1,6	1,1	1,2
Q	1,3	4,7	5,3	2,7	4,2	2,4	2,3	1,1	0,6
a : *c*	0,9	1,0	2,2	5,8	1,6	1,8	3,1	2,3	1,9

Субинтрузивные залежи основного состава широко развиты также в составе верхнеэоцен-нижнеолигоценовых образований Присеванской и Еревано-Ордубадской зон. В последнем районе они впервые выделены и охарактеризованы А. С. Остроумовой (1962); ею отмечены лейцитовые тефриты, калиевые базальты, тела которых территориально разобщены и занимают различное стратиграфическое положение (район с. Ринд).

В пределах Присеванской зоны К. А. Мкртчяном описаны многочисленные пластовые интрузии габбро-порфиритов повышенной щелочности, трахиандезитов, габбро-сиенит-порфиров и др. В целом породы

указанной группы характеризуются значительно повышенной щелочностью, а некоторые разности принадлежат к типичным щелочным базальтоидам.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовым образованиям Присеванской и Еревано-Ордубадской зон подчинены также многочисленные субинтрузивные тела трахидацитовой серии (Мкртчян, 1964), отдельные представители которых занимают площадь до 6—7 $км^2$ по северному склону Базумского хребта. По условиям залегания и морфологии отдельных тел среди них различаются: мегадайки мощностью до 150—200 *м*,

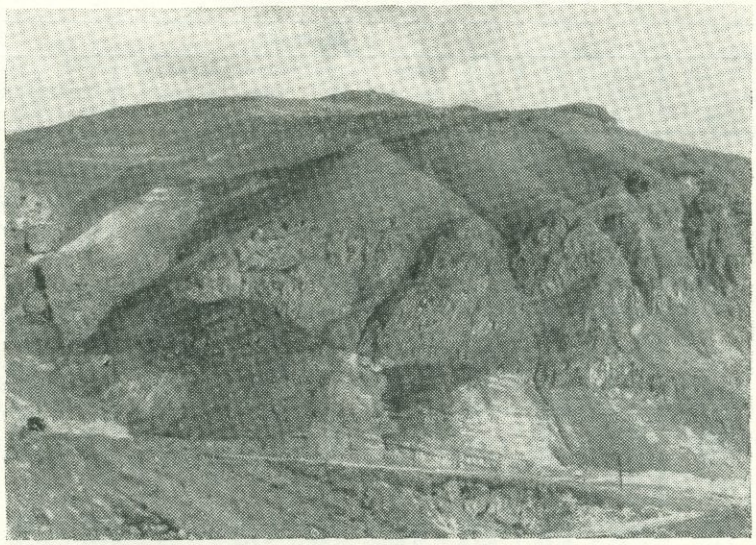


Рис. 49. Выход лакколита у сел. Дзорагет. Фото К. А. Мкртчяна

прослеживающиеся по простиранию до 10 *км* по региональным разрывным нарушениям вдоль бортов верхнеэоцен-нижнеолигоценовых прогибов, лакколитовые тела, купола и малые дайки (рис. 49).

В петрохимическом отношении породы этой группы колеблются в довольно широких пределах. Среди них отмечены как собственно трахидациты, так и липариты, липарито-дациты, трахилипариты, андезито-дациты и т. д. В качестве специфических черт для них повсеместно характерны розовые, фиолетовые, коричневато-бурые, реже серые окраски и ярко выраженная флюидальная текстура. Редко встречаются также монолитные разности. Структура их бывает порфировая, афировая, стекловатая, гиалопилитовая, трахитовая и т. д.

Петрохимические особенности пород (табл. 24) и их сравнение со средним типом риодацита по А. Н. Заварицкому показывают, что в большинстве случаев породы относятся к классу пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами.

К субинтрузивным образованиям, по-видимому, должны быть отнесены также многочисленные куполовидные, лакколитовые и другие тела, широко развитые в пределах миоплиоценовых толщ Армянской ССР (см. рис. 39). Под названием некков, экструзий и субвулканов они описаны в работах А. Т. Асланяна (1958), А. Т. Вегуни (1962), С. А. Исаакян (1957) и Э. Г. Малхасяна (1959).

Таблица 24

Химический состав трахидацитовых пород субинтрузивной фации Присеванской зоны (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	Среднее (7 ан.)
SiO_2	67,08	79,40	71,48	69,52	71,88	71,36	67,72	71,20
TiO_2	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,15	0,02
Al_2O_3	16,01	9,14	9,08	14,71	13,51	14,41	16,41	13,18
Fe_2O_3	2,90	2,60	2,80	4,00	1,90	1,80	2,60	2,65
FeO	1,43	1,25	1,07	1,79	2,33	1,97	0,89	1,53
MnO	Следы	0,59	0,43	Следы	Следы	Следы	Следы	0,19
MgO	1,81	0,47	1,48	Следы	0,34	Следы	0,01	0,58
CaO	2,30	Следы	1,87	2,88	Следы	1,15	1,00	1,31
Na_2O	3,92	3,10	3,22	3,26	2,30	3,69	4,22	3,39
K_2O	3,58	3,41	3,82	2,86	6,16	4,16	4,74	4,10
П.п.п.	0,84	1,34	2,98	1,32	1,54	1,44	1,78	1,61
Влага	0,22	—	0,38	—	Следы	0,30	—	0,13
	100,09	101,30	98,61	100,44	99,96	100,28	100,52	99,89

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a* : *c*
1	13,5	2,7	8,8	75,05	48,5	41,6	34,7	63,0	27,2	—	20,3	5
2	11,0	—	4,9	84,1	8,0	76,0	16,0	52,3	42,6	—	46,2	—
3	11,9	0,4	7,9	79,8	—	41,0	30,8	58,4	29,0	—	35,4	$c=0,4$
4	11,2	3,6	6,5	78,7	22,7	76,8	—	63,5	51,5	—	31,4	3,1
5	13,4	—	8,1	78,5	48,4	45,1	6,5	36,2	19,3	—	30,2	—
6	14,0	1,4	5,5	79,0	39,5	60,5	—	57,1	26,1	—	28,7	10
7	15,7	1,2	7,9	75,3	42,0	37,0	21,0	57,6	26,8	0,1	17,9	13

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В продолжение всей истории геологического развития территория Армянской ССР была ареной интенсивных вулканических извержений. Здесь можно найти эффузивные образования самого различного состава от базальтов и долеритов до обсидианов и перлитов. Своей оригинальностью и специфичностью вулканизм Армянской ССР привлекал внимание многих ученых — Г. В. Абиха (1902), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949), П. И. Лебедева (1931$_2$), А. Н. Заварицкого (1945), Д. С. Белянкина (1952) и других. В настоящее время ряд ученых-геологов специально занимаются вопросами вулканизма Армянской ССР, возникновением магмы, ее эволюцией, динамикой извержения, распространения и т. д.

Палеозойский вулканизм. Наиболее древними проявлениями эффузивного магматизма являются излияния основных эффузий, входящих в состав мощной тысячеметровой нижнепалеозойской метаморфизованной свиты. Они в основном представлены диабаз-порфиритами и амфиболитами и развиты в пределах Арзаканского и Мисхано-Апаранского массивов. Условно к этому тектоно-магматическому циклу можно отнести вулканогенные образования Зангезура. Описываемые образования являются типично геосинклинальными и проявляются в период прогибания в ранний и завершающий этапы развития геосинклинали. По ха-

рактеру излияния палеозойские эффузивы в основном относились к трещинному типу, однако не исключена возможность, что имели место также извержения центрального типа. Некоторые исследователи (Р. А. Аракелян и др.) за корни этих эффузивов склонны принимать дайки и штоки габбро-диабазового состава. О значении пирокластического материала в вулканогенной толще судить трудно, так как они довольно сильно метаморфизованы, однако имеющиеся данные позволяют считать их значение подчиненным.

Мезозойский вулканизм. Следующий вулканический цикл приурочивается к началу мезозойского этапа развития территории, т. е. к юрскому времени и в основном связан с прогибанием северного склона Малого Кавказа или Сомхето-Карабахской (Алавердской) и Кафанской тектонических зон. В вулканической деятельности этого периода, по данным Э. Г. Малхасяна (1962), в соответствии с фазами тектогенеза выделяются три вулканических цикла — верхний аален-нижнебайосский или доверхнебайосский, среднеюрский или байос-батский и верхнеюрский (оксфорд-кимериджский). При этом продолжительность и интенсивность вулканических проявлений возрастают от древних пород к более молодым. Связь вулканизма с геосинклинальными прогибами сохраняется в течение всего юрского периода.

Доверхнебайосские вулканические образования занимают весьма ограниченные площади и отмечаются в Алавердском, Иджеванском и Кафанском районах. Эти образования представлены в основном темно-серыми и зелеными плагиоклазовыми и реже пироксеновыми порфиритами, настолько интенсивно эпидотизированными, хлоритизированными и уралитизированными, что они могут быть отнесены к образованиям зеленокаменной формации. Эта черта является одним из характерных признаков пород этого возраста. Пирокластические образования доверхнебайосского вулканогенного цикла пользуются ограниченным распространением и представлены главным образом грубообломочными туфобрекчиями, лавобрекчиями и редкими маломощными пачками слоистых туфов.

В конце нижнего байоса намечается некоторое затухание вулканической деятельности, которая после незначительного перерыва возобновилась с новой силой и продолжалась в течение всей средней юры. В результате образовались мощные свиты плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиритов. Образование их происходило в указанном порядке, что позволяет говорить о медленной глубинной дифференциации магмы от средне-основного к среднему составу. К этому же периоду относится формирование эффузивных (низы средней юры) и субвулканических (поздний байос) кварцевых плагиопорфиров Алавердского, Шамшадинского, Иджеванского и Кафанского районов. К концу верхнего байоса вулканическая деятельность начала заметно затухать: излияния лав сменялись выбросами лапилллиево-туфового материала, усилилась седиментация терригенных продуктов. В течение всей средней юры в Армении, в частности, в южной ее части господствовали подводные условия, о чем свидетельствуют не только маломощные пропластки туфоосадочных пород, но также мандельштейновые текстуры вулканогенных пород и шаровые формы отдельности.

Среди вулканогенных пород юрского периода наиболее широко распространены верхнеюрские вулканогенные образования, в основном развитые в Сомхето-Карабахской (Алавердской) и Кафанской тектонических зонах. Вулканогенный материал преимущественно представлен пирокластическими и туфогенно-осадочными образованиями. Начало позднеюрской эпохи характеризуется ослаблением вулканической деятельности, которая после относительно короткого перерыва возоб-

новляется с новой силой и носит уже эксплозивный характер. Относительно маломощные и редкие потоки плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, а также витроандезитов подчинены мощной толще туфоконгломератов и туфобрекчий, сцементированных сильно известковыми слоистыми туфопесчаниками. В верхнеюрское время происходит также внедрение больших субвулканических тел кварцевых и бескварцевых альбитофиров.

Анализируя материал по юрскому вулканизму, в целом замечаем, что в общем магматическом цикле указанного периода наблюдается эволюция магмы от средне-основного к кислому составу. Следует отметить, что по составу одноименные (разумеется и одновозрастные) юрские вулканогенные образования разных районов Армянской ССР характеризуются очень большим сходством. При сопоставлении этих разрезов отмечается совпадение начала и конца вулканических явлений. В петрохимическом отношении продукты юрского вулканизма характеризуются резким преобладанием натрия над калием. Обычно они бывают пересыщены глиноземом и характеризуются повышенным содержанием железа с преобладанием закисного железа над окисным и MgO при сравнительно малом количестве CaO. Содержание MgO колеблется в значительном интервале (от 0,1 до 10%), при этом намечается следующая закономерность: в начале вулканического цикла в лавах наблюдается повышенное содержание MgO, которое к концу цикла постепенно понижается и достигает минимума в альбитофирах. На протяжении юрского периода происходило также изменение характера извержений. Если в ранне- и среднеюрское время преобладающим типом являлись трещинные излияния, то в верхней юре широкое развитие получили взрывные извержения, давшие мощные толщи пирокластических образований.

В конце верхней юры и в нижнем мелу были небольшие локальные перерывы в вулканизме, в осадконакоплении и даже локальные поднятия северного склона Малого Кавказа.

Вулканические проявления раннемелового времени как бы завершают юрский вулканизм и широкого развития не имеют. Площади распространения раннемелового вулканизма совпадают с районами развития юрских отложений — это территория Горисско-Кафанского и Шамшадинского районов. Вулканогенные образования в основном представлены туфобрекчиями, туфами, потоками порфиритов.

Наивысшая активность мелового вулканизма приходится на верхнемеловое время. Именно в этот период происходит существенная перестройка неотектонического плана Малого Кавказа, общее его погружение, вследствие чего в отличие от юрского периода меловой вулканизм охватывает также и южный склон данного региона. В верхнемеловое время интенсивные вулканические извержения приурочены к поперечным синклинальным прогибам в пределах Сомхето-Карабахской (Иджеванский, Шамшадинский районы), Присеванской и Ереван-Ордубадской тектонических зон.

По данным А. Х. Мнацаканян (1961), в первой из указанных зон максимальные проявления вулканизма приходятся на коньяк-сантонское время. Вулканогенная серия этого возраста объединяет обломочные вулканические породы и лавы базальтового, андезитового и липаритового состава, сменяющиеся во времени от основных и средних в коньяке — раннем сантоне до кислых в позднем сантоне. В пределах Армянской складчатой зоны наиболее интенсивные вулканические процессы отмечаются в коньяке. Продукты вулканической деятельности представлены в основном лавовыми образованиями и отвечают по

петрографическому составу диабазовым и базальтовым порфиритам, обнаруживающим сходство со спилитами. В общем для мелового времени устанавливается эволюция магмы: базальт — андезито-базальт — андезит — липарит.

В меловое время роль глубинных разломов остается доминирующей. В Присеванской и Еревано-Ордубадской зонах происходят спокойные трещинные излияния и в составе продуктов вулканической деятельности преобладают лавовые разности. Для начального этапа вулканической деятельности (коньяк — ранний сантон) в пределах Предмалокавказского синклинория также характерны в целом трещинные извержения, но отмечается неоднократное чередование спокойных излияний с эксплозивной деятельностью. Такой характер извержения объясняется линейным расположением вулканических центров, отвечающим простиранию трещин. На позднем этапе вулканической деятельности (поздний сантон) возникают отдельные вулканические центры, представляющие собой куполовидные выжимания кислой липаритовой лавы и имеющие веерообразное строение. Таким образом, для некоторых областей развития мелового вулканизма замечается эволюция типа извержений во времени от трещинного к центральному типам.

Разновозрастные вулканогенные образования мелового времени различаются между собой по основным петрохимическим особенностям. Эффузивы артаминской свиты Шамшадинского района по значительно повышенному содержанию щелочных алюмосиликатов приближаются к крайней известково-щелочной (субщелочной) ассоциации вулканических пород (при $Na_2O > K_2O$). Верхнемеловые эффузивы той же зоны обнаруживают противоположную направленность — к повышенной основности (высокая роль глинозема и извести). Кислые породы этой серии характеризуются непостоянными соотношениями Na_2O и K_2O при общем преобладании Na_2O.

Характерными особенностями химизма обладают верхнемеловые эффузивы Еревано-Ордубадской и Присеванской тектонических зон. Для вулканических образований Айриджинского прогиба отмечается резко повышенное содержание щелочных алюмосиликатов при постоянном преобладании Na_2O над K_2O, пониженным содержанием анортитовой извести и более высоким, чем у базальтов, отношением $(Fe_2O_3+FeO) : MgO$, что очень приближает их к ряду спилитовых пород.

Палеогеновый вулканизм. Погружение геосинклинали, зародившейся в начале альбского времени, после незначительного перерыва в верхнемеловое время, в начале палеогена возобновляется с большей интенсивностью и охватывает весь эоцен, а в южных районах продолжается до неогена включительно. Вообще палеогеновый вулканизм на территории Армянской ССР проявлялся очень бурно и по размаху может сравниваться только с юрским вулканизмом. Вулканическая деятельность в палеогене тяготела главным образом к Присеванской и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальным зонам.

Вулканические фации широко распространены в пределах Ширакского, Базумского, Памбакского, Арегунийского, Мургузского хребтов, а также на юго-восточном побережье оз. Севан, Айоцдзоре и в ряде других областей. В пределах вышеуказанных структур, по данным Р. Т. Джрбашяна, О. П. Елисеевой, А. С. Остроумовой и М. А. Фаворской (1964), выделяется несколько вулканических циклов: ранне (?)-среднеэоценовый и среднеэоценовый циклы геосинклинального развития и позднеэоценовый цикл в пределах Присеванской геосинклинали, а также позднеэоцен (?)-олигоценовый и олигоценовый циклы развития в пределах Айоцдзора.

Для каждого из перечисленных циклов наблюдается эволюция химического состава пород от преимущественно основных через средние к кислым и субщелочным разностям. В таких районах наблюдается отчетливая смена излияний основного состава, появлением андезитодацитов и липаритов, слагающих многочисленные вулканические купола. Отмечены случаи, когда в результате эволюции происходит образование пород с повышенной щелочностью (от базальтов к трахиандезитам) и заканчивается внедрением щелочных интрузий. Однако установлено, что в магматическом извержении роль кислых разновидностей в каждом из циклов вулканической деятельности развита относительно слабо.

Возраст послеэоценовых эффузивных образований пока остается дискуссионным. Однако имеющиеся материалы позволяют предположить, что в олигоцене местами происходило изменение состава магмы от эффузивных образований основного состава через андезиты к дацитам и липаритам. Наглядный пример такой последовательности излияния приводит А. С. Остроумова (1962) для олигоценового эффузивного комплекса Айоцдзора, где вулканизм завершался образованием пород с повышенной щелочностью. Щелочность пород постепенно возрастает, начиная с низов олигоцена, и достигает максимума в верхах олигоцена (санидиновые и анортоклазовые трахиты, лейцитовые тефриты и др.). Этот пример указывает на то, что щелочные эффузивные породы образуются при переходном режиме в связи с поднятием и замыканием геосинклинали, а также нат о, что щелочные комплексы образуются в зонах, переходных между областями с различным режимом развития.

Вулканическая деятельность в палеогеновое время вначале носила преимущественно трещинный характер, в дальнейшем же в связи с замыканием геосинклинали сменяется извержениями центрального типа.

В петрохимическом отношении для всех типов пород палеогена характерна повышенная основность (анортитовая составляющая). Содержание закисного и окисного железа преобладает над MgO, обратная картина наблюдается в породах олигоценового возраста, где отмечается увеличение количества Al_2O_3 от ранних фаз к поздним. Кроме того, кислые образования геосинклинального периода характеризуются натриевым составом пород, а однотипные образования полуплатформенного периода — существенно калиевым.

Неогеновый и четвертичный вулканизм. Существенную роль в истории геологического развития Армянской ССР играют вулканические процессы неогенового и четвертичного времени. Вулканическими продуктами этого времени покрыто две трети территории республики. Районы развития вулканических проявлений в неогеновое четвертичное время в основном ограничиваются пределами Присеванской и Ереван-Ордубадской тектонических зон и тесно связаны с их развитием и становлением. Вулканическими продуктами неогена сложены Арзакан-Спитакский и Гегамский антиклинории в пределах Мисхано-Зангезурской зоны. В пределах указанных структур продукты неогенового вулканизма играют существенную роль в строении таких крупных морфологических единиц, как Цахкуняцкий и Памбакский хребты, горные массивы Арагац и Араилер, Гегамское, Южно-Севанское, Айоцдзорское, Сюникское нагорья и прилегающие к ним районы.

Четвертичными эффузивами сложены такие крупные вулканические нагорья, как Арагацкое, Гегамское, Ахалкалакское, Южно-Севанское, Айоцдзорское и прилегающие к ним депрессивные долины.

Вопросы стратиграфии, петрографии и другие особенности вулканических образований неогена и четвертичного времени нашли отражение в работах Г. Абиха (1873), К. Н. Паффенгольца (1934, 1937, 1938,

1959), А. С. Гинзберга (1933, 1935), А. Н. Заварицкого (1940, 1944, 1946, 1947), А. А. Габриеляна (1945, 1952_1, 1958, 1959), А. Т. Асланяна (1949_2, 1954, 1958), Г. П. Багдасаряна (1950), Э. Г. Малхасяна (1952_1), С. А. Исаакян (1957), Е. Е. Милановского (1952, 1956), А. А. Адамян (1961), К. Г. Ширинян (1958, 1959, 1961, 1962), А. С. Остроумовой (1962), К. И. Карапетяна (1959, 1960, 1962), А. Т. Вегуни (1960, 1962, 1964) и других исследователей.

Наиболее хорошо изучены особенности четвертичного вулканизма. Закономерности проявления неогенового вулканизма ввиду недостаточной изученности вопросов стратиграфического расчленения эффузивов данного периода намечаются лишь в самых общих чертах.

Неогеновый и четвертичный вулканизм можно разбить на два самостоятельных цикла: миоплиоценовый и плио-плейстоценовый.

Миоплиоценовый вулканический этап начинается в верхнем сармате и продолжается до среднего плиоцена включительно. Начиная с мэотиса территория Армянской ССР вновь включается в этап складкообразования и воздымания, в связи с чем большое развитие получает вулканическая деятельность, которая достигает наибольшей интенсивности к концу этапа воздымания, т. е. в понте. Вулканические продукты этого времени представлены мощной, свыше 1 *км*, толщей различных лав, состав которых эволюционирует от основных типов к кислым. Значительное место среди продуктов данного времени занимают вулканогенно-обломочные породы, представленные туфобрекчиями и другими лавокластами.

По данным А. Т. Вегуни (1964), А. С. Остроумовой и С. Б. Абовяна, миоплиоценовые лавы слагают водораздельные части Восточно-Севанского, Гегамского и северных склонов Варденисского и Гегамского нагорий. Широкое развитие миоплиоценовых лав устанавливается также в Айоцдзоре и на Цахкуняцком хребте. По данным С. А. Исаакян (1956) и А. Т. Вегуни (1964), вулканогенная свита здесь имеет довольно сложный фациальный и петрографический состав. В конце среднего плиоцена вулканические процессы несколько ослабевают, что, по данным А. А. Габриеляна (1959), объясняется менее дифференциальным характером эпейрогенических движений.

С верхнего плиоцена начинается новый этап тектонического развития, который продолжается до голоцена включительно. Начальная стадия нового этапа определяется общим дифференциальным поднятием при одновременном неравномерном погружении отдельных смежных зон. Последним обусловлено широкое развитие озерных глинисто-диатомовых и песчаных отложений акчагыльского времени.

Вулканизм начала верхнего плиоцена характеризуется излияниями мощных серий долеритов, базальтов и андезито-базальтов, слагающих бассейны рек Ахурян, Касах, Раздан и вулканические массивы Арагац и Араилер. Известны они также на Лорийском, Котайкском, Ераблурском плато, в Араратской низменности и ряде других районов. Мощность покровов основных лав местами превышает 200 *м*.

Излияния долеритовых лав имели трещинный характер. Дальнейшее развитие вулканических извержений сопровождается переходом от трещинных извержений к центральным. Вместе с тем продукты вулканических извержений эволюционируют от основных лав до кислых. Переходные серии пород представлены нормальными и щелочными андезитами, андезито-дацитами, дацитами. Непрерывные разрезы, где можно установить постепенные переходы от основных лав к кислым, почти отсутствуют. Кроме того, стратиграфическое положение изолированных по отдельным регионам вулканических пород верхнего плиоцена изучено недостаточно.

Взаимоотношения верхнеплиоценовых лав относительно лучше изучены в западной половине Еревано-Ордубадской тектонической зоны. В строении массива горы Арагац, представляющего собой сложный полигенный вулкан, можно проследить постепенную смену основных лав более кислыми. Так, например, в каньоне р. Амберт снизу вверх устанавливается в непрерывном разрезе смена долеритов андезито-базальтами, которые в свою очередь переходят в андезиты, андезито-дациты и дациты. Такой же разрез устанавливается в строении другого крупного полигенного вулкана района Араилер.

Продукты верхнеплиоценового вулканизма пользуются большим распространением и на Сюникском нагорье, где они представлены мощной толщей различных лав и лавокластов. Последние в литературе известны под названием «горисской толщи туфобрекчий» и, согласно данным А. А. Габриеляна, Д. П. Исаханяна, А. И. Адамяна, С. П. Бальяна (1955), имеют акчагыльский возраст. Образование лавокластов, слагающих горисскую толщу, связано с системой разрывных нарушений, главная ось которых имеет меридиональное направление и фиксируется по данным геофизических исследований.

Как по строению, так и по петрографическому составу пород горисская толща неоднородна. Основная часть ее представлена грубообломочным лавокластическим материалом, на отдельных участках преобладает песчано-пепловый материал. В ряде мест в составе толщи устанавливаются горизонтально залегающие прослои лавы. Определенное место занимают также разнообразные обломки и гальки древних пород. Слагающие толщу грубообломочный лавокластический материал и прослои лавы имеют андезито-базальтовый—андезитовый состав. Мелкообломочная песчано-пепловая часть характеризуется дацитовым составом. Над горисской толщей расположена мощная, так называемая ишхансарская свита, сложенная базальтами, андезито-базальтами и роговообманковыми андезитами. Последняя разновидность лав составляет существенную часть данной толщи.

В постплиоценовое время в связи с новым воздыманием Армянского нагорья вулканические извержения проявляются еще более интенсивно и на более обширной территории. Воздымание, имеющее в общем сводовый характер, характеризуется резкой дифференцированностью. Распространение вулканических очагов обнаруживает связь с поясами наибольших воздыманий, а внутри них — с крупными тектоническими разрывами, приуроченными к сводовым частям и стыкам отдельных геоструктурных зон. Сила и характер вулканических проявлений обнаруживают связь с амплитудой воздымания и в различных областях страны проявляются по-разному. Возникает ряд вулканических областей: Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Айоцдворская, Сюникская и другие, в пределах которых устанавливаются некоторые специфические для данной области особенности вулканизма, выражающиеся в интенсивности и типах вулканических продуктов, во времени извержения и направлении эволюции состава магмы. Специфические для каждой из указанных областей особенности вулканического проявления обусловливаются относительной изолированностью отдельных магматических очагов, особенностями состава вмещающих пород, а также различной интенсивностью тектонических движений в пределах каждой зоны.

Арагацкая вулканическая область представляет собой наиболее приподнятую часть и является самым сложным вулканическим регионом страны. Расположенная в центре этой области гора Арагац (4095 *м*) представляет огромный полигенный вулкан. Чередование на стенках кальдеры основных, средних и кислых лав с эксплозивными выбросами выявляет структурные особенности слоистого вулкана.

Для Арагацкой вулканической области характерна следующая эволюция вулканических продуктов: в нижнем плейстоцене базальты, андезито-базальты сменяются андезитами, андезито-дацитами, дацитами, пемзами и пемзовыми игнимбритами. В среднем плейстоцене за излиянием андезито-базальтовых лав следуют андезиты, андезито-дациты, дациты и их пирокластические разновидности (пемзы, пемзовые пески и пеплы). В этом же периоде большое место занимают извержения туфолав. В период последнего цикла, охватывающего весь верхний плейстоцен, происходят повторные излияния андезито-базальтовых лав и смена их кислыми лавами и пирокластами.

Сравнение разреза вулканических образований Арагацкой области с другими вулканическими зонами Армении выявляет ряд существенных различий. Во-первых, характерный только для Арагацкой области игнимбритовый вулканизм, отсутствие кислых лав состава андезито-дацит — дацит и эксплозивных выбросов пемзового материала. Для других вулканических областей (Гегамское, Сюникское нагорья) обычно устанавливаются эволюция состава магмы от андезито-базальтов до андезитов и эксплозивные выбросы шлаков того же состава. Однотипные лавы в пределах каждой из указанных областей имеют свои специфические петрографические, химические и минералогические особенности. Так, например, для Сюникского нагорья и Айоцдзора весьма характерны роговообманковые лавы; лавы Арагацкой области, начиная от андезитов, являются двупироксеновыми и роговую обманку не содержат. Определенные различия устанавливаются и при изучении состава акцессорных минералов. Так, например, только для лав Сюникского нагорья весьма характерным является наличие апатита в виде необычных для лав крупных призматических форм и высоких содержаний (до 5—6%).

Наблюдаются определенные различия и в содержаниях отдельных групп микроэлементов. Если лавы Айоцдзора, Сюникского и Варденисского нагорий характеризуются относительно высокими концентрациями петрогенных элементов (лития, бериллия, стронция, бария), то эффузивы Гегамского нагорья и Арагаца, наоборот, бедны ими и богаты металлогенными элементами (молибден, медь, свинец, цинк, серебро).

Как в неогеновое, так и в четвертичное время устанавливается связь между типами вулканических проявлений и составом магмы. Широкие вариации изменений состава магмы обусловили большое разнообразие форм вулканических проявлений. Наиболее распространены извержения стромболианского типа, при которых жидкая лава, обладая большой подвижностью, растекалась на несколько десятков километров, а на месте выхода лавы происходили выбросы пористых, бесформенных кусков шлака и лапиллей, сопровождаемых бомбами правильных форм. Обильные выбросы шлаков накапливались в виде конусов. Кроме стромболианского типа для неогенового и четвертичного вулканизма Армении были характерны также другие типы вулканических проявлений — от гавайского до пелейского.

Вулканические аппараты Армении представлены одноактными и многоактными шлаковыми конусами, моногенными или полигенными лавовыми вулканическими конусами, стратовулканами, куполовидными (экструзивными) вулканами и трещинами.

Центры извержения верхнеплиоценового и постплиоценового вулканизма находятся в очень хорошей сохранности, а миоплиоценового наоборот — большей частью глубокоэродированы. Из миоплиоценовых вулканических аппаратов относительно лучше сохранены экструзивные тела. Последние пользуются большим распространением в Азизбековском, Сисианском и Вединском районах. В отличие от молодых экстру-

зивных куполов, сложенных липарито-обсидианами, они сложены андезитами, андезито-трахитами и дацитами (Асланян, Вегуни, Исаакян и Малхасян, 1959).

Учитывая чрезвычайное разнообразие миоплиоценовых и постплиоценовых лав и довольно существенные петрохимические различия между ними, невозможно в таком кратком изложении осветить все стороны этого вопроса и поэтому ограничимся указанием некоторых общих особенностей.

В существующей систематике естественных ассоциаций горных пород (Заварицкий, 1950) миоплиоценовые и постплиоценовые эффузивы Армянской ССР по своим химическим признакам располагаются между крайними известково-щелочными (тип Пеле) и щелочными ассоциациями (тип Этны). Однако преобладающая часть эффузивов представлена нормальными известково-щелочными породами типа Лассен-Пик и Иеллоустонского парка. Породы повышенной щелочности более характерны для миоплиоценового вулканизма.

Для всех эффузивов характерен резко выраженный натровый облик, особенно для основных серий лав. Соотношения Na_2O и K_2O находятся в зависимости от содержания SiO_2. С повышением SiO_2 увеличивается общая сумма щелочей, что имеет место главным образом за счет увеличения процента калия.

Обычным является несоответствие между модальными и нормативными составами. В молодых вулканических породах Армении мы видим характерные минералогические признаки, в свое время отмеченные А. Н. Заварицким (1950) для тихоокеанских пород. Это в первую очередь наличие основного плагиоклаза не только в основных сериях эффузивов, но и в кислых. Кроме того, это сходство выражается также в одновременном присутствии в кислых лавах гиперстена, основного плагиоклаза и биотита при достаточном избытке в породах кремнезема.

Геологическая летопись вулканических извержений в Армении, начиная с доюрского времени, свидетельствует о неоднократных огромных по объему излияниях базальтовых лав в начале каждого нового вулканического цикла, что указывает на первичный характер базальтовой магмы и производный более кислых лав. Видоизменение базальтовой магмы обусловлено процессами ассимиляции и дифференциации. Базальтовый вулканизм обусловливается быстрым подъемом магмы по глубинным разломам, достигающим земной поверхности. В случаях, когда разломы не достигают поверхности земли, на определенных глубинах могут образоваться промежуточные магматические камеры, в которых создаются благоприятные условия, обеспечивающие дифференциацию и ассимиляцию вмещающих пород. Эффузивы среднего и кислого состава большей частью связаны с вулканическими центрами, возникшими на промежуточных магматических камерах.

Допуская наличие кислой магмы как первичной, можно указать на весьма ограниченное ее значение и незначительную роль в образовании сложной серии лав территории Армянской ССР.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Главные этапы проявления магматизма. В истории геологического развития территории Армянской ССР и всего Малого Кавказа выделяется ряд крупных тектоно-магматических этапов — позднепротерозойско-кембрийский (?), средне-позднепалеозойский, юрско-раннемеловой, позднемеловой — палеоценовый, раннеэоценовый — предолигоценовый и олигоценовый — четвертичный, — характеризующихся определенными магматическими комплексами.

Позднепротерозойско-кембрийский (?) тектоно-магматический этап. Предполагается, что в этот период прогибания геосинклинальной зоны имел место интенсивный вулканизм, приведший к образованию мощного комплекса вулканогенных пород основного состава, о чем свидетельствует петрографический состав пород древних кристаллических массивов. Продукты вулканизма, сохранившиеся от воздействия метаморфизма, представлены порфиритами, отличающимися от аналогичных пород последующих тектоно-магматических этапов высоким содержанием алюминия и кальция, а также пониженной кислотностью и щелочностью. Основные и ультраосновные интрузивы этого этапа впоследствии подвергались воздействию метаморфизма и в большинстве превратились в сланцы.

В конце позднепротерозойско-кембрийского (?) этапа в период мощного складкообразования формировались гранитоиды, в связи с которыми имело место широкое проявление метасоматических явлений. Для гранитоидов характерны некоторые общие химико-минералогические особенности: 1) высокое содержание плагиоклаза и кварца, но низкое — цветных минералов; 2) наличие решетчатого микроклина и мусковита; 3) преобладание в составе акцессориев апатита и наличие ортита; 4) отчетливый натриевый характер; 5) пересыщенность глиноземом; 6) наибольшее содержание кремния, натрия, но наименьшее — кальция, железа, алюминия по сравнению с аналогичными породами последующих тектоно-магматических этапов.

В позднепротерозойско-кембрийском (?) этапе образовались незначительные по масштабу рудные формации: хромитовая в связи с гипербазитами и медно-гематитовая, медно-пирротиновая, полиметаллическая, баритовая в локальной связи с гранитоидами.

Средне-позднепалеозойский тектоно-магматический этап. В этом этапе развития Малый Кавказ делится на два неравных по величине блока — Юго-Западный и Северо-Восточный (Габриелян, 1959_2). Первый блок вовлекается в прогибание, которое сменяется инверсией со складчатостью в позднем триасе; в среднем и позднем карбоне также имеют место поднятие и перерыв в осадконакоплении. Северо-Восточный блок испытывает поднятие; в Храмском массиве в континентальных условиях образовались небольшие по масштабу эффузивы среднего состава.

Юрско-раннемеловой тектоно-магматический этап. В продолжение этого этапа Юго-Западный блок испытывает поднятие. Незначительное осадконакопление в геоантиклинальных условиях в юре имеет место лишь в Нахичеванском прогибе. Северо-Восточный блок, наоборот, в юре вовлекается в интенсивное прогибание, обнаруживая отчетливую геосинклинальную тенденцию развития, с кратковременным перерывом в связи с предкелловейскими тектоническими движениями. Прогибание Северо-Восточного блока сопровождается бурным развитием вулканизма, продукты которого характеризуются наибольшей основностью и наименьшей щелочностью. Это, видимо, объясняется наиболее интенсивным погружением Малого Кавказа в юре по сравнению с последующими этапами. Интересно, что раннемеловые эффузивы, возникшие в период общей инверсии Северо-Восточного блока, отличаются от аналогичных пород юры повышенной щелочностью.

На значительной площади Северо-Восточного блока среднеюрский вулканизм завершается появлением кварцевых плагиопорфиров, в ареалах развития которых формируется плагиогранитный интрузивный комплекс. Примечательно, что эти тесно ассоциирующиеся между собой магматические породы различного фациального положения обнаруживают многие общие признаки: 1) повышенное содержание плагиоклаза и кварца; 2) отсутствие или незначительное количество биотита и ка-

лиевого полевого шпата; 3) высокое содержание кремнезема и резко пониженная щелочность; 4) отчетливый натриевый характер и пересыщенность глиноземом.

В раннем мелу в связи с орогеническими движениями происходит массовое внедрение гранитоидов в крупные антиклинории Северо-Восточного блока. После складчатости внедряются субвулканические кварцевые альбитофиры. Раннемеловые гранитоиды обнаруживают большое сходство химизма и минерального состава со среднеюрскими интрузивами. В общих чертах для них характерна и одинаковая ассоциация акцессориев и микроэлементов.

Однако по некоторым признакам нижнемеловой интрузивный комплекс отличается от среднеюрского: 1) сравнительно повышенным содержанием калиевого полевого шпата и цветных минералов, 2) менее отчетливо выраженным натриевым характером, 3) появлением в фации эндоконтактов более основных типов пород, 4) повышением роли гранитов и понижением — плагиогранитов, 5) различным количественным соотношением одноименных акцессориев и микроэлементов.

Юрско-раннемеловой этап является одной из главнейших металлогенических эпох Малого Кавказа. В средней юре возникло серно- и медноколчеданное оруденение в тесной связи с субвулканическими аналогами кварцевых плагиопорфиров, а также полиметаллическое, отчасти серно- и медноколчеданное, оруденение в связи с плагиогранитным комплексом. Во время раннемеловой инверсии образовалось железорудное, кобальтовое, отчасти серно- и медноколчеданное, полиметаллическое и незначительное медно-молибденовое оруденение в связи с раннемеловым интрузивным комплексом, а также серно- и медноколчеданное, полиметаллическое, баритовое оруденение в тесной локальной связи с субвулканическими кварцевыми альбитофирами.

Позднемеловой — палеоценовый тектоно-магматический этап. В альбе и позднем мелу территория Армянской ССР и почти весь Малый Кавказ вовлекаются в прогибание с образованием Прикуринской, Присеванской и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальных зон, в которых проявляется интенсивный вулканизм. Продукты его представлены производными основной магмы, перемежающимися с осадочными и туфогенными породами. В ареалах развития основной магмы местами появляется кислая магма, причем имеет место чередование во времени этих двух типов магм. Меловые эффузивы характеризуются натриевым характером, пониженным содержанием щелочей, окисей калия и магния, обычно повышенным количеством кремнезема и глинозема. Они обнаруживают сходство с эффузивами предыдущего этапа, отличаясь от них несколько повышенной кислотностью и щелочностью.

В период интенсивного погружения крупных геосинклинальных зон возникают глубинные разломы, по которым внедряются гипербазитовая, затем основная магмы, давшие известные офиолитовые пояса Малого Кавказа. Породы офиолитовых поясов по сравнению со средними типами, по Дэли, отличаются пониженной щелочностью.

К рудным формациям описываемого этапа относятся хромитовая, образовавшаяся в связи с гипербазитами, и марганцевая, связанная с эффузивной деятельностью.

Раннеэоценовый—предолигоценовый тектоно-магматический этап. Начало этого этапа знаменуется незначительным погружением некоторых участков геосинклинальных зон, что сопровождается слабым проявлением вулканизма. В среднем эоцене крупный Юго-Восточный (Армянский) блок Малого Кавказа вовлекается в интенсивное прогибание, в связи с чем вспыхивает бурная вулканическая деятельность, продукты которой представлены разнообразными эффузивами и их пирокла-

стами. Наиболее сильное погружение и максимальное проявление вулканизма отмечается в Присеванской зоне, где происходит также внедрение пластовых залежей габбро-диоритов и, возможно, основных и ультраосновных интрузивов. После среднего эоцена происходят орогенические движения, которые продолжаются вплоть до олигоцена, охватывая преобладающую часть Малого Кавказа. В позднем эоцене эти движения ослабевают, а в некоторых участках сменяются нисходящими колебательными движениями с проявлением эффузивной деятельности.

В отличие от эффузивов предыдущих этапов продукты вулканизма характеризуются калинатровым обликом и наибольшим содержанием щелочей (особенно калия).

С орогеническими движениями рассматриваемого этапа связано проявление интрузивного магматизма, самого мощного на протяжении геологической истории Армении. Глубинные породы резко отличаются от палеозойских и мезозойских. Прежде всего они характеризуются исключительным разнообразием петрографического состава. Среди них существенную роль играют порфировидные граниты и породы щелочного ряда, отсутствующие в ранних интрузивных комплексах. В отличие от палеозойских и мезозойских гранитоидов, им присущи: 1) калинатровый характер, 2) повышенное содержание щелочей (особенно калия) и пониженное — кремнезема, 3) высокое содержание железа, кальция, магния, 4) принадлежность большинства кислых и средних типов пород к нормальному ряду, 5) более богатая ассоциация акцессорных минералов и микроэлементов и др.

Раннеэоценовый — предолигоценовый этап характеризуется интенсивным проявлением эндогенного рудообразования. В разное время образовались самые разнообразные рудные формации в связи с различными по составу интрузивными породами. К ним относятся медно-молибденовая, медная, серно- и медноколчеданная, полиметаллическая, железорудная, боро-силикатная (в виде акцессориев), медно-мышьяковая и др. (Магакьян, Мкртчян, 1958).

Олигоценовый—четвертичный тектоно-магматический этап. Начиная с олигоцена наступает этап угасания геосинклинали Малого Кавказа. На фоне общего поднятия нисходящие движения локализуются в основном в пределах Приараксинского и Прикуринского блоков. Вулканизм в отличие от предыдущих этапов развивается главным образом в континентальных условиях и носит наземный характер. В связи с дифференцированными восходящими движениями интенсивность вулканизма в разных регионах меняется. Максимальное проявление вулканизма приурочивается к участкам наибольших поднятий.

В истории развития магматизма этого этапа выделяются три эффузивных цикла: 1) ранне-среднеолигоценовый, 2) позднемиоценовый — среднеплиоценовый, 3) позднеплиоценовый — четвертичный. Продукты вулканизма первого цикла представлены породами известково-щелочной серии, а в западном Айоцдзоре — эффузивами повышенной щелочности (трахиты, трахилипариты, щелочные базальты). Для них характерно либо равное содержание натрия и калия, либо незначительное преобладание натрия.

Продукты вулканизма второго цикла преимущественно представлены андезитами, дацитами, трахиандезитами и их пирокластами. Они отличаются высоким содержанием щелочей, причем основные и средние представители характеризуются натрокалиевым обликом, а кислые — почти равным содержанием натрия и калия. Для наиболее кислых разностей усматривается незначительное преобладание калия над натрием. Чаще всего они относятся к породам нормального ряда.

Позднеплиоценовый — четвертичный вулканизм характеризуется образованием обширных покровов и потоков долеритовых, базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых и других лав, а также туфов и туфолав, слагающих центральные части Малого Кавказа. Лавы со средним химическим составом обычно отвечают андезито-базальтам и базальтам, а туфолавы и туфы — андезито-дацитам. Все породы обладают значительной щелочностью и часто натрокалиевым характером. С кислыми гранитоидами южной части Армянской ССР связано медно-молибденовое оруденение, в связи с миоплиоценовыми экструзивами дацитов, андезитов, андезито-дацитов образовались золоторудная, мышьяково-сурьмяно-ртутная и другие рудные формации (Магакьян, Мкртчян, 1958).

Как показывает вышеприведенный материал, магматические комплексы разных тектоно-магматических этапов обнаруживают некоторые индивидуальные минералогические и петрохимические признаки. Они отличаются и рядом особенностей рудной минерализации. Однако эволюция магматизма на протяжении геологической истории Армении характеризуется и общей направленностью. Прежде всего происходит возрастание щелочности пород при переходе от древних к молодым тектоно-магматическим этапам. Появление богатых щелочами магматических комплексов приурочивается во времени к общим поднятиям региона, когда он в основном пережил геосинклинальный режим и вступил в период субплатформенного развития. В эффузивах и интрузивах ранних тектоно-магматических этапов натрий преобладает над калием, но в кайнозойских породах обеих фаций наблюдается тенденция к выравниванию их содержания, что приводит к возрастанию общей щелочности пород. В составе кайнозойских комплексов участвуют также щелочные породы интрузивной и эффузивной фаций, отсутствующие в докайнозойских комплексах. 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 тектоно-магматическим этапам. Поведение элементов несколько иное в породах интрузивной фации. При переходе от древних интрузивных комплексов к более молодым убывает содержание кремния, но увеличивается сумма щелочей и количество остальных петрогенных элементов.

Эволюция магматизма характеризуется еще одной интересной закономерностью. В направлении от ранних к более поздним тектоно-магматическим этапам наблюдается возрастающее разнообразие магматических пород и связанных с ними рудных формаций. Эта закономерность особенно хорошо проявляется в эволюции интрузивного магматизма. Так, для интрузивов ранних тектоно-магматических этапов характерно небольшое разнообразие петрографического состава. Поразительно большим разнообразием состава отличаются интрузивные комплексы поздних этапов. По мере перехода от древних к молодым комплексам обогащаются ассоциации главнейших породообразующих минералов, акцессориев и микроэлементов. Расширяются также пределы колебания минералов и петрогенных элементов, что обусловливает возникновение от ультраосновных до кислых и щелочных типов пород и целого ряда переходных между ними разновидностей.

В сложной цепи магматических явлений наиболее интенсивное и разнообразное рудообразование имело место в связи с формированием молодых магматических комплексов.

Все это свидетельствует о поступательном развитии магматических процессов и эндогенного рудообразования.

В эволюции магматизма Армении намечается еще одна 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-раннемелового и позднемелового — палеоценового этапов сходны по натриевому характеру и низкому содержанию щелочей. С другой стороны, эффузивы основного состава позднемелового — палеоценового этапа близко стоят к подобным породам раннеэоценового — предолигоценового этапа по содержанию кремния и магния. Однотипные вулканогенные породы раннеэоценового — предолигоценового и олигоценового — четвертичного этапов характеризуются повышенным содержанием щелочей и пониженным — магния, железа.

Юрские гранитоиды сходны с палеозойскими отчетливым натриевым характером. Меловые и юрские гранитоиды обладают общей пониженной щелочностью. Эоценовым интрузивам, наоборот, присуща общая повышенная щелочность. Но тем не менее, по содержанию щелочей они несколько сходны с меловыми гранитоидами и резко отличаются от юрских 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 наследственного развития, имеющая, вероятно, общее значение.

Направленное и наследованное развитие магматических явлений и эндогенного рудообразования, по-видимому, является проявлением общей закономерности поступательного и наследованного развития внешней оболочки Земли.

Соотношение вулканизма и плутонизма. Вулканизм и плутонизм в одних случаях развиваются автономно, а в других — генетически взаимосвязаны. Это приводит к образованию трех типов магматических формаций — вулканической, плутонической и вулкано-плутонической. Вероятным представляется, что каждая из них происходит из независимого магматического источника, занимая определенное место в развитии геосинклинальной зоны.

В первой половине геосинклинального цикла в связи с прогибанием из магматических очагов основного состава возникают базальтоидные вулканические серии с сопутствующими им субвулканическими образованиями, которые составляют генетически самостоятельную вулканическую формацию. В первой половине иногда внедряются офиолитовые интрузивы, принадлежащие к автономной плутонической формации ультраосновной магмы, что подтверждается их связью с глубинным разломом и отсутствием эффузивных аналогов.

К концу первой половины геосинклинального развития в период восходящих колебательных движений образуются кислые эффузивы. Во второй половине одновременно со складчатостью внедряются гранитоиды. После складчатости нередко развиваются близповерхностные интрузивы кислого состава, щелочные массивы. Кислые эффузивы и гранитоиды вместе с их субвулканическими и близповерхностными аналогами образуют генетически независимую вулкано-плутоническую формацию, связанную с кислой магмой.

Таким образом, вулкано-плутоническая формация возникает в поздних стадиях геосинклинального цикла в условиях положительно направленных тектонических движений. Начало ее формирования знаменует собой переход нисходящих колебательных движений в восходящие, сменяющиеся складчатыми.

Однако в ряде случаев кислые породы эффузивной фации вулкано-плутонического комплекса в зависимости от тектонической обстановки отчасти образуются и в первой половине геосинклинального цикла. Они сочетаются с эффузивами базальтоидной вулканической формации, но обнаруживают полное тождество петрографических и петрохимических признаков с породами вулкано-плутонической формации гранитоидного происхождения. Это позволяет предполагать, что магматические очаги разного состава зарождаются, примерно, одновременно и существуют длительное время.

Об автономности основного и кислого вулканизма свидетельствует то, что на протяжении одних и тех же отрезков геологического времени в пределах единой тектонической зоны одни участки характеризуются поднятием и вторжением кислой магмы, в то время как в соседних погружающихся прогибах возникают базальтоидные вулканогенные породы. Такая картина наблюдается в позднемеловое время на северо-восточных склонах Малого Кавказа, в эоцене в Присеванской зоне и т. д. Кроме того, в составе продуктов основной магмы встречаются прослои кислых эффузивов. Иногда же кислые эффузивы переслаиваются основными вулканогенными породами (Асланян, 1958).

Эти данные в корне противоречат представлению о генетической общности базальтоидных вулканогенных пород, кислых эффузивов и гранитоидов, объединяемых некоторыми исследователями в одну вулкано-плутоническую формацию.

Вулканизм кислой магмы не всегда сопровождается плутонизмом и наоборот. Для одновременного или близкого по времени проявления обеих форм кислого магматизма, вероятно, необходимы какие-то, нами еще не разгаданные, благоприятные условия. Во всяком случае, на данной стадии изученности определенно можно говорить только о наличии автономной вулкано-плутонической формации гранитоидного происхождения. С периодом ее формирования связано наиболее разнообразное и интенсивное оруденение.

В пределах Армении типичным примером вулкано-плутонической формации может служить среднеюрский кислый магматизм Сомхето-Карабахской зоны. Большой интерес представляет сложный вулкано-плутонический комплекс третичного возраста Присеванской зоны, в строении которого участвуют кислые эффузивы и гранитоиды, сочетающиеся с щелочными сериями эффузивной и интрузивной фаций.

Породы эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций вулкано-плутонической формации приурочены к одним и тем же складчатым структурам в пределах единой тектонической зоны, возникли в условиях положительно направленных тектонических движений и характеризуются пространственной сопряженностью и многими общими особенностями вещественного состава.

О генетической общности кислых пород эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций говорят и некоторые другие данные. Так, у непосредственного контакта крупных интрузивов кислые эффузивы вследствие перекристаллизации местами приобретают облик полнокристаллических пород, которые по составу и структуре мало отличаются от пород интрузивной фации. К гранитоидам весьма близко стоят также интенсивно перекристаллизованные ксенолиты кислых эффузивов. С другой стороны, в краевой оторочке интрузивов более крупнозернистые породы постепенно переходят в мелко- и тонкозернистые разности, сходные с породами эффузивной фации. Прослеживается также большое сходство между породами субвулканической фации, краевой оторочки массивов и дополнительных интрузивов, возникших в условиях сравнительно быстрой кристаллизации.

Однако между породами разных фаций вулкано-плутонического комплекса устанавливаются и некоторые различия. Породы интрузивной фации отличаются от их эффузивных аналогов более широкой вариацией петрографического состава. В этом отношении к эффузивам близко стоят субвулканические образования. В интрузивах встречаются крайние по составу породы — от основного, иногда ультраосновного до кислого, ультракислого и даже щелочного. Наблюдаемое большое разнообразие в плутонической серии создается процессами ассимиляции и эманационной дифференциации.

Породы эффузивной фации характеризуются небольшой вариацией петрографического состава, а также пониженным содержанием щелочей (особенно калия) по сравнению с их интрузивными аналогами. Это объясняется тем, что на поверхности Земли условия не благоприятствуют процессам как ассимиляции, так и дифференциации.

Явления дифференциации магмы. Большинство исследователей под влиянием господствующей теории Боуэна все разнообразие изверженных пород объясняло кристаллизационной дифференциацией «родоначальной основной магмы. Впоследствии число петрологов, отказавшихся от универсальности 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 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 железомагнезиальных минералов в нижних горизонтах 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, юрские 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 акцессориев на последней стадии кристаллизации и др.

На основании реакционных взаимоотношений с учетом других структурных особенностей минералов можно прийти 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 клинопирок-

сена. В щелочных сиенитах Базумского хребта биотит является более ранним, чем амфибол.

В мезозойских гранитоидах плагиоклаз кристаллизовался в большинстве случаев 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 акцессорных минералов начинается в первые стадии кристаллизации гранитоидов, но накопление главной массы их происходит в конце, после главных породообразующих силикатов.

Для эффузивных пород Армении приложение теории кристаллизационной дифференциации также встречает ряд серьезных затруднений:

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 — гора 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 горы Арагац. Согласно большинству исследователей, в основании вулканогенной толщи юры Алавердского района располагаются кварцевые плагиопорфиры. В Агджакендском прогибе Азербайджана, по Р. Н. Абдуллаеву, позднемеловая эффузивная деятельность началась излиянием кислой магмы и завершилась извержением основной магмы и т. д.

4. В составе продуктов основной магмы встречаются прослои кислых эффузивов. Более редким является обратное соотношение. Так, в Северной Армении между реками Дебед и Агстев, согласно А. Т. Асланяну, свита кварцевых и бескварцевых альбитофиров переслаивается порфиритовыми туфами.

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 дифференцией обусловлено 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 Арагаца, где извержение туфового материала в пределах отдельных этапов вулканической деятельности, по А. Т. Асланяну и другим, 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 и 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 всего объясняются именно эманационной дифференциацией, хотя тут значительную роль играет глубинная ассимиляция и другие процессы.

Явления ассимиляции магматических пород. Явлениям ассимиляции и гибридизма в петрогенезисе магматических образований придавалось и особенно в последнее время придается решающее значение.

Ассимиляция происходит как в глубинных условиях, так отчасти и в верхних горизонтах земной коры. В первой половине геосинклинального развития основная магма при прохождении через «гранитную» оболочку вследствие ассимиляции 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 более они сходны между собой. Так, гранитоиды и основные эффузивы юрско-раннемелового этапа, в которых ассимиляция выражена сравнительно слабо, сходны по содержанию легкоплавких элементов. Роль ассимиляции сильно возрастает в гранитоидах раннеэоценового—предолигоценового этапа и потому они обнаруживают сходство с одновозрастными основными эффузивами по содержанию легкоплавких и тугоплавких элементов.

Изучение интрузивов Армении позволяет прийти к выводу, что гранитоиды возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизма кислой магмы и вмещающих вулканогенно-осадочных отложений. 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 минерального и химического состава пород, весьма быстрые и произвольные смены структурных и текстурных особенностей; 8) неравновесный количественный и качественный минеральный состав гранитоидов, повышенное содержание некоторых акцессориев (магнетита, апатита, сфена и др.) и чуждых для гранитов элементов (хрома, никеля, кобальта 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 останцов 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 ксенолиты почти полностью сохраняют первоначальные структурные особенности.

В процессе 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) с глубиной нередко намечается возрастание основности пород. 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. Таковые встречаются в глубокозалегающих эндоконтактах крупных массивов (Кохбский, Базумский и др.).

Явления ассимиляции и гибридизма в разновозрастных интрузивных комплексах проявлены неодинаково. Например, в юрских гранитоидах эти процессы выражены гораздо слабее, чем в подобных породах раннемелового возраста, поэтому породы фации эндоконтактов юрского интрузивного комплекса представлены обычно плагиогранодиоритами, реже кварц-диоритами, а раннемелового 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 обусловливает возникновение пород от ультраосновного до кислых и щелочного состава и це-

лого ряда переходных разновидностей. Так, в строении гранитоидных интрузивов Памбако-Базумской группы принимают участие габбро, диориты, кварцевые диориты, сиениты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), тоналиты, гранодиориты, граниты и промежуточные типы пород. Все они относятся к одной фазе внедрения и связаны между собой постепенными взаимопереходами. В умеренно кислых гранитоидах нередко встречаются крупные зональные плагиоклазы, ядра которых соответствуют битовниту и анортиту.

Породы Баргушатской группы интрузивов 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 щелочноземельного ряда и щелочных представителей.

Такова картина и в Мегринском плутоне, в котором среди пород монцонитовой фазы внедрения выделяются оливиновые 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 постепенными взаимопереходами. Ультраосновные и основные разности пород 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 В. Н. Котляром, А. И. Адамяном, Ю. А. Араповым, Г. П. Багдасаряном, В. Г. Грушевым, 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. Юрский интрузивный комплекс сформировался в более спокойной тектонической обстановке, чем раннемеловой. Внедрение третичных гранитоидов сопряжено во времени с проявлением наиболее мощных орогенических движений и потому в них процессы гибридизма достигают максимума. Интенсивность перекристаллизации ксенолитов и контактовых изменений боковых отложений нарастает при переходе от ранних интрузивных комплексов к палеогеновому. Следовательно, исходные магмы мезозойских интрузивов обладали меньшим запасом тепловой энергии, чем третичные гранитоиды.

Разновозрастные гранитоидные комплексы формировались по единой схеме. В начале внедрявшиеся породы имели более основной состав, затем они сменялись умеренно кислыми 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 ослаблением 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. Так, контактовое воздействие раннемеловых гранитов на юрские вулканогенные породы основного состава выражается в их слабой перекристаллизации с образованием незначительного количества роговой обманки и биотита. Контактовые явления особенно слабо проявлены в связи с аляскитовыми гранитами последней фазы юрского комплекса. Контактирующие с ними среднебайосские эффузивы не испытывали каких-либо существенных изменений, и даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности. Это все 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 тем, что они сильно контаминируются во время подъема по глубинным разломам благодаря взаимодействию с окружающими породами. Степень изменения состава 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 движений магмы по подводящему каналу.

Глава V

ТЕКТОНИКА

Территория Армянской ССР входит в одну из внутренних зон Тавро-Кавказского сектора Средиземноморского орогена. Это — единая в оротектоническом отношении область Малого Кавказа, представляю-

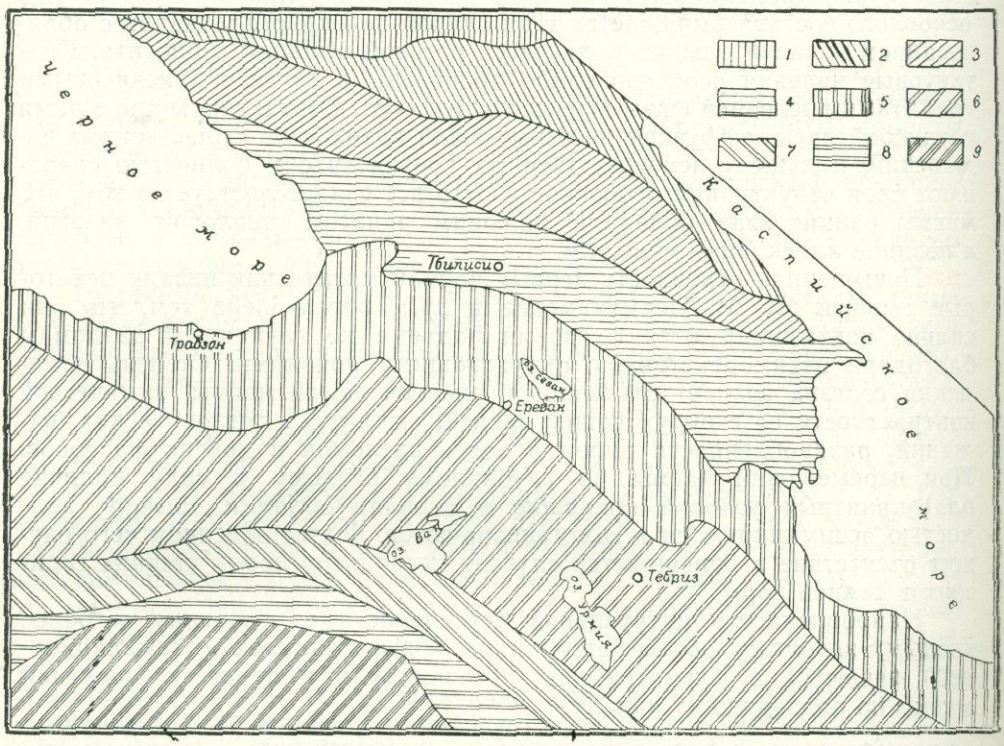


Рис. 50. Схема тектонической зональности Тавро-Кавказского сектора Средиземноморского орогена

1 — Скифская эпигерцинская платформа; *2* — Предкавказский передовой прогиб; *3* — мегантиклинорий Большого Кавказа; *4* — Черноморско-Южно-Каспийская зона срединных массивов и межгорных прогибов; *5* — зона кулисообразно сочлененных антиклинориев Понтид, Малого Кавказа, Иранского Карадага, Эльбурса; *6* — Анатолийско-Иранская внутренняя зона срединных массивов межгорных прогибов; *7* — зона кулисообразно сочлененных антиклинориев Таврид, Армянских Таврид и Загроса; *8* — Месопотамский краевой прогиб; *9* — Аравийско-Сирийская предверхнерифейская платформа

щая собой дугообразно построенный мегантиклинорий шириной 200 *км* и протяженностью 400 *км* (рис. 50).

Тавро-Кавказский ороген, как полагают, возник в рифейское время между Сарматским и Аравийским протерозойскими щитами.

Для внутренних областей орогена общим являются рифейский или каледонский возраст фундамента, слабовыраженный орогенез перед пермью, нижней юрой, верхней юрой, сеноманом и эоценом, интенсивный орогенез — начиная с нижнего миоцена, существование в интрагео-

синклиналях офиолитовых поясов, наличие гранитоидных интрузий, спилито-кератофировых формаций, колчеданных, полиметаллических, золоторудных и медно-молибденовых месторождений в эвгеосинклинальных подзонах и др. Для всего орогена чрезвычайно характерно развитие в межгорных и предгорных прогибах мощной молассовой серии «бахтиар» (верхний миоцен — плиоцен) и ее аналогов (ширакская свита и др.). Как уже указывалось, наряду с другими в составе Тавро-Кавказского орогена выделяется мегантиклинорий Малого Кавказа, который кулисообразно сочленяется с Понтидами и Эльбурсом и образует более или менее единый складчатый пояс.

Мегантиклинорий Малого Кавказа прослеживается от междуречья Верхнего Аракса и Чороха на восток-юго-восток до ущелья Нижнего Аракса и, охватывая Иранский Карадаг, круто поворачивает на восток-северо-восток и продолжается в горный Талыш, где вновь круто поворачивает на юго-восток и прослеживается до района г. Ардебиль в Иранском Азербайджане. Кулисообразное причленение мегантиклинория Малого Кавказа к системе Понтид происходит в бассейне Верхнего Чороха, а к системе Эльбурса в районе г. Ардебиль, причем в обоих районах мегантиклинорий вырождается и не находит своих структурно-фациальных аналогов по простиранию в глубь Внутренней Анатолии и Внутреннего Ирана.

Мегантиклинорий Малого Кавказа, располагаясь между системами Понтид и Эльбурса, представляет в плане выгнутое к северу дугообразное сооружение, северная половина которого — эвгеосинклиналь, а южная — миогеосинклиналь.

В домиоценовое время перед общей инверсией области, с севера на юг в составе мегантиклинория Малого Кавказа выделялись следующие структурно-фациальные зоны: Предмалокавказская интрагеосинклиналь, Сомхето-Карабахская интрагеоантиклиналь, Присеванская интрагеосинклиналь, Кафанская моноклиналь, Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклиналь, Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь, Приараксинская интрагеоантиклиналь (рис. 51).

Перечисленные зоны шириной в 35—40 *км* расположены параллельно друг другу и вписываются в общую дугу Малого Кавказа. Кристаллический фундамент в пределах каждой из зон ундулирует по простиранию, что в сочетании с деформациями изгиба этого же фундамента вкрест простирания зон придает последним четкообразную структуру (рис. 52).

В миоплиоценовое время план тектонического развития области заметно меняется. По линии Ереван — Камо — Мартуни с начала миоцена возникает довольно крупная наложенная мульда, которая пересекает косо более древние Еревано-Ордубадскую и Мисхано-Зангезурскую, Кафанскую и частично Присеванскую тектонические зоны. Начиная с конца сармата, в мульде развивается чрезвычайно бурный вулканизм, который далее распространяется на юго-восток до Карабахского, и Сюникского нагорий, а на запад-северо-запад на Арагац, Ленинаканскую котловину и Ахалкалакское нагорье. С некоторыми перерывами вулканическая деятельность продолжается до голоцена, причем вся эта зона новейшего (неоген-антропогенового) вулканизма отмечена большими отрицательными аномалиями силы тяжести (по линии Богдановка — Арагац — Гегамское нагорье — Джермук — Лачин — Горис). Весьма примечательна приуроченность к этой зоне липарит-обсидиановых (перлитовых) экструзивных щитов (Ахалкалакское нагорье, склоны Арагаца, долины р. Раздан, Гегамское нагорье и район Джермука).

В плане новейшей тектоники наложенная зона неоген-антропогеновых прогибаний, вулканической деятельности и больших минимумов

силы тяжести разделяет Малый Кавказ на два обособленных тектонических комплекса: южный — Приараксинский и северный — северо-восточный — Прикуринский.

Остановимся на важнейших вопросах региональной тектоники Малого Кавказа.

Строение земной коры по сейсмологическим данным. Новейший геофизический материал по строению земной коры Кавказа содержится

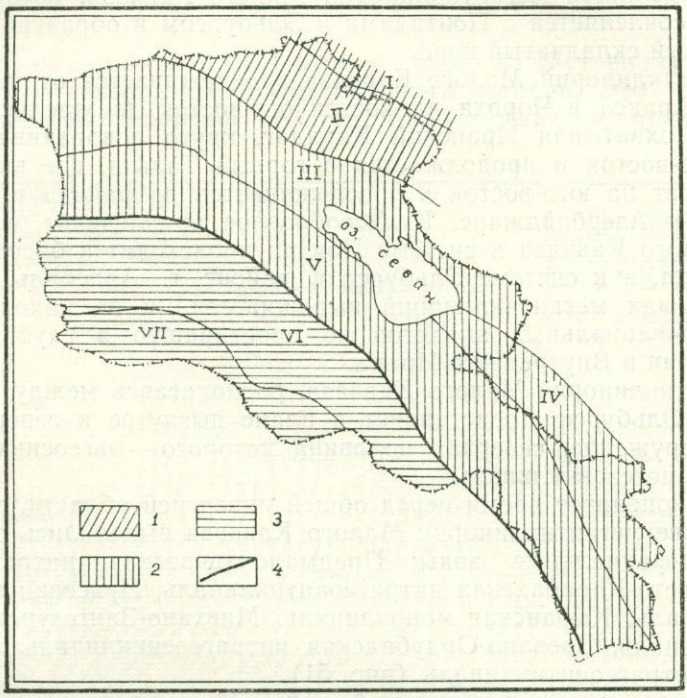


Рис. 51. Схема донеогеновой тектонической зональности Армянской ССР (составил А. Т. Асланян)

1 — Антикавказский оротектонический пояс; *2* — Севанский оротектонический пояс; *3* — Араксинский оротектонический пояс; *4* — граница эвгеосинклинали и миогеосинклинали
I — Предмалокавказская интрагеосинклиналь; II — Сомхето-Карабахская интрагеоантиклиналь; III — Присеванская интрагеосинклиналь; IV — Кафанская моноклиналь; V — Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклиналь; VI — Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь; VII — Приараксинская интригеоантиклиналь

в основном в работах Н. К. Карапетян (1955), Е. А. Коридалина (1947), Б. К. Балавадзе (1966), Г. К. Твалтвадзе (1966), Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая (1961), Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили, А. А. Ализаде и др. (1963), И. О. Цимельзона (1959).

В рассматриваемой области, за исключением глубоководных частей Черного моря и бассейна Южного Каспия, земная кора имеет трехслойное строение. Верхний слой коры представляет осадочная (вулканогенно-осадочная) покрышка. Наибольшей мощности — 20—25 *км* она достигает в крайней северной части чаши Южного Каспия, 15—20 *км* в бассейне Черного моря, 10 *км* в бассейне Азовского моря, 10—16 *км* в Восточном Азербайджане.

Средний слой коры представляет «гранитный горизонт», который в ряде районов выходит на дневную поверхность и представлен разнообразными кристаллическими сланцами и прорывающими их древними гранитоидными интрузиями. Мощность гранитного слоя колеблется в пределах от 0 до 30 *км* и достигает максимума в высокогорных районах Большого и Малого Кавказа, причем этот слой отсутствует в цент-

ральной широтной глубоководной полосе Черного моря и отсутствует или имеет ничтожную мощность (до 5 *км*) в бассейне Южного Каспия.

Нижний так называемый «базальтовый» слой пользуется повсеместным распространением и имеет мощность от 20 до 30 *км*; исключение составляет центральная глубоководная полоса Черного моря, где мощность этого слоя уменьшается до 8—10 *км*. По данным Б. К. Бала-



Рис. 52. Тектонические структуры Армянской ССР (составил А. Т. Вегуни)

I — антиклинории: 1 — Ноемберянский, 2 — Локский, 4 — Чатыидагский, 6 — Качалдагский, 8 — Шамшадинский, 10 — Гогаранский, 12 — Ширакский, 14 — Шахдагский, 17 — Апаранский, 19 — Бжнинский, 21 — Разданский, 24 — Веди-Аргичинский, 27 — Енгиджинский, 28 — Урцко-Айоцдзорский, 29 — Зангезурский, 30 — Кафанский; II — синклинории: 3 — Лалварский, 5 — Маралдагский, 7 — Иджеванский, 9 — Лорийский, 11 — Чичханский, 13 — Дилижан-Красносельский, 15 — Памбакский, 16 — Ленинаканский, 18 — Спитакский, 20 — Цахкуняцкий, 22 — Центрально-Армянский, 23 — Приереванский, 25 — Шагапский, 26 — Арпинский

вадзе, Г. К. Твалтвадзе и др. (1966), мощность земной коры в пределах Кавказа и Закавказья меняется в пределах от 22 *км* (центральная часть Черного моря) до 60 *км* (высокогорная центральная часть Большого Кавказа). Мощность коры на Кавказе Н. К. Карапетян (1955) определяет телесейсмическим методом, исходя из данных записи 13 землетрясений 1947—1953 гг., эпицентры которых фиксировались в Ионическом, Средиземном и Аравийском морях. По ее данным, мощность коры оказалась равной 53 *км* у районного центра Амасия (к северу от г. Ленинакана), 54 *км* в г. Кировакане, 50 *км* в г. Казахе, 52 *км* в г. Тбилиси, 54 *км* в разрезе хребта Ала-даг, в западной части Армянского нагорья, 51 *км* в разрезе Андийского хребта (Большой Кавказ), 35 *км* в чаше Южного Каспия, 43 *км* у г. Красноводска, 57 *км* на Мангышлаке. По данным Г. К. Твалтвадзе, мощность коры у г. Камо составляет 47 *км*, у районного центра Басаргечар (восточная часть бассейна оз. Севан) 52 *км* (по данным ГСЗ), в полосе Кировабад — Акстафа — Пойлы 38 *км*, а осадочного чехла по линии Ереван — Ахалкалаки 4—5 *км*. По новым данным Т. Н. Сироткиной и других,

мощность осадочного (вулканогенно-осадочного) чехла в Армении не превышает 6 *км*. Мощность осадочного чехла была детально изучена Е. А. Коридалиным (1948) для Среднекуринской депрессии. Здесь, в районе Мингечаурского водохранилища осадочный чехол имеет общую мощность 12 *км* и состоит из четырех слоев, имеющих в восходящей последовательности мощность 3,3, 3,4, 2,8 и 2,1 *км*. Общая мощность коры составляет здесь 48 *км*. По данным глубинного сейсмического зондирования мощность осадочного чехла у г. Кировабада 8 *км*, гранитного слоя — 14 *км*, а базальтового слоя — 26 *км*.

Юго-восточнее в полосе Уджари — Кюрдамир — Сабирабад — Сальяны, по данным глубинного сейсмического зондирования, поверхность гранитного слоя залегает на глубине 5 *км*, а поверхность базальтового слоя на глубине 7 *км* (данные В. И. Куликова), причем до глубины около 3000 *м* разрез сложен антропогеновыми, верхнеплиоценовыми и среднеплиоценовыми отложениями. Это мощное поднятие фундамента, названное в 30-х годах М. С. Абакелия «Кюрдамирским мостом», рассматривается в настоящее время как срединный массив (типа Дзирульского массива), обтекаемый складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа, причем в состав последнего включается также Предмалокавказский (Барда-Астраханбазарский) прогиб, выполненный третичными отложениями.

Н. К. Карапетян (1956), используя данные 26 землетрясений Малого Кавказа за 1933—1952 гг., построила годограф сейсмических волн. Скорости распространения продольных волн оказались равными 5,54 *км/сек* для интервала глубин от 0 до 37±2 *км* (осадочный+гранитный слой), 6,41 *км/сек* для интервала глубин от 37±2 *км* до 52±2 *км* (так называемый базальтовый, или промежуточный, слой) и 7,94 *км* для глубин ниже границы раздела Мохоровичича (верхняя мантия, сложенная гидратированным оливиновым веществом). Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе и др. (1947), исследуя дисперсию длиннопериодных поверхностных и каналовых волн под корой, на глубине 80—100 *км* предполагают существование аналогов волноводного слоя Гутенберга, а на глубине 600—650 *м* существование подошвы верхней мантии Земли*.

По современным представлениям волноводный слой на глубинах 80—100 *км* сложен массами, которые порождают производные толеитовые и частично щелочные базальтовые лавы, отвечающие в совокупности высокоизвестковистым ахондритам; в континентальных районах в процессе подъема на дневную поверхность толеитовые лавы поглощают породы гранитоидного состава и преобразуются в известной мере в андезитовые и более кислые лавы. Происхождение неовулканического пояса в Анатолии, Армении и Иране и связь его с волноводным слоем в условиях преобладания андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых лав интерпретируется в указанном плане.

Строение земной коры в пределах Кавказа, по материалам гравиметрических наблюдений, было исследовано Л. К. Татевосян (1958). Результаты ее исследований в целом согласуются с приведенными выше данными, основанными на сейсмологических данных. Гравитационное поле Малого Кавказа характеризуется в целом отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге), причем Араксинский и Антикавказский оротектонические пояса характеризуются относительными максимумами аномалий силы тяжести, а разделяющий их Севанский

---

* Данные Н. К. Карапетян полностью подтверждают ранний ее вывод о мощности «гранитного» слоя в 37 *км* и «базальтового» — в 15 *км*.

оротектонический пояс — относительным и абсолютным минимумом аномалий силы тяжести.

На фоне общего отрицательного аномального поля Малого Кавказа (в редукции Буге) резко выделяются некоторые локальные изометрические поля с большими относительными максимумами и минимумами аномалий силы тяжести. К первым относятся поля в северо-восточной части Ноемберянского района, в восточной части Шамшадинского района, в восточной части Кафанского района, в районе г. Октемберяна, в районе к западу от г. Нахичевань; ко вторым относятся поля Ахалкалакского плато, район к северо-западу от г. Ленинакана, массив горы Арагац, Гегамский хребет и район курорта Джермук и г. Лачин.

Из приведенных выше данных можно прийти к следующим выводам:

1. Земная кора на Кавказе имеет мозаичное глыбово-зональное строение, причем отдельные глыбы и зоны уравновешены между собой в первом приближении по изостатическому принципу Эри.

2. В области Малого Кавказа отклонение от изостазии выражается в основном в дефиците подкоровых масс, обозначенном значительными отрицательными аномалиями силы тяжести. Это указывает, очевидно, на прогибание подошвы земной коры в области Малого Кавказа, причем наибольшее прогибание приходится на зону Ахалкалаки—Арагац—Гегамское нагорье—Джермук—Лачин—Горис, отмеченную молодым вулканизмом.

Глубинные разломы. Характерной особенностью тектоники Армении является наличие сети разломов и флексур глубокого заложения, которые расчленяют кору на ряд зон и блоков и придают области мозаичную текстуру. Ниже приводится краткая характеристика важнейших зон разрывных и флексурных нарушений.

1. *Ани-Ордубадская зона флексур и разломов* прослеживается вдоль полосы Ани—Артик—Алапарс—Магмаган—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад и служит границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями Армянской геосинклинали на протяжении всего (?) палеозоя, мезозоя и палеогена, которые к северу и северо-востоку от этой полосы представлены почти исключительно зеленокаменными вулканогенными фациями и гранитоидными интрузиями, а к югу и юго-западу нормальноосадочными фациями.

К рассматриваемой зоне приурочено большое количество плиоценовых и антропогеновых центров вулканических извержений (Яглуджа, Аладжа, Арагац, Араи-лер, шлаковых конусов Гегамского нагорья), минеральных источников (сернистые источники в южной части Ленинаканской котловины, углекислые источники на северо-восточных склонах Гегамского нагорья и источники среднего течения бассейна р. Арпа и правых ее притоков) и очагов землетрясений (у г. Ани, г. Ленинакана, с. Джамушлу, Гегамского нагорья и Вайка).

Резкое различие в разрезах по обе стороны зоны выражено в западной половине области, где к югу от линии Ани—Арагац—Алапарс широко развиты мощные (более 3000 *м*) молассовая и галогенная формации миоцена, отсутствующие севернее этой линии. Разрывные и флексурные нарушения, фиксируемые в третичных отложениях зоны, установлены в окрестностях сс. Ехегис, Гладзор, Мартирос и в районе г. Ордубада.

2. *Ереванский глубинный разлом* прослеживается вдоль полосы Багран—Кармрашен—Ахавнатун—Паракар—Ереван—Тазагюх — Двин —Веди—Арпа—Джагры—Джульфа. В районе, где складчатые третичные отложения свободны от молодых лавовых покровов, зона разлома хорошо картируется по признаку нарушения сплошности пластов и при-

разломных складок, наличию минеральных источников и травертиновых щитов, частично очагами землетрясений и вулканических извержений, а главное по контрасту разрезов отложений по обе стороны зоны.

В течение палеозоя, мезозоя и палеогена область к юго-западу от рассматриваемого разлома в пределах долины Среднего Аракса, выделяемая ниже под названием Приараксинской тектонической зоны, являлась интрагеоантиклиналью, а прилегающая с северо-востока Ереван-Ордубадская зона интрагеосинклиналью (вернее, тафрогеосинклиналью).

В направлении г. Ереван—с. Тазагюх различие в разрезах по обе стороны разлома представляется в следующем виде (табл. 25).

Таблица 25

Стратиграфические подразделения	Ереванo-Ордубадская зона (по обнажениям района Ереван — Двин), мощность, *м*	Приараксинская зона у с. Тазагюх (по данным бурения), мощность, *м*
Верхний протерозой — кембрий (?) (метаморф. сланцы)	Обнажается в ядре Ераносской антиклинали (на высоте 1500—1700 *м*)	Вскрыт на глубине около 500 *м* (на высоте 880 *м*)
Верхний мел	1000	0
Нижний эоцен — оверз	2100	0
Приабон — олигоцен	1000	250
Нижний миоцен	750	220
Средний миоцен	1000	0
Верхний миоцен	1000	0

Амплитуда смещения крыльев разлома в указанном створе составляет по этим данным около 6000 *м* и таким образом подчеркивается перманентный характер развития разлома с тенденцией преимущественного опускания Ереванo-Ордубадской зоны, где мощности отложений эоцена по сравнению с более южной Приараксинской зоной больше в среднем в 5—10 раз, олигоцена в 3—5 раз, миоцена в 3—6 раз. В центральном сегменте зоны разлома — от района с. Двин (ядро Ераносской антиклинали) до района с. Азнаберд в Нахичеванской АССР размещены многочисленные небольшие интрузии габбро-перидотито-пироксенитовой формации (бассейны рек Чатма, Веди, Азнаберд), прорывающие вулканогенные отложения верхней юры (с остатками радиолярий) и нижнего сенона и имеющие гальки в конгломератах верхнего сантона.

Ереванский глубинный разлом в западном направлении уходит под молодые лавовые покровы бассейна Верхнего Аракса, однако не вызывает сомнений принадлежность его к системе глубинных разломов, которая прослеживается вдоль всей Анатолии от Мраморного моря до Армянского нагорья и далее вдоль полосы Ерзнка (Эрзинджан)—Эрзерум протягивается в низовье р. Ахурян (линия Тромпа). В Нахичеванской АССР рассматриваемый разлом отмечен известными Северо-Джульфинскими дислокациями эоценовых отложений и, вероятно, протягивается отсюда в район г. Тавриза.

3. *Араратская зона разломов и флексур* намечается вдоль офиолитового пояса хребта Армянский пар (Агры-даг) по правому склону долины Верхнего и Среднего Аракса. В этой же зоне находятся вулканы Большой и Малый Арарат и небольшие вулканы на склонах Большого Арарата, а также очаг Акоринского катастрофического землетрясения 1840 г.

В юго-восточном направлении зона разлома уходит под плиоплейстоценовые лавы Арарата, а в западном направлении прослеживается в район г. Алашкерт и далее г. Хнус (данные Эгерана и Лана, 1955). В строении хребта Армянский пар участвуют в основном метаморфизованная вулканогенная толща юры (?) и верхнего мела (с линзами гиппоритовых известняков), туфоосадочная толща эоцена, метаморфические сланцы неопределенного возраста и многочисленные интрузии перидотитов, пироксенитов и габбро, размещенные в мезозойских (юра—мел) вулканогенных толщах. Кроме того, вдоль северо-восточных склонов хребта развиты миоценовые молассы, которые залегают на эоценовых и более древних отложениях и включают большое количество галек офиолитовых пород и нуммулитовых песчаников.

Судя по выходам моласс на северо-западном склоне Большого Арарата (у с. Аргичи), можно полагать, что разлом ограничивает их распространение в южном направлении и носит характер бортового сброса. Таким образом, Ереванский и Араратский разломы являются естественными границами Приараксинской тектонической зоны, а вместе с более северным Ани-Ордубадским разломом ограничивают Араратский и Нахичеванский миоценовые межгорные прогибы.

4. Ширакско-Зангезурский глубинный разлом намечается вдоль полосы Ленинакан—Кировакан—Севан—Мартуни—Татев—Гиратах—Шишкерт и служит границей между Мисхано-Зангезурской тектонической зоной, с одной стороны, и Присеванской и Кафанской тектоническими зонами, — с другой.

На юге Армении, в Зангезуре зона разрыва отмечена мощным Шишкерт-Гиратахским взбросом (Мкртчян, 1938), по которому девонские, пермские и карбоновые отложения западного (Каджаранского) крыла разлома приведены в контакт с юрскими и верхнемеловыми отложениями восточного (Кафанского) подвернутого крыла разлома, причем в западной зоне в бассейне р. Гехи маломощные верхнесенонские отложения залегают непосредственно на пермских отложениях и, таким образом, из разреза выпадают развитые в восточной зоне отложения турона—коньяка (600 *м*), нижнего мела (1200 *м*), верхней юры (1700 *м*), средней юры (300 *м*) и нижней юры (1500 *м*?). Предполагается, что отсутствие последних в западной зоне носит в основном первичный характер.

В центральном сегменте зоны существование глубинного разлома обосновывается большим контрастом разрезов по обе стороны долины верхнего течения р. Агстев вкрест простирания Памбакского и Иджеванского хребтов.

В первом над метаморфическим фундаментом верхнего протерозоя—кембрия (?) залегают непосредственно отложения верхнего мела или эоцена суммарной мощностью 1200 *м*. В разрезе Иджеванского хребта присутствуют отложения миоцена 1000 *м*, эоцена 2500 *м* (район г. Дилижана), верхнего мела 600 *м*, альба 600 *м*, верхней юры 1000 *м*, средней юры более 1500 *м*, а в более восточных районах обнажаются также отложения лейаса (более 600 *м*), залегающие на метаморфических сланцах эопалеозоя.

В западном сегменте зона разлома выделяется как по нарушениям сплошности пластов, так и по контрасту разрезов по обе стороны разлома. Так, например, на Ширакском хребте последовательно обнажаются отложения олигоцена 400 *м* (песчаники, глинистые сланцы и горючие сланцы бандеванской свиты), эоцена 2500 *м*, сенона 400 *м*, турона — коньяка 600 *м*, верхней юры — нижнего мела 1400 *м*. К югу от того хребта, на продолжении Цахкуняцкого хребта над метаморфическими сланцами и порфиритами эопалеозоя (условного кембрия—докембрия)

залегают отложения турона—коньяка 200 *м* (у с. Армянский Памб), верхнего сенона 400 *м* и эоцена 400 *м*. В этом же сегменте комплекс Ширакского хребта взброшен и надвинут в южном направлении на комплекс Ленинаканской котловины, причем эоценовые отложения подвернуты под меловые отложения, а миоплиоценовая вулканогенная толща несогласно перекрывает зону надвига.

5. *Кировабадская зона разломов и флексур* намечается вдоль предгорий Малого Кавказа, где антикавказские складчатые структуры Сомхето-Карабахской зоны, круто погружаясь в сторону Куринской низменности, приобретают общекавказское простирание. Здесь же по линии Красный мост—Акстафа—Шамхор—Кировабад прослеживается узкая полоса относительного максимума силы тяжести (в редукции Буге), отмеченная большим горизонтальным градиентом, единичными выходами древних сланцев (в районе ст. Ковлар) и очагами землетрясений, из которых наиболее сильными оказались очаги Кировабадского и Ковларского сейсмогенных участков.

Структурные этажи и комплексы. Как указывалось, каждая из рассматриваемых тектонических зон обнаруживает в своем развитии значительную индивидуальность.

Приводимая схема подразумевает лишь относительно крупные тектонические этажи, которые являются более или менее общими для всех зон.

1. *Верхнепротерозой-кембрийский (?) этаж.* По аналогии с Дзирульским массивом принимается, что метаморфический комплекс пород, подстилающий средне-верхнепалеозойские и более молодые отложения в Храмском, Локском, Шамшадинском, Апаранском, Арзаканском, Эчмиадзинском и Ераносском антиклинориях, относится к верхнему докембрию — нижнему кембрию, а складчатость комплекса относится к байкальскому циклу. В этой связи следует отметить, что в Анатолии и Иране, по последним данным И. Штеклина и И. Кетина, инфракембрийские, кембрийские (с трилобитами), ордовикские, силурийские, девонские, карбоновые и пермо-триасовые отложения образуют единый, относительно слабодислоцированный тектонический этаж, который с большим угловым несогласием перекрывает метаморфический комплекс, относимый Штеклиным (1966) к рифею (в Эльбурсе и Центральном Иране). По-видимому, к указанному палеозойскому этажу относятся также фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, выходящие в районе с. Дерик в южных предгорьях Армянского Тавра.

Комплекс древних метаморфических сланцев Малого Кавказа в разрезе наиболее крупного Арзаканского массива представлен (снизу вверх) свитой мигматизированных кварц-слюдистых сланцев с прослоями доломитов и мраморов, свитой хлорит-амфиболовых сланцев с прослоями мраморов и свитой слабометаморфизованных вулканогенных пород, которым подчинены линзы мраморов. Комплекс сланцев прорван серпентинитами и габбро, а также лейкократовыми и микроклиновыми гранитами, имеющими древний облик. В Арзаканском массиве, в окрестностях с. Бжни в сланцах залегают медно-баритово-кварцевые жилы, подвергнутые большим пластическим деформациям. В этом же массиве выделяются выдержанные горизонты графитоносных сланцев и горизонты актинолитовых рутилоносных сланцев.

В Дзирульском и Храмском массивах сланцевая толща перекрывается с большим угловым несогласием вулканогенной толщей нижнего карбона, в Локском, Ахумском и Асрикчайском массивах нижним лейасом, в Арзаканском и Ераносском массивах верхним мелом, в Эчмиадзинском массиве палеогеном, а южнее между городами Хой и Маку средне-верхнедевонскими отложениями. В последнее время В. Ф. Любо-

феевым и Н. М. Чернышевым в нижне-среднеюрской вулканогенной толще северной Армении (район Ахтальского месторождения) был обнаружен переотложенный спорово-пыльцевой комплекс девона.

2. *Силурийско-нижнедевонский этаж.* К этому этажу условно относится мощная толща слабометаморфизованных глинистых сланцев, вскрытая у перемычки между Араратской и Нахичеванской котловинами — непосредственно под кальцеоловыми слоями живетского яруса. Вскрытая мощность толщи 1500 *м*, причем по данным бурения в центральной и северо-западной частях Араратской котловины она отсутствует и мезо-кайнозойские отложения подстилаются непосредственно кристаллическими сланцами эопалеозоя, характерными заметным содержанием гранатов. Предполагается, что указанная толща залегает над кристаллическими сланцами эопалеозоя и является аналогом силурийских глинистых сланцев, развитых в ряде районов Ирана и Анатолии (фация граптолитовых сланцев Гераклеи). В связи с этим следует отметить, что в ряде районов Ирана средне-верхнедевонский комплекс осадочных отложений трансгрессивно, с параллельным региональным несогласием залегает на различных горизонтах силура (Озаб-Кух и Керман), ордовика (Алам-Кух), кембрия (Эльбурс к востоку от Алам-Куха) и рифея (Керман и Табас). Морской нижний девон в Иране не обнаружен и в интересующей нас области известен лишь у Босфора.

3. *Среднедевонский—каменноугольный этаж.* В Армении, Иране и Турции отложения этого этажа трансгрессивно перекрывают силурийские и более древние отложения и перекрываются трансгрессивно пермскими отложениями. В Малом Кавказе они выражены в двух фациях — в вулканогенно-осадочной в Севанском и Антикавказском (?) поясах и нормальноосадочной (кораллово-брахиоподовые известняки, мраморы, сланцы, песчаники и кварциты с прослоями фосфоритов) в Араксинском поясе. Южнее Малого Арарата и в ряде районов Анатолии средний и верхний карбон выражены в континентальной фации (пестроцветные песчаники и глины, местами марганценосные и угленосные с флорой вестфальского и стефанского ярусов). Регрессия моря приходится всюду на намюрский век.

4. *Пермо-триасовый этаж.* Охватывает комплекс морских отложений в составе нижней и верхней перми, нижнего и среднего триаса, а также верхнего триаса до норийского яруса включительно. Как и предыдущий этаж, он представлен нормальноосадочными отложениями в Араксинском поясе и вулканогенно-осадочными отложениями в Мисхано-Зангезурском и Севанском (?) поясах, причем в первом поясе он залегает с параллельным несогласием на различных горизонтах верхнего девона и нижнего карбона. Внутри самого этажа незначительное несогласие отмечено в пределах Айоцдзорского хребта, где верхнепермские битуминозные карбонатно-сланцевые отложения вверх по разрезу сменяются красными мергелями нижнего триаса. Разрез этажа завершается угленосными отложениями, относящимися к норийскому ярусу.

5. *Нижне-среднеюрский этаж.* В Тавро-Кавказской геосинклинали юрский период начинается обширной трансгрессией, которая начинается местами в рэтском веке и покрывает в геттанге — синемюре почти всю область. Наибольшие погружения области происходят в верхнем байосе — нижнем бате и отмечаются накоплением батиальных отложений с массовыми скоплениями глубоководных аммонитов. Регрессия моря в крупном масштабе происходит в средне-верхнебатское время и сопровождается накоплением субконтинентальных угленосных фаций, которые широко развиты в Грузинской ССР (Тквибули, Шаори и др.).

В геосинклинальной области Армянской ССР рассматриваемый этаж включает большое число основных и кислых субвулканических и

пластовых интрузий, генетически связанных с юрскими вулканогенными толщами (Алаверди, Ноемберян, Иджеван, Шамшадин, Кафан), вмещающими большое число колчеданных и полиметаллических месторождений.

6. *Верхнеюрский—нижнемеловой этаж.* Начинается отложениями обширной келловейской трансгрессии и завершается апт-альбскими регрессивными копалоносными отложениями. В целом этаж представлен вулканогенно-осадочным комплексом, который сохранился в тех же районах, что и предыдущий нижне-среднеюрский этаж в Антикавказском и Севанском оротектонических поясах, где ему подчинен ряд субвулканических (альбитофировые и др.) и гранитоидных гипабиссальных интрузий (Кохбский, Чочканский, Цахкашатский, Цавский, Кедабекский интрузивы), галька которых обнаруживается в базальных конгломератах сеномана. Мощность этажа достигает 4000 *м*. Локальные угловые несогласия до 20—25° отмечены между данным этажом и батским ярусом в районах Алавердского и Кафанского месторождений в верховьях рек Лалвар и Халадж.

7. *Верхнемеловой — палеоценовый этаж.* Охватывает снизу вверх вулканогенно-осадочные мелководные отложения сеномана, турона, коньяка и сантона, известняково-мергельные отложения кампана—маастрихта и флишоидно-молассовые отложения датского яруса — палеоцена суммарной мощностью до 2700 *м*. Локальные угловые несогласия между этим и предыдущим тектоническим этажами отмечены в бассейне р. Тавуш, где сеноманские известняки с микроконгломератами в основании срезают верхнеюрские отложения под углом 20—25°.

Из интрузивных образований к рассматриваемому этажу относятся офиолиты Приараксинской, Присеванской, Предмалокавказской и Араратской тектонических зон и многочисленные пластовые и субвулканические альбитофировые и базальтовые интрузии, размещенные в туронсантонской вулканогенной толще Предмалокавказской тектонической зоны. По-видимому, альпийский тектонический цикл в узком его понимании начинается в Тавро-Кавказской области с рассматриваемого этажа, включающего повсеместно офиолитовые интрузии и радиоляритовые фации.

8. *Эоцен-олигоценовый этаж.* Представлен мощным (до 4500 *м*) многофациальным комплексом вулканогенных, вулканогенно-осадочных, нормальноосадочных образований и интрузивых пород, широко развитых по всей Тавро-Кавказской геосинклинали. В пределах Горного Закавказья в состав этого этажа входят нуммулитовые отложения нижнего, среднего и верхнего эоцена, а также нижнего и среднего олигоцена, а за его пределами за олигоценом согласно следуют отложения нижнего миоцена и частично низов среднего миоцена, которые вместе с нуммулитовым олигоценом образуют майкопскую толщу. В Малом Кавказе на больших площадях рассматриваемый этаж с большим несогласием перекрывает отложения мела, юры, триаса и палеозоя (местами эоценовые отложения лежат на головах пластов верхнемеловых отложений — бассейны рек Веди, Арпа и др.) и перекрываются с большим перерывом отложениями аквитанского яруса (вулканогенно-осадочная пестроцветная толща Араксинского пояса и пестроцветная молассово-сланценосная толща Присеванской и Предмалокавказской зон). С эоцен-олигоценовым тектоническим этажом связано огромное большинство кайнозойских интрузий Малого Кавказа — пластовые интрузии габбро-диоритового и габбро-порфиритового состава (лишенные ромбических пироксенов), все послемеловые гипабиссальные гранитоиды и щелочные интрузии Севанского и Антикавказского поясов и некоторые пластовые интрузии липарито-дацитового состава.

9. *Миоцен-среднеплиоценовый этаж.* Охватывает пестроцветную вулканогенно-осадочную молассовую толщу нижнего — среднего миоцена, гипсо-соленосную толщу среднего миоцена, вулканогенно-осадочную толщу верхнего миоцена — нижнего плиоцена (зангинская, октемберянская и вохчабердская свиты и их аналоги), а также подчиненные этим толщам многочисленные субвулканические и пластовые интрузии дацитового, липарито-дацитового, андезито-дацитового и частично базальтового состава. Рассматриваемый этаж наиболее полно представлен в Араратской и Нахичеванской котловинах, где общая мощность слагающих его отложений достигает 4000—5000 *м,* в остальных же районах Малого Кавказа присутствуют лишь отдельные горизонты указанного разреза, трансгрессивно залегающие на различных горизонтах палеозоя, мезозоя, палеогена и на гранитоидах мезозоя и палеогена. При этом наибольшим распространением пользуется вулканогенная толща верхнего миоцена — нижнего плиоцена (вохчабердская толща и ее аналоги), которая перекрывает древние денудационные поверхности, а местами вложена в террасированные ущелья (реки Мармарик, Памбак, Верхний Агстев, Апаран, Воротан, Арпа), выработанные в складчатых отложениях эопалеозоя, мезозоя и палеогена.

Наиболее мощные складкообразовательные движения в геосинклинали Малого Кавказа в альпийское время имели место в нижнем — среднем миоцене и позднее в среднем плиоцене. Складчатость отложений миоплиоценового этажа неравномерная. Она достаточно интенсивная и напряженная в бассейне Аракса и его притоков, где отложения нижнего, среднего и верхнего миоцена — нижнего плиоцена собраны в систему линейных, местами довольно сильно сжатых антиклинальных и синклинальных складок, иногда опрокинутых (Шорахбюрская, Разданская, Ассарская, Мхчянская антиклинали). В остальных районах, где развиты вулканогенные отложения миоплиоцена или маломощные нормальноосадочные отложения конкского, караганского и капканского горизонтов, складчатость пологая и отражает крупные блоковые структуры подстилающих тектонических этажей.

10. *Плиоплейстоценовый этаж.* Охватывает верхнеплиоценовые и четвертичные покровы и потоки лав и туфов, озерные, болотные (торфяники), аллювиальные, пролювиально-делювиальные и элювиальные отложения, отложения минеральных источников и др. Среди этих образований особое место занимают покровные долеритовые лавы Лорийского, Егвардского, Канакерского, Саруханского и Ераблурского плато, обладающие обратной намагниченностью, массивов гор Большой Арарат, Арагац, Араилер и Ишханасар, а также озерные отложения Араратской, Ленинаканской, Восточно-Севанской и Сисианской котловин. Указанные отложения образуют последний структурный этаж Малого Кавказа и играют исключительную роль в локализации подземных вод нагорья. Какие-либо рудные месторождения с этим этажом не связаны. Предполагается, что габбро-базальтовые силловые интрузии, прорывающие соленосный горизонт среднего миоцена, генетически связаны с указанными долеритовыми базальтами, относимыми к верхнему плиоцену.

Плиоплейстоценовый тектонический этаж складчатых структур не образует. В нем отмечены лишь мелкие приразломные складки, флексурные дислокации и общие изменения первичного уклона лавовых покровов и галечных террас, обусловленные дифференциальным характером вертикальных сводовых движений области в новейшее время.

Оротектонические пояса и структурные зоны. В истории тектонического развития Тавро-Кавказской геосинклинали верхнепалеогеновое время ознаменовалось общим значительным поднятием, инверсией тек-

тогенов, складчатостью и внедрением многочисленных гипабиссальных гранитоидных интрузий, с которыми генетически связано подавляющее большинство месторождений черных, цветных и редких металлов. План тектонического развития области в неогеновое и четвертичное время заметно отличается от плана палеогенового и более древнего времени — появляются наложенные деформационные зоны и структуры (рис. 53).

Первое, что бросается в глаза при попытке тектонического районирования Малого Кавказа, — это преобладание зеленокаменных вулка-

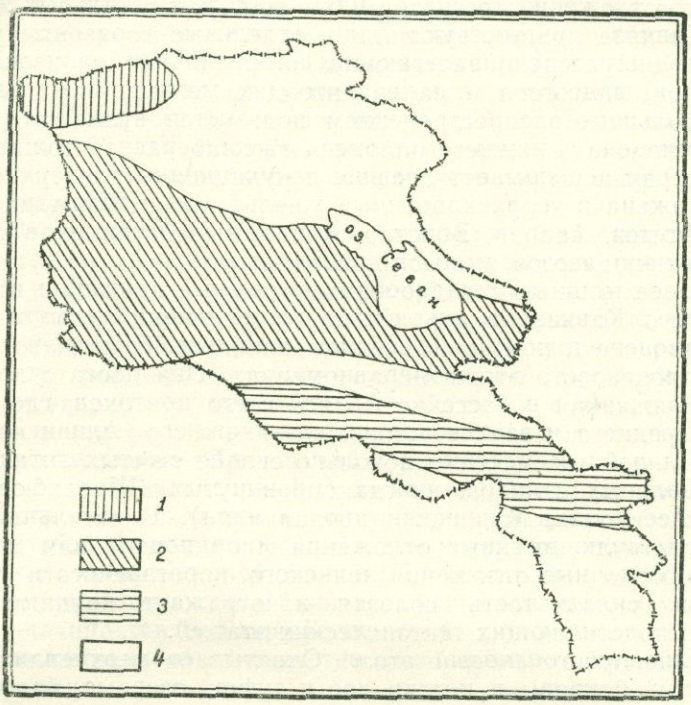


Рис. 53. Схема наложенных неоген-четвертичных прогибов (составил А. Т. Вегуни)

1 — Сомхетский; *2* — Центрально-Армянский; *3* — Айоцдзорский; *4* — донеогеновое складчатое основание

ногенных пород и гранитоидных интрузий в северных и северо-восточных районах и нормальноосадочных отложений в южных и юго-западных его районах.

Следуя классификации геосинклиналей Штилле и Кея, область Малого Кавказа к север-северо-востоку от полосы: развалины г. Ани (бассейн нижнего течения р. Ахурян) — вулкан Арагац — с. Алапарс (среднее течение бассейна р. Раздан) — вулкан Армаган (Гегамское нагорье) — с. Ехегнадзор — с. Азизбеков — г. Ордубад относится к эвгеосинклинальному типу развития, а область к югу и юго-западу от этой полосы — к миогеосинклинальному типу развития. Первая, как это следует из предыдущего геологического описания, характеризуется широким развитием разновозрастных хлоритизированных, эпидотизированных и в некоторых случаях спилитизированных вулканогенных пород (в эопалеозое, девоне, карбоне, юре, мелу и палеогене), гранитоидных абиссальных и гипабиссальных интрузий (эопалеозой, пермокарбон, юра, мел, палеоген), рудной минерализацией постмагматического происхождения, крайне ограниченным развитием нормальноосадочных

отложений, частыми перерывами в осадконакоплении, линейной и коробчатой формами складчатых структур, большими градиентами мощностей. Продолжением Малокавказской эвгеосинклинали в Иране является горная дуга, образованная хребтами Иранского Карадага и Горного Талыша, а в Анатолии — Понтийские горы. Вторая миогеосинклинальная область, охватывающая бассейн Среднего и Верхнего Аракса и более южные районы Передней Азии, характеризуется развитием почти исключительно осадочных фаций, спорадичностью проявлений зеленокаменных вулканогенных пород, гранитоидных интрузий и связанных с ними рудных месторождений, сокращенными мощностями отложений и брахиаксиальными формами складчатых структур. Офиолитово-радиоляритовые фации, считающиеся некоторыми авторами уделом одних лишь эвгеосинклиналей, одинаково часто встречаются как в первой, так и во второй областях (офиолиты Загроса, Южного Тавра, бассейна Среднего Аракса, Урмийско-Ванских гор, Присеванского и Прикуринского поясов, Большого Кавказа).

Эвгеосинклинальная область Малого Кавказа подразделяется нами на два оротектонических пояса — Антикавказский, охватывающий северо-восточные краевые горы, и Севанский, охватывающий промежуточную полосу между Антикавказским поясом и указанным выше Среднеараксинским миогеосинклинальным оротектоническим поясом. Каждый из указанных поясов состоит из двух зон (подзон) и характеризуется значительной общностью тектонических, формационных и металлогенических признаков.

Антикавказский пояс представляет собой внешнюю дугу складчатой системы Малого Кавказа и отмечен системой коротких хребтов и ущелий, которые ориентированы косо к простиранию пояса и сложены в основном вулканогенными образованиями юры, мела и палеогена и интрузивными породами верхнеюрского и нижнемелового времени. Характерной особенностью тектоники пояса является преимущественное развитие складок брахиантиклинального и коробчатого типов с выходами верхнепротерозой-кембрийского (?) метаморфического фундамента в ядрах наиболее крупных антиклинориев. На фоне поля отрицательных аномалий силы тяжести Малого Кавказа рассматриваемый пояс характеризуется относительным максимумом аномалий силы тяжести, причем если принять, что в зонах максимумов силы тяжести срединная поверхность коры приподнята, то придется сделать вывод, что срединная поверхность коры погружается от Антикавказского пояса в сторону смежных областей Куринской депрессии и Севанского пояса. Магнитное поле пояса характеризуется значительными аномалиями, которые обусловлены в основном высокомагнитными эффузивами юры, верхнего мела и частично эоцена.

Антикавказский пояс подразделяется на две зоны:

а) Предмалокавказская (Прикуринская) интрагеосинклинальная зона. В работах В. П. Ренгартена (1959) эта зона выделялась под названием «Зоны меловых предгорий», А. Т. Асланяна (1958) «Прикуринской зоны», Э. Ш. Шихалибейли — «Предмалокавказской зоны». По-видимому, она же соответствует Бардинскому прогибу, выделенному Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным (1963). Ось зоны, по современным данным, намечается по линии Ахалкалаки—Болниси—Акстафа—Шамхор—Кировабад—Барда—Имишли—Астрахан-базар.

Территория Армянской ССР входит в Предмалокавказскую зону лишь частично — крайний северо-восток — Ноемберянский, Иджеванский и Шамшадинский районы. В строении зоны участвуют вулканогенная толща турона — сантона, известково-мергельная толща кампана—маастрихта и вулканогенная толща эоцена. В юго-западном направлении по-

следовательно появляются отложения сеномана, альба — апта, верхней, средней и нижней юры, верхнего протерозоя—кембрия (?), а в сторону Куры за толщей эоцена следуют отложения майкопа, серии чокрака и карагана, конка и сармата, мэотиса (?) и далее плиоцена и антропогена, причем в предгорных районах караганские и конкские отложения трансгрессивно залегают на верхнемеловых (Ноемберянский район) отложениях и местами на мезозойских гранитоидах (Шамхорский район). Наиболее выдержанными на всем простирании зоны являются отложения верхнего мела, палеогена и нижнего—среднего миоцена, имеющие суммарную мощность до 4000 *м*.

В западно-северо-западной части зоны в основании указанного комплекса залегают морские отложения лейаса и вулканогенные отложения нижнего карбона (с морской фауной), которые подстилаются с большим угловым несогласием метаморфической толщей эопалеозоя Храмского массива.

В центральном сегменте зоны метаморфический субстрат обнажается у ст. Ковлар (в районе между гг. Казах и Шамхор), где морские отложения лейса резко несогласно залегают на кварц-слюдисто-графитовых сланцах, обнажающихся в юго-западной бортовой части зоны — в ядре Шамхорского антиклинория. В юго-восточном Приараксинском сегменте зоны метаморфический субстрат нигде не обнажается, однако здесь недалеко от г. Астрахан-базар в северо-восточной прибортовой части прогиба, в сводовой части пологого Новоголовского поднятия на глубине 2200 *м* были вскрыты верхнемеловые отложения, залегающие в основании мощного комплекса палеогеновых и неогеновых отложений. Еще северо-восточнее, у слияния Куры и Аракса, по данным сейсмического зондирования, кровля метаморфического фундамента залегает на глубине 5000 *м*, а кровля промежуточного базальтового слоя на глубине 7000 *м*. Как уже упоминалось, этот участок входит в пределы Кюрдамирского срединного массива. Таким образом, юго-восточная половина Предмалокавказского прогиба располагается между горным сооружением Антикавказа, оформленным в конце эоцена, и Кюрдамирским срединным массивом, который с северо-северо-востока ограничивается системой Ширакско-Аджиноурских и Алято-Сальянских складок.

Складчатость в предгорных районах Предмалокавказской зоны имеет умеренную («юрскую») интенсивность и становится менее напряженной в направлении к Кура-Араксинской низменности, причем существенно отметить, что в отличие от соседней Сомхето-Карабахской зоны простирание складок в целом совпадает здесь с простиранием самой структурно-фациальной зоны.

Гравитационное поле Предмалокавказской зоны характеризуется в общем отрицательными аномалиями силы тяжести; абсолютный максимум фиксируется на этом фоне Кюрдамирским срединным массивом, а относительные максимумы в юго-западной прибортовой части зоны — вдоль полосы Марнеули — Красный мост — Акстафа — Шамхор — Кировабад. Интрузивные породы и магматогенные рудопроявления в пределах зоны известны лишь в северо-восточных районах Армянской ССР и южных районах Грузинской ССР. Это многочисленные субвулканические интрузии и пластовые залежи липарито-дацитового состава, имеющие турон-коньякский возраст, пластовые залежи столбчатых базальтов, интрузии оливиновых габбро и разнообразные дайковые породы, размещенные в меловых (докампанских) вулканогенно-осадочных отложениях. С кислыми интрузиями этой группы генетически связаны проявления гематита (в огипсованных эффузивах района с. Ламбалу), жилы барита и слабая минерализация киновари; к розовым известня-

кам нижнего сенона приурочены скопления пиролюзита и убогих магнетит-гематитовых руд эксгаляционно-осадочного типа, а к сантонским бентонитизированным туфам — конкреции агата, полости которых нередко выложены кристаллами пиролюзита. Крупные перерывы в разрезе альпийского геосинклинального заполнения зоны установлены перед лейасом, сеноманом, эоценом, караганом и конком. В новоальпийское время наиболее интенсивная дислокационная складчатость зоны приходится на промежуток времени между майкопом и караганом. При этом широкое развитие в Предмалокавказской зоне молассовых фаций в чокракском горизонте указывает, очевидно, на энергичное поднятие в это время соседней с юго-запада Антикавказской зоны. Как уже указывалось, морские караганские отложения в пологом залегании располагаются в Ноемберянском районе на высоте 700 *м* над уровнем моря (вершина горы Кяклик), а морские конкские отложения в Шамхорском районе на высоте 1100 *м* (вершина горы Кабах-тапа). Залегают они на обширной поверхности выравнивания, которая конформно охватывает северо-восточные склоны всей Антикавказской зоны.

б) Сомхето-Карабахская (Алавердская) интрагеоантиклинальная зона располагается непосредственно юго-западнее Предмалокавказской зоны в направлении Богдановка—Алаверди—Иджеван—Кедабек—Дашкесан—Степанакерт и отмечена на геологической карте широкой дугообразной полосой развития юрских отложений. Меньшее распространение в зоне имеют меловые, палеогеновые и миоплиоценовые отложения. Из интрузивных пород широко развиты гипабиссальные гранитоиды, субвулканические и пластовые кварцевые плагиопорфиры, альбитофиры, порфириты, дациты и частично габбро-диориты. Субстратом зоны является метаморфическая толща верхнего протерозоя—кембрия (?), обнажающаяся в верховьях рек Лок, Ахум и Асрик, где она перекрывается непосредственно базальными конгломератами и аркозовыми песчаниками нижнего лейаса. Суммарная (сборная) мощность покровных отложений достигает 7300 *м*, из них юра — 5000 *м*, мел — 1500 *м*, эоцен — 800 *м*. Кроме того, на западе, в пределах Ахалкалакского нагорья и Мокрых гор развиты покровные лавы и пирокластические образования миоплиоцена, залегающие с большим угловым и эрозионным несогласием на палеогеновых и более древних отложениях.

Важнейшей особенностью тектоники Сомхето-Карабахской зоны является кулисообразное размещение слагающих ее складчатых структур и ундуляции зоны по простиранию.

В направлении с запада на юго-восток выделяются следующие антиклинории и синклинории.

Севернее Лорийского плато, в пределах Сомхетского хребта выделяется Локский антиклинорий, который имеет строго широтное простирание. Ось его довольно круто погружается на запад и восток. В ядре антиклинория обнажается толща графитоносных метаморфических сланцев, прорванная серыми и розовыми микроклиновыми гранитами палеозоя, а также отложения нижней и средней юры. На северном крыле антиклинория на среднеюрских отложениях залегают вулканогенные отложения верхнего мела, а на южном крыле отложения нуммулитового эоцена. К югу от Локского антиклинория располагается дугообразный в плане Лалварский синклинорий, сложенный средне-верхнеюрскими и эоценовыми отложениями. Параллельно последнему, вдоль правобережья р. Дебед тянется выгнутый к западу Чатындагский антиклинорий. В его ядре на широкой площади обнажаются среднеюрские отложения, а в периклинальных частях — эоценовые и верхнемеловые образования.

В переходной зоне между последними двумя структурными единицами размещены колчеданные месторождения Алаверди, Шамлуг и Ахтала, подчиненные второстепенным пликативным структурам и разрывным нарушениям. Восточнее Чатындагского антиклинория, параллельно ему, протягивается Кечалдагский антиклинорий, отделенный от первого Маралдагской синклиналью. Средне-верхнеюрские породы слагают здесь обширную площадь в ядрах антиклинальных струкур. В среднем течении р. Агстев юрские отложения сменяются меловыми отложениями, слагающими эффектно выраженный Иджеванский синклинорий. Он отделен от соседних структур крупным флексурным нарушением. От долины р. Агстев эта широтная структура поворачивает круто к северо-востоку и прослеживается к Куринской депрессии. К юго-востоку от этого синклинория выделяется крупный Шамшадинский антиклинорий, сложенный средне-верхнеюрскими и верхнемеловыми осадками. К северу от Мургузского хребта он образует крупную близширотную моноклиналь, уходящую к Куринской депрессии.

Все описанные структуры обладают антикавказским простиранием и придают тектонической зоне кулисообразное строение. Приближаясь к границам соседних зон — Предмалокавказской и Присеванской, синклинальные структуры данной зоны раскрываются, приобретая очертания структур общекавказского простирания. Кроме того, зона обнаруживает в продольном направлении четко выраженные ундуляции в пределах Алавердского и Шамшадинского рудных полей. Последние в структурном отношении представляют собой обращенные брахисинклинории, созданные еще в среднемеловое время.

Интрузивный магматизм Сомхето-Карабахской зоны, имея отчетливо выраженный щелочноземельный облик, представлен серией гранодиоритовых пород. Ограниченное развитие имеют небольшие тела и дайки основных пород и пикритов. Наиболее крупными интрузивами гранитоидов являются Банушская и Кохб-Чочканская интрузии, относимые к предсеноманскому времени, и Бердская интрузия плагиогранитов (верхний байос — нижний бат). Некоторые гранитоиды зоны принадлежат к позднеэоценовому времени. К их числу, несомненно, относятся интрузии склонов горы Лалвар и бассейна р. Марцигет. Широким развитием в пределах зоны пользуются многочисленные дайки диабазов, диабазовых порфиритов и альбитофиров.

Для оруденения зоны наиболее типичными следует признать гидротермальные колчеданные и полиметаллические сульфидные руды. Им уступают по масштабу оруденения марганца (осадочно-эксгаляционное), гематит-магнетитовое и медно-молибденовое.

Складчатые структуры зоны сформировались в несколько тектонических фаз. К наиболее сильным следует отнести орофазы на границе бата и келловея, альба и сеномана, верхнего мела и эоцена, эоцена и верхнего миоцена. Весьма отчетливо также угловое несогласие между поздним протерозоем—кембрием (?) и нижним лейасом. Интенсивная дислоцированность этих отложений и отложений эоцена свидетельствует о сформировании складчатости в современном виде в позднеэоценовое — олигоценовое время.

Таким образом, наиболее типичными чертами Сомхето-Карабахской зоны необходимо признать: исключительно широкое развитие юрских и меловых вулканогенных отложений, формирование интрузивов позднеюрского и раннемелового возрастов, кулисообразное расположение локальных складчатых структур и дайкообразных корней лавовых излияний антикавказского простирания, широкое развитие колчеданного и полиметаллического оруденения.

Для разграничения Предмалокавказской и Сомхето-Карабахской зон обширный материал дает сравнение истории их геологического развития.

Важной отличительной чертой Предмалокавказской зоны от Сомхето-Карабахской является выпадение из разреза первой мощной (6—7 *км*) вулканогенной толщи средней юры и нижнего мела, в то время как в Предмалокавказской зоне наиболее полно представлены верхнемеловые и третичные отложения. Отсюда следует, что в юрское и нижнемеловое время Предмалокавказская зона обладала резко выраженным геоантиклинальным режимом развития и отличалась значительной приподнятостью метаморфического субстрата, в то время как Сомхето-Карабахская зона развивалась в геосинклинальном режиме. Внедрение гранитоидных интрузий связывается с инверсией зоны, начавшейся в нижнемеловое время.

Тектонические зоны входят в состав выделенного В. П. Ренгартеном Сомхето-Азербайджанского тектонического комплекса, причем первая из них входит полностью в состав зоны меловых предгорий Малого Кавказа (Ренгартен, 1937). К. Н. Паффенгольц описывает этот комплекс под названием Сомхето-Гянджинской тектонической зоны, Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин — Сомхето-Карабахской, Л. А. Варданяниц — в составе Абхазско-Карабахской системы, И. Г. Магакьян — как Алаверди-Кафанскую зону.

Севанский пояс включает центральную дугу Малого Кавказа, образованную Базумским, Геджалинским, Памбакским, Мургузским, Арегунийским, Варденисским, Мегринским, Цахкуняцким, Газминским, Капутжухским и Хуступ-Чиманским хребтами.

В работах В. П. Ренгартена и других исследователей этот пояс описывается под названиями Севано-Курдистанского, Севано-Акеринского, Севано-Ширакского и Севано-Амасийского поясов.

В пределах Армянской ССР в Севанском поясе выделяются три тектонические зоны: Присеванская, Кафанская и Мисхано-Зангезурская (Разданская).

а) Присеванская интрагеосинклинальная зона включает спаренные системы Базумского и Ширакского хребтов, Халабского, Геджалинского и Памбакского (северо-восточная часть) хребтов, Мургузского, Иджеванского (западная часть), Арегунийского и Севанского хребтов и примыкающие к ним речные долины. Зона протягивается вдоль оси Амасия — Степанаван — Шагали — Красносельск — Басаргечар и обладает шириной 30—35 *км*.

В строении зоны принимают участие чередующиеся свиты глинистых сланцев, известняков и вулканогенных пород верхней юры — нижнего мела мощностью до 1500 *м*, вулканогенно-осадочные отложения турона — коньяка мощностью до 1000 *м*, глинистые известняки сантона — маастрихта до 600 *м*, вулканогенные отложения эоцена до 2500 *м*, песчано-глинистые угленосно-сланценосные отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена мощностью 1000 *м*, а также миоплиоценовые лавы.

В пределах зоны размещены дайкообразные и штокообразные интрузии габбро-перидотитовой формации мезозойского и протрузии эоценового возрастов, дайкообразные и пластовые интрузии габбро-диоритового, габбро-порфиритового и частично липарит-дацитового состава, а также трещинные и штокообразные абиссальные интрузии гранодиоритов и щелочных сиенитов (эоцен — олигоцен).

Складчатые структуры зоны обладают четко выраженным линейным обликом и прослеживаются непрерывно на сотни километров. В их числе следует прежде всего отметить близширотный необращенный Ло-

рийский синклинорий, выполненный пологоскладчатыми палеогеновыми отложениями и миоплиоценовыми лавами. Южнее в пределах бассейна оз. Арпи-лич, верховьев р. Дзорагет протягивается обращенный Гогаранский антиклинорий, сложенный в ядре верхнеюрскими и меловыми осадками.

Комплекс данного синклинория в южном направлении надвинут на палеогеновые отложения, причем аплитуда перемещения достигает 1 *км*, а протяженность более 65 *км*. Разрывная структура аналогичных масштабов прослеживается также в направлении Амасия — Куйбышев — Пушкино.

Южнее Гогаранского антиклинория располагается Ширакский антиклинорий, сложенный сенонскими и эоценовыми отложениями. Шарнир его прослеживается непрерывно на 110 *км* от р. Ахурян до устья р. Дзкнагет, вплоть до впадения ее в оз. Севан. Разделяет эти антиклинории необращенный Чичханский синклинорий широтного простирания, выполненный эоценовыми и частично олигоценовыми образованиями.

В центральном сегменте зоны (между с. Гамзачиман и с. Красносельск) выделяется Мургузский антиклинорий широтного простирания, сложенный юрскими, нижнемеловыми и частично эоценовыми отложениями. Южнее эоценовые и олигоценовые породы слагают Дилижанско-Красносельский синклинорий, вдоль южного крыла которого проходит крупное разрывное нарушение, смыкающееся на западе с надвигом южного склона Гогаранского хребта. Этот разрыв на протяжении более 160 *км* пересекает упомянутые выше структуры и разделяет весьма характерный для данной зоны габбро-перидотитовый пояс на три части: Присеванскую, Базумскую и Ширакскую.

Анализ развития указанных разрывных структур указывает, по-видимому, на синорогенный их характер. Восточный сегмент зоны представлен Шахдагским обращенным синклинорием, который сложен верхнеюрскими, верхнемеловыми, эоценовыми и частично миоплиоценовыми отложениями, а также интрузиями габбро-перидотитовой формации и малыми гранитоидными штоками.

Весьма типичными для всей зоны являются положительные ундуляции в пределах Базумского, Ширакского, Мургузского и Севанского хребтов, линейный характер складчатости, наличие выдержанных продольных разрывов, гипабиссальных гранитоидных интрузий палеогенового возраста, первичных габбро-перидотитовых интрузий позднеюрского — раннесенонского возраста, низкотемпературных руд золота, серебра, ртути, мышьяка, сурьмы, свинца и цинка.

Следует отметить, что до последних лет время заложения Присеванской интрагеосинклинали в пределах офиолитового пояса относилось к началу верхнего мела. В настоящее время, после установления верхнеюрского — нижнемелового возраста известняков, порфиритов и сланцев Гогаранского хребта, юрского возраста порфиритов Зодского и Шагалинского месторождений и норийского возраста известняков в верховьях р. Акера (между г. Лачин и Басаргечар) очевидно, что эта интрагеосинклиналь была заложена значительно раньше и, вероятно, максимальные прогибания в позднеюрское и раннемеловое время имели место именно в Присеванской зоне.

б) Кафанская пологоскладчатая моноклинальная зона охватывает пространство к востоку и северо-востоку от линии Басаргечар — Татев — Шишкерт. Зона представляет собой погружающуюся к северо-востоку обширную моноклиналь, осложненную пологой складчатостью север-северо-западного простирания.

Геологический разрез зоны слагают снизу вверх порфирито-кератофировая толща (нижняя — средняя юра, мощность более 1500 *м*), экструзивные кварцевые порфириты (верхний байос), порфириты, туфобрекчии и известняки (верхний оксфорд — кимеридж), известняки, порфириты, глинистые сланцы (нижний — верхний мел) суммарной мощностью около 3000 *м*, туфобрекчии и лавы миоплиоценового и антропогенового возрастов. Из интрузивных пород развиты штокообразные тела гранодиоритов и габбро, относимые к позднеэоценовому возрасту, а также розовые граниты и кварцевые диориты нижнемелового времени (Цавская интрузия).

Типичными для зоны являются колчеданные полиметаллические руды, а также вулканогенно-осадочный тип марганцевых руд.

Примечательно, что Кафанская зона вклинивается в пространство между Присеванской и Мисхано-Зангезурской зонами. Она расширяется к юго-востоку и, достигнув долины Аракса, прослеживается вдоль северо-западных склонов Карадага в Иран.

Характерными особенностями зоны являются исключительно широкое развитие юрских и нижнемеловых вулканогенных отложений значительной мощности (не менее 3000 *м*), моноклинальное строение при второстепенной пологой складчатости, отсутствие крупных абиссальных интрузий и господство колчеданного типа оруденения. Слабоволнистая структура отложений при обычно мелководном их характере (коралловые и рудистовые фации), а также отсутствие крупных гранитоидных интрузий придают зоне облик внутриорогенной плиты. Исходя из аналогии с соседними тектоническими зонами, можно утверждать, что здесь складчатость сформировалась преимущественно в ходе пиренейской фазы. Вместе с тем достаточно мощной была также и батская фаза, что фиксируется угловым несогласием (15—20°) между нижне-среднеюрскими и верхнеюрскими отложениями (у устья р. Хотанан).

Кафанская моноклиналь по простиранию довольно круто погружается в сторону оз. Севан и к р. Аракс, где, свернув на восток (у устья р. Вохчи), образует крупную выгнутую к юго-западу дугу. Наиболее приподнятым участком зоны является район Кафанского рудного поля. Достаточно широко в пределах зоны развиты разрывные нарушения. Наиболее крупным из них является разрыв вдоль северо-восточного склона Хуступского хребта между сс. Шикахох и Чакатен, амплитуда которого достигает более 500—600 *м*. Ряд менее крупных нарушений близмеридионального простирания пересекают рудное поле Кафана.

В заключение следует указать, что относительный максимум аномалий силы тяжести, выявленный в центральной части Кафанской моноклинали (район с. Агарак на продолжении хр. Сусандаг), должен интерпретироваться, вероятно, как выступ древнего палеозойского складчатого фундамента, погребенный под отложениями юры. Возможно, что гальки гранитоидных пород, встречающиеся в верхнеюрских конгломератах района с. Бех, были снесены с этого выступа.

в) Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклинальная зона прослеживается по линии Ленинакан — Раздан — Джермук — Сисиан — Каджаран — Мегри и ограничивается с северо-востока Ширакско-Зангезурским и с юго-запада Ани-Ордубадским глубинными разломами.

В строении зоны принимают участие комплекс верхнепротерозой-кембрийских (?) метаморфических сланцев и порфиритов мощностью более 3000 *м*, вулканогенно-осадочные отложения девона и пермокарбона (до 3000 *м* — в полосе Шишкерт — Гехи), туфоосадочные отложения турона — коньяка (до 600 *м*), мергелистые известняки сенона (до

400 *м*), вулканогенные отложения эоцена (до 2500 *м*), покровные вулканогенно-осадочные отложения верхнего миоцена — понта, лавы и озерные отложения верхнего плиоцена и антропогена суммарной мощностью до 1500 *м*.

Интрузивные породы в этой зоне имеют исключительно широкое развитие и принадлежат к различным возрастным подразделениям. К этому возрасту относятся мигматиты, лейкократовые граниты и серпентиниты Цахкуняцкого хр., к карбону (?) — граниты и кварцевые диориты (Агверанский и Малевский массивы), к среднеэоценовому возрасту интрузии магнетитовых оливинитов и магнетитовых габбро (сваранцский тип интрузий), к позднеэоценовому — олигоценовому возрасту — многочисленные интрузии гранодиоритов, порфировидных гранитов — гранодиоритов, щелочных и нефелиновых сиенитов, к верхнему миоцену — нижнему плиоцену — малые интрузии андезито-дацитов и дацитов. Из рудных образований наиболее типичны для зоны медно-молибденовая формация руд и полиметаллы, генетически связанные с позднеэоценовыми или олигоценовыми гранитоидами.

Отличаясь весьма сложной складчатой структурой, Мисхано-Зангезурская зона к запад-северо-западу от Гегамского нагорья представлена Цахкуняцким антиклинорием. Центральный сегмент зоны в бассейне оз. Севан сложен слабодислоцированными покровными отложениями миоплиоцена; здесь же аэромагнитная съемка показала значительную приподнятость кристаллического фундамента вдоль юго-западного побережья озера.

В пространстве между Гегамским нагорьем и Баргушатским хребтом сегмент зоны представляет собой антиклинорий, а в юго-западной части — синклинорий, выполненный преимущественно эоценовыми линейно складчатыми отложениями.

Крайний юго-восточный участок зоны от Баргушатского хребта до долины Аракса представляет раздвоенный антиклинорий (Мегринский), в ядре которого широко обнажаются породы девона и пермокарбона, прорванные крупными разновозрастными телами гранитоидов. Вдоль западного крыла Хуступ-Чиманского хребта комплекс антиклинория разорван и надвинут на юрские и меловые отложения.

Наиболее крупными разрывными структурами Мисхано-Зангезурской зоны, кроме упомянутых выше пограничных глубинных разломов, являются Цахкуняцкий, Мармарикский и Восточно-Капутджухский разрывы, прослеживающиеся на расстояние до 50 *км*.

Геологические исследования свидетельствуют о принадлежности первого и второго взбросовых нарушений к интервалу времени между сеноном и эоценом. По линии указанных разрывов отмечаются многочисленные минеральные источники. Интересно при этом отметить, что цепь четвертичных вулканов Гегамского нагорья располагается на простирании Мармарикского разлома.

Восточно-Капутджухский разрыв имеет сбросовый характер. Необходимо подчеркнуть, что этот сброс, как впервые показал С. А. Мовсесян, контролирует рудные месторождения центрального Зангезура.

Рассматриваемая зона довольно резко ундулирует. В продольном разрезе зоны наиболее приподняты Цахкуняцкий и Зангезурский сегменты и прогнуты Айоцдзорский и Западный участки Ленинаканской котловины. Примечательно, что наиболее крупные гранитоидные интрузии и медно-молибденовые месторождения приурочены к приподнятым сегментам зоны, а свинцово-цинково-сурьмяные — к промежуточной прогнутой зоне (Айоцдзорский участок).

Последние наиболее мощные складчатые движения в Мисхано-Зангезурской зоне имели место между оверном и тортоном (конкским гори-

зонтом). Однако, судя по наличию в олигоцене молассовых фаций в соседнем Ереванском бассейне, куда поставлялся терригенный материал из Цахкуняцкого хребта, следует принять за главную фазу дислокационной складчатости пиренейскую.

Эрозионный рельеф зоны в основных чертах был создан в среднем — верхнем плиоцене и частично в четвертичное время. Поднятие зоны в новейшее время было неравномерным, о чем свидетельствует развитие сравнительно молодой Ленинаканской озерной котловины, развившейся в нижнечетвертичный период и заполненной толщей глинистых осадков мощностью до 400 *м*.

В заключение необходимо подчеркнуть, что Севанский оротектонический пояс в составе Присеванской, Кафанской и Мисхано-Зангезурской зон может быть прослежен через систему Карадага (Северо-Западный Иран) и складчатую цепь Иранского Талыша до системы Эльбурса.

Араксинский (Среднеараксинский) пояс охватывает внутреннюю дугу Малого Кавказа в бассейне Среднего Аракса и представляет вместе со смежными с юга тектоническими зонами Передней Азии типичную миогеосинклиналь.

В составе пояса выделяются две зоны — Еревано-Ордубадская и Приараксинская.

а) Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальная зона протягивается вдоль полосы Талин — Аштарак — Ереван — Джерманис — Элпин — Арени — Гюлистан шириной 30—35 *км* и ограничивается с северо-северо-востока Ани-Ордубадским, а с юга и юго-запада Ереванским глубинными разломами.

В строении зоны принимают участие в основном осадочные отложения верхнего девона, нижнего карбона и перми мощностью до 1500 *м*, триаса (1000 *м*), байоса и бата суммарной мощностью до 400 *м*, альба, турона — коньяка (порфириты с прослоями рудистовых известняков) мощностью до 500 *м*, сантона, кампана, маастрихта, датского яруса — палеоцена (базальные конгломераты, песчаники, мергели и др.) мощностью до 800 *м*, лютета — оверза (туфогены и граувакки с силловыми интрузиями габбро-порфиритов и прослоями известняков) мощностью до 2500 *м*, приабона — олигоцена (туфогенные песчаники, глины, известняки и андезитовые туфобрекчии) мощностью до 1500 *м*, нижнего — среднего миоцена (молассы и гипсо-соленосные отложения) мощностью до 1700 *м*, верхнего сармата (глины, мергели и т. д.) — до 800 *м*, покровные вулканогенные отложения миоплиоцена, лавовые потоки, наносы и травертины верхнего плиоцена и антропогена.

Кроме малых интрузий габбро-перидотитовой формации в туронконьякской вулканогенной толще и пластовых интрузий габбро-порфиритов, базальтов и малых гранитоидных интрузий в эоценовых отложениях в пределах зоны имеются многочисленные субвулканические малые интрузии андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов и трахилипаритов миоплиоценового возраста.

С указанными гранитоидами связаны проявления гидротермальных медных руд на Ераносском хребте и в бассейне верхнего течения р. Веди, а также проявления киновари в туронских известняках Хосровского заповедника.

Складчатость Еревано-Ордубадской зоны четкообразная — брахиаксиальная и ориентирована в Западном и Центральном сегментах в направлении с северо-востока на юго-запад, а на востоке и юго-востоке более или менее параллельно простиранию зоны.

Сегмент зоны между реками Касах и Гарни представляет пологий необращенный Котайкский грабен-синклинорий, выполненный палеогеновыми и миоценовыми отложениями суммарной мощностью порядка 5500 *м*.

К юго-востоку от Котайкского синклинория обосабливается относительно крупная Шорахбюрская антиклиналь. Она размещена на простирании другой крупной структуры — Аргичинской антиклинали. Вместе они очерчивают выгнутую к северу под Гегамское нагорье дугу.

Юго-восточнее, в междуречье Гарни и Веди-Шагап располагается крупный раздвоенный обращенный антиклинорий. В его комплексе выделяется ряд брахиантиклиналей. В восточном направлении этот антиклинорий испытывает ундуляции, прослеживаясь вплоть до Айоцдзорского хребта.

В Айоцдзоре с севера к этому антиклинорию примыкает необращенный синклинорий, выполненный палеогеновыми и неогеновыми отложениями мощностью до 3000 *м*. Он располагается на простирании упомянутого выше Котайкского синклинория.

Главнейшими из разрывных нарушений Еревано-Ордубадской зоны являются описанные выше краевые глубинные швы, которые придают зоне характер тафрогеосинклинали. По сравнению с соседними Приараксинской и Мисхано-Зангезурской зонами метаморфический фундамент в Ереванском сегменте зоны опущен более чем на 6000 *м*.

Ряд других разрывных структур зоны имеют сравнительно небольшую протяженность и амплитуду, простираясь обычно параллельно локальным складчатым структурам. Относительно крупные сбросовые нарушения отмечаются в сводовой части Зангинской антиклинали, вдоль замка антиклинали по линии селений Абовян — Байбурд, вдоль северного крыла и в сводовой части Шорахбюрской антиклинали, в замковой части Джермансской антиклинали. Значительное число сопряженных и ступенчатых сбросов отмечено в пределах Айоцдзорского антиклинория.

Описанные выше отложения, за исключением вулканических образований миоцена, плиоцена и антропогена, дислоцированы вплоть до опрокидывания пластов.

Важнейшими фазами дислокационной складчатости для данной зоны являются предприабонская, штирийская, аттическая и восточнокавказская.

В продольном разрезе зоны наблюдается глубокое погружение ее фундамента в западном сегменте, между реками Ахурян и Гарни, а также на крайнем юго-восточном Ордубадском участке в Нахичеванской АССР.

б) Приараксинская интрагеоантиклинальная зона шириной 30—35 *км* охватывает в пределах Армянской ССР Араратскую низменность и Урцский хребет и ограничивается с обеих сторон Ереванским и Араратским глубинными разломами. На западе она расширяется и вдоль Верхнего Аракса протягивается в Восточную Анатолию, а в юго-восточном направлении переходит западнее г. Джульфы в Иран.

В восточной части Араратской котловины и в районе Урцского хребта в строении зоны участвуют глинистые сланцы позднего силура — раннего девона мощностью более 1500 *м*; известняки, песчаники, кварциты и глинистые сланцы среднего — позднего девона и раннего карбона мощностью до 3000 *м*; известняки и сланцы перми мощностью 500 *м*; известняки и доломиты раннего и среднего триаса — до 1500 *м*; конгломераты, песчаники и известняки турона — коньяка мощностью до 300 *м*; конгломераты, мергели и глинистые известняки сантона — маастрихта мощностью до 400 *м*; конгломераты и известняки среднего — позд-

него эоцена — до 500 *м*; песчаники и глины приабона — олигоцена мощностью до 300 *м*, причем палеозойские и триасовые отложения зоны играют по существу роль фундамента мезо-кайнозойского чехла.

В центральной и западной частях котловины к югу от г. Еревана фундаментом для них служат вскрытые скважинами на глубине 500 *м* кристаллические сланцы эопалеозоя. Наиболее полным представляется разрез западной части котловины, где четко выделяются свита туфогенов среднего эоцена, гипсо-соленосная свита среднего миоцена, глинистые отложения раннего сармата и далее весьма мощная (до 3000 *м*) молассово-соленосная толща среднего сармата — мэотиса — понта, которая по правобережью р. Аракс, восточнее Кохбской мульды, продолжается до северо-западных склонов Большого Арарата. Пробуренные в этом районе скважины недавно вскрыли на глубине около 3030 *м*, под туфогенами эоцена известняки мелового облика (скв. 11), а восточнее мощную (более 1000 *м*) вулканогенную толщу (у с. Маркара), позднеюрского — мелового возраста.

Из интрузивных пород в данной зоне развиты ультраосновные породы, приуроченные к указанным вулканогенным отложениям юго-западного борта Кохбской мульды.

Рудные проявления представлены свинцово-цинковыми жильными рудами, незначительными скоплениями халькопирита, малахита, азурита.

Западная половина Араратской котловины представляет собой раскрывающийся к востоку — юго-востоку раздвоенный антиклинорий близширотного простирания. Ось его северного крыла отмечена относительным максимумом аномалий силы тяжести, вытянутым в направлении селений Абовян — Тазагюх — Енгиджа — г. Эчмиадзин.

Южнее этой линии протягивается зона с резко выраженными минимумами аномалии силы тяжести с осью через с. Ранчпар. Таким образом, южное крыло антиклинория намечается в направлении от низовьев р. Ахурян к далекому северному склону Большого Арарата, а указанная зона минимума аномалий силы тяжести отмечает синклинальную депрессию. Итак, в пределах Приараксинской зоны выделяются расположенные на одном простирании два крупных антиклинория — Октемберянский в западной половине Араратской котловины и Урцский в юго-восточной ее половине, причем по гравиметрическим данным и данным бурения в окрестностях с. Двин и бассейне нижнего течения р. Гарни намечается поперечный прогиб фундамента зоны, который служит зоной раздела обоих антиклинориев.

Разрывные нарушения установлены в районе слияния рек Аракс и Ахурян и на Урцском хребте. Так, в ущелье Аракса ниже устья р. Ахурян проходит сброс северо-западного простирания с опущенным более чем на 1000 *м* юго-западным крылом, а на Урцском хребте отмечен ряд разрывов широтного простирания. Наиболее крупным из них является взброс, проходящий по гребню этого хребта.

По данным электроразведочных работ намечается крупный разрыв СВ — ЮЗ простирания от г. Октемберяна к р. Аракс с глубоко опущенным северо-западным крылом, представленным серией антиклинальных и синклинальных складок, обнажающихся в ущельях рек Ахурян и Аракс в пределах Октемберянского и Талинского районов.

Складчатыми дислокациями охвачены отложения всех возрастов до мэотиса — понта включительно, причем в западной части котловины пласты мэотиса — понта зачастую падают вертикально и опрокидываются. Здесь же последняя толща пенепленизирована и перекрыта лавами акчагыльского возраста, слагающими Карсское и Октемберянское плато.

Таким образом, наиболее мощные движения дислокационной складчатости третичного времени в Приараксинской зоне относятся к среднему плиоцену (восточно-кавказская или новороданская фаза складчатости).

Современный сложный рельеф Араксинского пояса образовался после складчатости и пенепленизации верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых осадочных и вулканогенных отложений. В новейшей истории тектонического развития пояса замечательным является возникновение Нахичеванской и Араратской котловин в виде небольших наложенных синеклиз, выполненных нижнечетвертичными озерными отложениями. Араксинский пояс к западу продолжается в Анатолию, а в юго-восточном направлении в Иран. Южной границей его следует признать хребет Армянский пар, отмеченный региональным разрывным нарушением и офиолитами.

Выше уже было показано, что размеры и план расположения выделяемых зон мегантиклинория Малого Кавказа обусловливаются морфологическими и физико-механическими особенностями коры и гравитационным характером деформирующих сил.

Как уже отмечалось, интрагеоантиклиналь обладает в плане дугообразной формой, приобретенной в результате воздействия сжимающих — изгибающих сил близмеридионального направления. При этом во внешнем Антикавказском поясе должны были возникнуть поперечные к дуге трещины растяжения, а во внутреннем Араксинском поясе трещины сжатия — скалывания; срединный Севанский пояс должен был оставаться в нейтральном положении. Фундамент же во внешнем и внутреннем поясах был расчленен на кулисообразно или поперечно расположенные глыбы, которые в последующем повторяли свою конфигурацию и в осадочной покрышке. В нейтральном Севанском поясе подобное расчленение не имело места, почему и складчатость имеет здесь линейный характер.

Именно подобной дифференцированной реакцией отдельных поясов на воздействие деформирующих сил можно объяснить широкое развитие вулканизма в Антикавказском поясе и слабые его проявления в доолигоценовое время в Араксинском поясе.

Особое место в тектонике Араксинского пояса занимают соляные структуры. Соленосный горизонт мощностью до 1400 *м* приурочен к карабанской свите. Вследствие перетекания соли на фоне соленосного горизонта вырисовываются единичные стогообразные поднятия соли и соответствующие им антиклинальные складки в отложениях кровли. Подошва соленосного горизонта, как показывают сейсморазведка и бурение, при этом остается практически недеформированной, плоской.

Сейсмотектоника. Тавро-Кавказская геосинклиналь входит в состав Средиземноморско-Трансазиатского сейсмического пояса, который, по данным Гутенберга и Рихтера (1942), охватывает более одной трети зарегистрированных землетрясений всего земного шара.

Связь тектоники с сейсмичностью области рассмотрена в работах Л. А. Варданянца (1935), К. Н. Паффенгольца (1946), Э. Лана (Lahn, 1947), Р. Фюрона (1955), С. Абдаляна (Abdalians, 1935), В. А. Степаняна (1942), А. Т. Асланяна (1958), Н. К. Карапетян (1955), В. В. Белоусова (1960), И. В. Кирилловой (1956), А. А. Сорского (1966), М. М. Рубинштейна (1957), Е. И. Бюса (1956), А. Д. Цхакая (1956), Г. К. Твалтвадзе (1966), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Ш. С. Оганесяна (1958), а также А. Зиберга, В. А. Растворовой, Э. Х. Джибладзе, В. Н. Крестникова, Е. Ф. Саваренского, Г. С. Карцивадзе.

Очаги землетрясений обычно связываются с границами зон новейших поднятий и погружений участками сочленения различно ориентированных складчатых зон, разрывных нарушений и флексурных деформаций. Классики геологии объясняют все деформации Тавро-Кавказской геосинклинали оближением Русской и Аравийской платформ, при котором кора подвергается деформациям продольного изгиба и кручения и испытывает разрывы, сопровождаемые землетрясениями. Подтверждением этой концепции являются грандиозные погружения и поднятия в области между Эгейским, Черным, Каспийским и Персидским морями в послепонтическое время с амплитудой колебаний до 7000 *м* (от поверхности подводной впадины Матапан в Эгейском море на глубине 4400 *м* до Малокавказских пенепленов, на высотах до 2700 *м*), возникновение в этой области многочисленных овалов опусканий, рамповых депрессий и глубинных разломов, протягивающихся на сотни, а в отдельных случаях и на тысячи километров (разрыв Измит — Хаккари — Ерзнка — Ереван — Джульфа — Тавриз — Тегеран протяженностью более 2000 *км*).

По данным В. А. Степаняна (1942), очаги разрушительных землетрясений во II и IV вв. располагались в районе Арарата, в VI в. в районе Ерзнка (Эрзинджан), в VIII в. в Айоцдзоре, в IX в. в районе Двина, в X в. снова в Айоцдзоре, в первой половине XI в. в районах Ерзнка и Ани, во второй половине XI в. в Ахалкалакском районе, в XII, XIII, XIV, XV вв. в районах Ерзнка и частью Ани (1132 и 1319 гг.), Гандзака (1139 и 1235 гг.) и Татеве (1309 г.), в XVI в. в районе Ерзнка, в XVII в. в районах Еревана (1679 г.), Ерзнка и Ордубада, в XVIII в. в районах Эрзерума и Ерзнка, в XIX в. в районах Арарата, Эрзерума, Цахкадзора и Ахалкалаки, в первой половине XX в. в районах Ерзнка, Ленинакана, Ахалкалаки, Еревана и Зангезура. По данным Н. К. Карапетян, во второй половине XX в. на Малом Кавказе сейсмоактивными были Ахалкалакский район площадью 20 600 *км*^{2}, Ереванский район площадью 9400 *км*^{2}, Ленинакано-Туманянский район площадью 11 250 *км*^{2} и Зангезуро-Карабахский район площадью 13 120 *км*^{2}, на северо-западе — Черноморско-Батумский район площадью 13 750 *км*^{2}, а на юго-востоке Талышский район площадью 6250 *км*^{2} и Кировабадский район площадью порядка 3000 *км*^{2}. За последние 15 лет в более южных районах имели место разрушительные землетрясения: в северо-западном Иране, на склонах Большого Арарата и в районе г. Ерзнка. Приуроченность подавляющего большинства разрушительных землетрясений Передней Азии за последние 2000 лет к зоне глубинных разломов Измит — Эрзерум — Ереван — Джульфа — Тавриз — Тегеран — Гюрган является очевидным доказательством связи очагов этих землетрясений со сколовыми нарушениями сплошности коры. Как уже отмечалось, в пределах Армянского нагорья названная зона разломов является границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями, носит перманентный характер и имеет амплитуду смещения крыльев местами до 6000 *м* (район г. Еревана).

В пределах Армянского нагорья к этой зоне приурочиваются очаги 8-балльных землетрясений 735 г. и 966 г. в Айоцдзоре, 8—9-балльных землетрясений в районе г. Ани 1045, 1132, 1319 и 1926 гг., Агулисского и Ордубадского землетрясений 1669, 1880, 1881 и 1931 гг., Ереванских и Гарнийских землетрясений 894, 1679 и 1937 гг., очаги катастрофических и разрушительных землетрясений в районе г. Двин в 851, 858, 863, 869 гг., г. Ерзнка в 510, 586, 1011, 1012, 1045, 1161, 1168, 1169, 1236, 1251, 1254, 1268, 1281, 1287, 1289, 1290, 1356, 1374, 1433, 1457, 1458, 1463, 1482, 1576, 1583, 1667, 1784, 1939 и 1942 гг., г. Эрзерум в 1712, 1766, 1790, 1859, 1868, 1924 гг., на склонах Арарата в 136, 341, 1679,

1840 и 1964 гг., очаги разрушительных землетрясений северо-западного Ирана, имевшие место в 1960—1965 гг., и др. В целом, как отмечает Н. К. Карапетян, к районам проявления сильных землетрясений приурочиваются также массовые скопления очагов слабых землетрясений, фиксируемых сейсмографами. Так, за время с 1951 по 1960 г. в Горном Закавказье сейсмографами отмечено 3635 землетрясений с магнитудой от 4,25 до 7,5. Из них 45 относится к Ереванскому району, 66 — к Ленинакано-Туманянскому, 30 — к Зангезуро-Карабахскому, 109 — к Кировабадскому, 22 — к Черноморско-Батумскому, 6 — к Талышскому и 3357 — к Ахалкалакскому району. Наибольшее число землетрясений в Армянском нагорье зарегистрировано в 1959 г., главным образом в Ахалкалакском и отчасти Ереванском районах.

В остальном активность падает на 1954 г. по Кировабадскому району, 1955 г. по Зангезуро-Карабахскому, 1955—1956 гг. по Талышскому, 1958 г. — по Ленинакано-Туманянскому и 1960 г. по Черноморско-Батумскому району. Тот же автор, пользуясь статистическим методом Ризниченко, установил, что разрушительные землетрясения в одном и том же сейсмогенном участке повторяются через каждые 300 лет, а сильные землетрясения — каждые 30 лет.

Следует подчеркнуть, что наряду с сейсмогенными участками, приуроченными к разрывным и флексурным нарушениям, унаследованным от олигоцена и более древних времен, имеется также ряд сейсмогенных участков, приуроченных к наложенным более молодым деформационным структурам, расположенным косо или поперечно к домиоценовым структурам. Кроме того, исследования Н. К. Карапетян показали, что механизм землетрясений соответствует схеме действия двойной силы с моментом, обусловливающим возникновение разрывных нарушений (сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов).

По подсчетам Е. И. Бюса, за время с 1912 до 1950 г. сейсмическими станциями зарегистрировано около 5000 «собственно кавказских» землетрясений, которые изредка достигали силы 8 баллов. Значительным было их число также по данным древнеармянских летописцев.

Очаги землетрясений по тектоническим зонам распределяются следующим образом:

Предмалокавказская зона. Разрушительные толчки имели место здесь в средние века и самое последнее время на продолжении зоны в Азербайджане. Три большие группы современных очагов намечаются вдоль юго-западного края зоны в Ноемберянском, Иджеванском и Шамшадинском районах, непосредственно в полосе сочленения антикавказских структур Сомхето-Карабахской зоны с общекавказскими структурами Прикуринской зоны. Восточнее большое семейство очагов располагается в районе ст. Акстафа и в Куринской низменности. Сюда же входят очаги разрушительных землетрясений в районе ст. Ковлар (1962 г.) и г. Кировабад (1139 и 1235 гг.), приуроченных к зоне гравитационного максимума Красный мост—Акстафа—Шамхор—Кировабад.

Сомхето-Карабахская зона. В пределах Армянской ССР в этой зоне разрушительных землетрясений не было. Большая группа активных очагов современных землетясений располагается на западном продолжении зоны — в южной части Ахалкалакского нагорья. В этом направлении на широтную Сомхето-Карабахскую зону накладывается близмеридиональная миоценовая вулканическая зона, отмеченная большими отрицательными аномалиями силы тяжести.

Присеванская зона. Разрушительных землетрясений в этой зоне не отмечено. Наиболее активными в современную эпоху являются группы очагов слабых землетрясений в районе водораздела рек Масрик и

Тертер на юго-востоке зоны и в верхних течениях рек Дзорагет и Ахурян на западе зоны. Эти очаговые группы тяготеют к региональным разрывам широтного простирания. Ряд маломощных единичных очагов тяготеет к полосе перехода между Сомхето-Карабахской и Присеванской тектоническими зонами, где происходит сочленение антикавказских и общекавказских структур.

Кафанская зона. Отдельные толчки силой до 8 балов причиняли разрушения в средние века и в наше время. Очаги их расположены в Капутджухской группе и частично в зоне Гиратахского разлома. Знаменитый Татевский монастырь, разрушенный в 1309 г., находится в 3 *км* от линии Гиратахского разлома и расположен на покрове долеритовых базальтов верхнего плиоцена и частично на озерных диатомовых глинах. Единичные очаги слабых толчков отмечены в центральной полосе зоны на склонах относительного локального максимума аномалий силы тяжести (хр. Сусандаг).

Мисхано-Зангезурская зона. В этой зоне единичные очаги слабых землетрясений в районе гг. Ленинакан, Спитак, Кировакан, Севан, Камо, Мартуни тяготеют к разломам и флексурам глубокого заложения.

Еревано-Ордубадская зона. Существующие в данной зоне линии разрывов и флексур придают ей характер тафрогеосинклинали.

Особенно мощные землетрясения происходили в Ани-Ордубадской полосе в Ехегнадзорском (735 и 966 гг.) и Зангезурском (1309 г. и 1931 г.) районах. С линией Ереванского разлома и сопряженных с ней поперечных разрывов связаны очаги Двинских землетрясений в 851—869 гг. и Ереванских в 1679 г. и 1937 г.

Большие группы очагов современных слабых толчков, определенных инструментально, установлены в рассматриваемой зоне в районе развалин г. Ани, на западном склоне г. Арагац, в районе г. Еревана, на южном склоне Гегамского нагорья и т. д.

Приараксинская зона. В этой зоне в отличие от предыдущей комплекс меловых и эоценовых и более молодых отложений ложится непосредственно на отложения палеозоя. В плане послесарматской тектоники данная зона является межгорным прогибом, ограниченным с севера и северо-востока Ереванским глубинным разломом и с юга и юго-запада Арарат-Алашкертским разломом.

Кроме указанных выше разрушительных землетрясений, связанных с линией Ереванского разлома, в зону входит также район Араратского землетрясения 1840 г. и очаги Игдырских землетрясений 1960—1965 гг. Подавляющее большинство очагов современных слабых толчков тяготеет к правому склону бассейнов Среднего и Верхнего Аракса и связано, вероятно, с зоной разрывов Арарат—Алашкерт. Особенно многочисленными и мощными (до 10 баллов) были землетрясения в районе г. Ерзнка.

Таким образом, по статистическим сведениям очаги наиболее сильных землетрясений в пределах Армянской ССР располагаются в Араксинском оротектоническом поясе и локализуются в зонах глубинных флексур и разломов, причем сила землетрясений здесь достигает 9 баллов.

Большинство очагов сильных землетрясений Армении расположено в земной коре до глубины 50±2 *км*. Инструментальное определение очагов землетрясений периода 1914—1954 гг. показало наличие их на трех интервалах: 0—10 *км*, 23—37 *км*, 50—54 *км*. Кроме того, в южной части Гегамского нагорья очаг располагается, по-видимому, на глубине 70—100 *км*, т. е. непосредственно над волноводным слоем верхней ман-

тии, с которым генетически связываются первичные очаги новейшего вулканизма.

Следует отметить, что магнитуда подавляющего большинства зарегистрированных в XX в. землетрясений Закавказья не превышала 7 единиц. Это указывает, очевидно, на связь очагов указанных землетрясений с малыми глубинами, т. е. с глубинами 0—10 *км* (данные Г. П. Симоняна) *.

Очаги интервала 23—37 *км* локализованы в нижней части собственно гранитного слоя. Очаги интервала 50—54 *км* приурочены к основанию коры (Арарат—Арагац—Карс).

Как свидетельствует статистический материал, очаговые районы сильных землетрясений мигрируют, а активность их испытывает во времени значительные изменения.

О некоторых спорных вопросах тектоники Малого Кавказа. Выделенную нами южную миогеосинклинальную область Тавро-Кавказской геосинклинали отдельные исследователи относят к типу платформенных структур. Сильная складчатость охватывает здесь отложения девона, карбона, перми и триаса и выражена брахиантиклинальными формами, причем карбонатные породы в них метаморфизованы до стадии мраморов, а пласты обнаруживают очень часто крутое падение вплоть до опрокидывания. Эти данные являются достаточным основанием для отнесения областей развития средне-верхнепалеозойских отложений Южного Закавказья и Малой Азии к геосинклинальным (миогеосинклинальным).

Исследователи Малого Кавказа — И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, А. А. Габриелян, С. И. Баласанян выделяют Алаверди-Кафанскую (Сомхето-Кафанскую) тектоническую — металлогеническую зону, причем они исходят из предположения о возможном тектоническом единстве Алавердского и Кафанского районов в юрское время, а Присеванскую тектоническую зону, отмеченную офиолитовыми интрузиями, считают наложенной эпиэвгеосинклиналью, возникшей в меловое время. Вместе с В. П. Ренгартеном, К. Н. Паффенгольцем, В. Е. Хаиным и Л. Н. Леонтьевым единой мы считаем Сомхето-Карабахскую зону. Если в то же время признать единой Сомхето-Кафанскую зону, то окажется, что Кафанский и Карабахский районы образуют единую тектоническую зону, что, конечно, нельзя признать правильным. Кроме того, тектоническое районирование должно проводиться для какого-либо определенного тектонического этапа и нельзя на одной и той же карте выделять как равноправные пересекающиеся тектонические зоны, возникшие в разное время.

Предполагается, что современный рельеф Малого Кавказа оформился в основном в антропогеновое время, что поднятия этого времени достигали 2000—4000 *м*. Как было указано, широко развитые на Малом Кавказе покровы обратно намагниченных долеритовых базальтов имеют верхнеплиоценовый (верхнеакчагыльский) возраст и в ряде районов залегают в ущельях глубиной до 1400 *м*, считая от уровня древнейших пенепленов соседних хребтов (ущелья рр. Дебед, Касах, Воротан, Верхний Ахурян). Равным образом, верхнемиоцен-нижнеплиоценовые белые андезитовые лавы и пемзы у Кировакана, ст. Арчут, ст. Сарал, г. Раздана, курорта Цахкадзор и с. Меградзор залегают на древних галечных террасах, имеющих высоту от нескольких десятков метров до 400 *м* (среднее течение бассейна р. Мармарик) и на пенепленах высотой до 1300 *м* (над тальвегами рек системы Памбакского хребта).

* В Черноморско-Каспийской области наиболее глубокофокусными считаются румынские (130 *км*) и среднекаспийские (150 *км*) землетрясения.

Следует также отметить, что в Тавро-Кавказской области широко развита галечная терраса высотой 180—200 *м*, которая датируется апшероном.

Таким образом, следует, что наблюдаемый в настоящее время мегаскульптурный рельеф Малого Кавказа образовался почти исключительно в доверхнеплиоценовое время, точнее — в послемайкопское — доверхнеплиоценовое время в Сомхето-Карабахской, Присеванской, Кафанской и флангах Мисхано-Зангезурской тектонических зон и в послемиоценовое — доверхнеплиоценовое в Еревано-Ордубадской и Прираксинской тектонических зонах.

Для определения скорости новейших поднятий в Закавказье необходимо учитывать следующие данные:

а) на юго-западном берегу оз. Севан, на высоте около 2000 *м* обнажаются мшанковые рифы капканского горизонта, являющегося границей мэотического и понтического ярусов и имеющего возраст 10 млн. лет;

б) покровные галечники апшеронского яруса (Советашенская, Ахавнадзорская, Цавская, Иджеванская террасы) имеют относительную высоту 200 *м* и возраст около 1 млн. лет.

Среднее значение темпа глыбового поднятия области Закавказья составляет 1 *см* за 50 лет.

Глава VI

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Армянская ССР занимает северо-восточную часть обширной высокогорной области, известной под названием Армянского нагорья, являющегося связующим звеном между Анатолийским и Иранским нагорьями, с которыми оно имеет значительное сходство.

Средняя абсолютная высота Армянского нагорья 1800 *м*. Над соседними нагорьями Анатолийским и Иранским и обрамляющими альпийскими складчато-глыбовыми системами Понта, Тавра и Малого Кавказа оно возвышается более чем на 500 *м*. Географами древности Армянское нагорье было названо «Островом гор», или «Крышей Малой Азии».

По основным чертам морфоструктуры Армянское нагорье наиболее тесно связано с Анатолийским нагорьем. Это — возвышенные плато плоскогорья. Дугообразные системы то сближаясь, то расходясь, окаймляют их древние консолидированные массивы — Галатский (Киршекир) и Армянский (Среднеараксинский). Внутри Армянского нагорья располагаются горные цепи Внутреннего Тавра, пучкообразно расходящиеся к востоку. Расположены они обычно вдоль крупных разломов, имеющих на западе широтное, а восточнее принимающих СЗ—ЮВ простирание. Нагорье разбито на ряд блоков — горстов и грабенов.

Почти вся территория Армянского нагорья и значительная часть горных цепей Понтид и Малого Кавказа покрыта неогено-четвертичными эффузивами. Таким образом, лавовые плоскогорья, крупные щитовидные вулканические массивы и многочисленные эруптивные аппараты создают современный ландшафт Армянского вулканического нагорья.

Вопросами геоморфологии, новейшей тектоники и четвертичной геологии малокавказской части Армянского нагорья занимались И. С. Щукин ($1926_{1,2}$), К. Н. Паффенгольц (1931, 1933, 1934, 1937, $1938_{1,2}$, 1940, 1941, 1947, 1950, 1959), Б. Л. Личков (1931, 1945), А. Т. Асланян (1946, 1949, 1955, $1958_{1,2}$), А. А. Габриелян (1947, 1950, 1952, $1956_{1,2}$, 1957), Н. В. Думитрашко (1950, $1954_{1,2}$, 1955, $1957_{1,2}$, 1958), С. П. Бальян (1949, 1953, 1957, 1959, 1961, 1964, 1969), В. Е. Хаин (1950, 1952, 1953), Е. Е. Милановский ($1952_{1,2}$, $1957_{1,2}$), Л. И. Зограбян (1953, 1957), Г. К. Габриелян (1954, 1955, $1957_{1,2}$, 1958), Н. М. Казакова ($1954_{1,2}$, 1955, 1958), Х. Е. Назарян (1955, 1956, 1958) и др.

Территория Армянской ССР расположена между бассейнами двух речных систем — Куры и Аракса. Ее рельеф представляет собой сложное сочетание складчатых и складчато-глыбовых горных систем Малого Кавказа, вулканических плато-плоскогорий и крупных межгорных депрессий.

В соответствии с доминирующими рельефообразующими факторами — сложное структурно-геологическое строение, интенсивные новейшие тектонические движения, вулканизм, оледенение, водная эрозия в условиях преобладающего континентального климата — в Армянской ССР выделяются четыре основных генетических типа рельефа.

1. Структурно-денудационный тип, включающий интенсивно складчатые, пологоскладчатые и складчато-глыбовые, разбитые сбросами горные сооружения.

2. Эрозионно-денудационный или скульптурный тип, образованный под активным воздействием процессов ледниковой экзарации, континентальной денудации и глубинной эрозии на различной структурно-литологической основе.

3. Вулканический и тектоно-вулканический тип, включающий лавовые плато плоскогорья и тектонически приподнятые массивы.

4. Аккумулятивный тип рельефа равнин, развитый в крупных межгорных депрессиях, выполненных озерно-аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, главным образом антропогена.

ОБЛАСТЬ СЕВЕРНЫХ (ВНЕШНИХ) ХРЕБТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

По своему геолого-тектоническому и морфологическому строению область делится на две зоны: краевую и внутреннюю.

Краевая зона горных сооружений характеризуется главным образом пологими крупными складками, иногда моноклинальными и флексурообразными изгибами. Складки сложены вулканогенными породами юры и вулканогенно-осадочными породами мела.

Существенные различия в климате между указанными зонами предопределяют ход экзогенных процессов и развитие скульптурных форм рельефа. К слабоскладчатому типу рельефа относятся хребты — Мургузский, Иджеванский, Севордяц, Воскепар, Козман, Миапор и др. Краевая зона располагается в более влажных условиях, чем внутренняя.

Помимо структурных типов рельефа на краевом моноклинальном склоне Предмалокавказской моноклинали, имеющей уклон к северу и северо-востоку, развиты скульптурные поперечные и диагональные к ним Сомхетские горы, хребты Ахум, Тавуш, Хндзорут, Папакар и другие, понижающиеся до 400 *м* близ Куринской равнины.

Сомхетские горы отличаются массивным строением и сглаженными продолжительной денудацией формами среднегорного рельефа. Средняя высота волнистоувалистых водораздельных плато достигает 1800—2000 *м*. Отдельные вершины — Лок, Лалвар, Леджан — возвышаются до 2200—2500 *м* и представляют собой эрозионные останцы, уцелевшие от денудации благодаря массивному строению интрузивных комплексов или наличию брони эффузивного покрова.

Процесс пенепленизации Сомхетских гор начался еще с конца палеогена. В четвертичный период новейшими подвижками глыбового характера, неравномерно сместившими отдельные блоки, древние уровни планации оказались деформированными, вследствие чего, кроме основного водораздельного уровня выравнивания, на склонах и горных отрогах образовались более молодые предгорные ступени, расположенные друг над другом на отметках 1600—1500 *м*, 1400—1200 *м* и ниже, которые к северо-востоку, понижаясь, погружаются под неогеновые отложения р. Куры. Речные долины, разделяющие Сомхетские горы на отдельные массивы, довольно широкие; склоны сглажены и покрыты мощным делювием. Вершины массивов интенсивно расчленены, особенно Леджан, Лалвар, Лок. Высокие склоны их обрывисты и изборождены глубокими узкими долинами с воронкообразными крутосклонными водосбросами. Массив Лалвар в четвертичный период подвергся значительному оледенению.

Хребты и долины междуречья Дебед, Агстев, Тавуш, Хндзорут располагаются в зоне пологоскладчатых и моноклинальных краевых хреб-

тов Малого Кавказа. Район характеризуется постоянным убыванием высот с юго-запада на северо-восток. Ближе к долине р. Куры на склонах хребтов Папакар, Козман, Ахум, Тавуш, Хндзорут, Пайтапар (Налтекеи) хорошо выделяются расчлененные поперечной речной сетью древние куэсты. Они протягиваются вдоль основных структур северо-западного—юго-восточного простирания. К куэстам приурочены низкогорные денудационные ступени; некоторые из них погружаются под аллювий р. Куры и конусов выноса рек Агстев, Джогаз, Ахум, Тавуш и др. В этой полосе имеются останцовые платообразные возвышенности древнего пенеплена, перекрытые местами морскими отложениями караганского горизонта (гора Кякил).

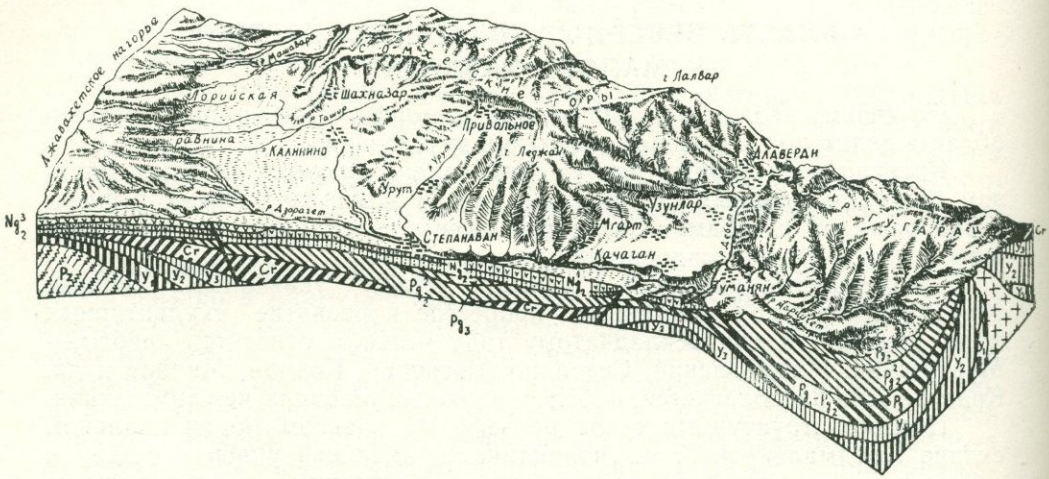


Рис. 54. Блок-диаграмма бассейна среднего течения р. Дебед (составил С. П. Бальян)

Ближе к центральной полосе Малого Кавказа рельеф становится более расчлененным, среднегорного типа, с поперечным к структурам врезом горно-долинного ландшафта. Сюда входят хребты Гугарац, Воскепар, Севордяц и ряд второстепенных горных отрогов. Структурный план этой области представляет разбитый продольными сбросами моноклинальный склон Малого Кавказа. Водоразделы представлены пологоволнистыми склонами моноклинального строения, размытыми в значительной степени денудацией.

Региональный уровень выравнивания в целом моноклинально погружается от 2000 до 1200 *м*, а затем переходит в краевые куэсты.

Речные долины Джогаз, Баганое, Кохб, Котман, Ахум, Хндзорут имеют крутой V-образный профиль благодаря интенсивному погружению базиса эрозии — долины р. Куры и поднятию центральной зоны Малого Кавказа (рис. 54).

Внутренняя зона интенсивно складчатых горных сооружений характеризуется изоклинальной, иногда слегка опрокинутой к югу (т. е. к вулканическому нагорью) складчатостью, осложненной продольными и диагональными нарушениями. В строении хребтов этой зоны принимают участие в основном палеогеновые и отчасти верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы — туфобрекчии, порфириты, туфопесчаники и известково-мергелистые отложения. Структурными частично инверсионными формами рельефа обладают хребты Базумский, Ширакский, Цахкуняцкий, Арегунийский, Севанский и их отроги.

Формирование морфоструктур этой зоны находится в тесной зависимости от перекрывающего ее вулканического чехла, играющего консервирующую роль.

Внутренняя область Малого Кавказа, где в значительной степени сохранен эффузивный покров, несет отпечаток форм рельефа вулканического нагорья — хр. Цахкуняц, западные отроги Памбакского хребта, восточная часть Айоцдзорского хребта. Северный Зангезур и т. д. Однако в целом в этой области прослеживаются и останцовые структурные формы рельефа.

В «осевой» области Малого Кавказа для Базумского и Памбак-Арегунийского хребтов характерны преимущественно синклинальные инверсионные формы рельефа. На водоразделах этих хребтов сохранены «первичные» аккумулятивные поверхности верхнепалеогеновых отложений.

Ряд участков, которые были выведены денудацией на дневную поверхность в недавнем геологическом прошлом и на которых еще сохранены останцы эффузивной брони, рассматриваются как «откопанные» формы неогенового (предплиоценового) структурного рельефа. В зависимости от тектонического строения они имеют теперь или прямые структурные формы — Баргушатский, Мегринский хребты, или обращенные — массив Лалвар, отроги хребтов Халаб, Гугарац и др.

Базумский хребет общей протяженностью 60 *км* протягивается в широтном направлении от западного подножия Мокрых гор до ущелья р. Памбак. За ущельем р. Памбак хребет продолжается под названием Халабского хребта. Базумский хребет имеет преимущественно синклинальное строение. Хребет сложен меловыми известняками (северные склоны), эоценовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, известняками, гранитными и ультраосновными интрузиями.

Водораздельные платообразные поверхности хребта слагают верхнеэоценовые и отчасти нижнеолигоценовые кислые эффузивы и их пирокластолиты. Ядра антиклиналей с выступами на поверхности меловых пород проходят вдоль северных склонов хребта. Крылья складки разбиты крупными сбросами — надвигами. Эти нарушения сопровождаются выходами интрузий, в которые глубоко врезано ущелье р. Памбак. От Базумского хребта на запад отходят отроги Гогаран (Аглаган), Чкнаг, а на юго-запад Ширакский хребет, огибающий Ширакскую котловину с севера. В Базумском хребте и его отрогах в виде извилистой полосы прослеживается денудационный уровень, на высоте 2700—2900 *м*. Над ним возвышаются вершины — останцы Урасар, Чкнаг, Полозсар и другие с крутыми скалистыми склонами и накоплениями каменных россыпей у подножий. Здесь преобладают процессы морозного выветривания.

Базумский хребет сильно расчленен глубокой овражной сетью, доходящей в своих верховьях до водораздельного плато древнего пенеплена. Местами наблюдается явление перехвата верховьев рек.

Ширакский хребет протягивается в широтном направлении, характеризуется среднегорными формами расчленения. В строении хребта, кроме пород Базумского комплекса, значительным развитием пользуются неогеновые туфобрекчии и конгломераты и андезитовые потоки, расположенные на южном склоне хребта. Ширакский хребет имеет антиклинальное строение, но в его центральной части простирается синклинальная мульда, заполненная отложениями вулканогенного неогена. Структурное строение мульды находит прямое отражение в рельефе в виде широкой террасированной, сильно денудированной древней долины широтного простирания. Ширакский антиклинорий по крыльям

осложнен флексурными разрывами и надвигами, которые и обусловливают асимметричную морфологию склонов хребта.

Южные склоны, обращенные к Ленинаканской котловине, крутые и здесь особенно широко развиты продольные сбросы. Северные склоны более пологие и относительно слабо расчленены. Водораздельный уровень выравнивания к северу, полого спускаясь, срезает джаджурскую угленосную свиту, занимающую замковую часть антиклинория. Уровень выравнивания Ширакского и Базумского хребтов следует считать верхнемиоцен-нижнеплиоценовым. Учитывая, однако, что миоплиоценовые вулканогенные и осадочные образования покрывают с эрозионным несогласием древние интенсивно дислоцированные породы, следует полагать наличие реликтов древней доверхнемиоценовой поверхности планации, которая хорошо прослеживается в моноклинальном склоне Ширакского хребта от Джаджурского перевала до Ленинаканской котловины. Здесь в разрезах речных долин и оврагов можно наблюдать эту древнюю поверхность, перекрытую мощной вулканогенно-обломочной толщей миоплиоцена, которая в свою очередь срезана уровнем денудации и покрыта галечниками верхнеплиоценового возраста. Очевидно, наиболее высокие уровни денудации Ширакского и Базумского хребтов являются остатками той древней, вероятнее всего среднемиоценовой, поверхности, которая лучше сохранилась на склонах благодаря бронирующему ее эффузивному покрову.

Халабский хребет, превышающий 3000 *м,* является наиболее высоким в центральной зоне Малого Кавказа и характеризуется резко выраженными формами рельефа. Хребет в основном имеет синклинальное строение с крутыми, обусловленными сбросами, склонами. Сбросы простираются вдоль крыльев Халабского синклинория. Имеется ряд и более мелких поперечных сбросов, по которым ориентированы глубокие эрозионные долины, ущелья.

Во многих местах верховья речных долин сильно сближаются, поэтому и водораздельные денудационные поверхности имеют небольшие размеры. Вершины хребта имеют скалистые, резкие формы высокогорного альпийско-гляциального рельефа. Восточным его продолжением является хребет Каен (Иджеванский—Далидаг), расположенный между городами Дилижан—Иджеван. Хребет обрывается к долине р. Агстев стеной белых известняков высотой более 200 *м* и протяжением в несколько километров. В строении хребта участвуют юрские и меловые известняки, мергели и доломиты, которые образуют синклинальную складку коробчатой формы, оборванную по обоим крыльям крупными сбросами. Таким образом, как Халабский, так и Каенский хребты в целом характеризуются скульптурно-инверсионным (обращенным) типом рельефа.

Специфической чертой морфологии хребта Каен в отличие от Халабского является развитие на северных его склонах морфологически выраженных куэстоподобных гряд, обусловленных сбросовой тектоникой и различием литологии в контактовой зоне. Эти древние куэсты расчленены поперечными речными долинами притоков р. Агстев.

Памбакский хребет характеризуется средневысотными формами расчленения; средняя высота водораздельного плато 2300—3000 *м,* отдельные вершины достигают 3100 *м.* Хребет слагается туфобрекчиями, порфиритами и туфопесчаниками палеогена, конгломератами и известняками мела. Интрузии гранитоидов образуют останцовые, глыбовые формы рельефа. Значительное место занимают покровные андезиты неогена, располагающиеся на водораздельном плато и моноклинальных склонах. По морфоструктуре хребет делится на три части: западную с антиклинальным строением; центральную, наиболее высокую часть

хребта, имеющую глыбовое строение и характеризующуюся высокогорным гляциально-эрозионным рельефом приподнятого крупного интрузивного тела массива Тежсар, и восточную часть, характеризующуюся скульптурно-обращенным рельефом синклинального хребта, поперечный профиль которого имеет асимметричное строение и довольно крутой расчлененный разломом северный склон. Южные склоны хребта, кроме восточной части, обращены к бассейну верхнего течения р. Раздан, пологие и по сравнению с другими участками относительно слабо расчленены. В зоне Верхнеразданской депрессии склоны хребта крутые и ступенчатые, образованные проходящими вдоль склона сбросовыми нарушениями.

На Памбакском хребте имеются поверхности выравнивания трех возрастов: 1) среднемиоценовая, наиболее высокая, сильно расчлененная и погребенная под неогеновым эффузивным покровом; 2) поверхность водораздельных плато, срезающая местами эффузии верхнего миоцена — нижнего плиоцена, которая располагается на отметках 2700—2800 *м* и считается среднеплиоценовой; 3) более низкие ступени склонов, расположенные на отметках 2700, 2600 *м* и ниже; образованы они частично вследствие дифференциальных перемещений по молодым или омоложенным сбросам первоначального миоплиоценового уровня, частично антропогеновыми поверхностями выравнивания в основном за счет «разъедания» склонов хребтов, а также в результате многократного воздымания отдельных морфоструктур и образования предгорных лестниц типа Pidmonttreppe.

Хребет Арегуни, окаймляющий Севанскую котловину с северо-востока, имеет резко выраженный асимметричный профиль. Склоны, обращенные к Малосеванскому грабену, очень крутые и расчленены многочисленными оврагами и селевыми долинами. Склоны, обращенные к долине р. Гетик, пологоступенчатые, с рядом поверхностей выравнивания. Хребет в целом имеет структурное строение, а гребневая зона совпадает с высоким крылом антиклинали СЗ—ЮВ простирания. Хребет сложен более или менее однородным комплексом пород туфопесчаников и туфитов эоцена.

Севанский хребет является самым высоким в системе внешних (северных) хребтов Малого Кавказа. Он сложен вулканогенными и карбонатными породами верхнего мела и прорывающими их основными и ультраосновными интрузиями. Хребет имеет структурное строение с гребневой зоной, располагающейся диагонально под острым углом оси главного антиклинория. На южных и юго-западных склонах хребта, где развиты выходы массивных ультраосновных интрузивов, морфология его принимает складчато-глыбовый характер. Многочисленные продольные сбросы образуют крутые ступенчатые склоны (рис. 55).

Во многих местах развиты мощные оползни или склоны треугольной формы, характеризующие активные проявления сбросов. Сбросы у подножия хребта погружаются под отложения оз. Севан и мощные пролювиальные отложения селевых долин, рассекающих склоны хребта. На водораздельной зоне хребта прослеживаются реликты двух разновозрастных поверхностей выравнивания, располагающиеся на отметках 3000—3300 и 2400—2700 *м*. Среди них возвышаются эрозионные останцы, сложенные из более устойчивых к денудации вулканогенных пород. По обеим сторонам хребта происходит интенсивная регрессивная эрозия, причем наибольшей эродирующей способностью отличаются притоки рек Шамхор-чай и Дзегам-чай, которые охватили уже гребневую зону хребта. Интенсивная регрессивная эрозия и борьба за водораздел привели к миграции гребневой зоны хребта в сторону бассейна оз. Севан. Процесс миграции водораздела продолжается и сейчас.

Наиболее высокогорные юго-восточные части хребта в четвертичный период подверглись оледенению.

Цахкуняцкий хребет является юго-восточным отрогом Памбакского хребта, отделенного от него грабеном долины р. Мармарик. Хребет имеет структурное глыбовое строение.

Крупный Цахкуняцкий антиклинорий сложен метаморфизованными породами (сланцы, мраморы) и интрузивами и разбит многочисленными сбросами. На блоковой структуре хребта развит древний пенеплен, полого спускающийся на северо-восток и восток к долине р. Мармарик. Пенеплен, в свою очередь, перекрыт мощным комплексом рыхлых кислых пирокластов и андезитовых покровов нижнего плиоцена, создающих бронированные склоны. Западные и юго-западные склоны хребта

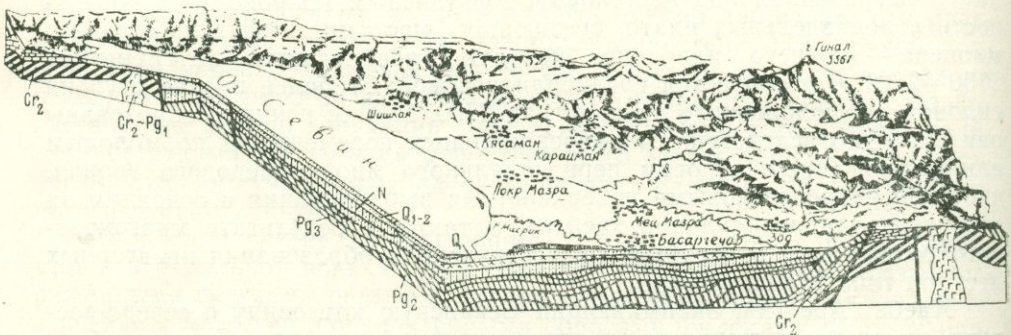


Рис. 55. Блок-диаграмма Масрикской равнины и Севанского хребта (составил С. П. Бальян)

круто обрываются в сбросово-антиклинальную долину рр. Касах и Арзакан (приток р. Раздан). Склоны характеризуются эрозионно-сбросовой морфологией с очень резко расчлененным рельефом.

Речные долины и межгорные котловины системы северных хребтов Малого Кавказа. *Долина р. Памбак* расположена между Базумским и Памбакским хребтами. В структурном плане здесь располагается система чередующихся синклинальных, разбитых сбросами, депрессий и антиклинальных выступов. В диагональном к ним направлении простирается долина реки. Благодаря такому структурному строению, в долине имеется ряд асимметрично-овальных озеровидных расширений, совпадающих с синклиналями, и поперечных к ним глубоких каньонов, ущелий с асимметричными V-образными врезами, соответствующими в структурном плане антиклинориям, горстоподобным блокам и т. д.

Озеровидными расширениями являются Верхнепамбакская (Хнкоянская), Среднепамбакская (Спитакская) и Нижнепамбакская (Кироваканская) котловины. Здесь накопились мощные озерные и аллювиальные отложения, в которые врезана сеть широких эрозионных террас реки. Между синклинальными депрессиями и поперечными поднятиями нередко отчетливо фиксируются сбросовые нарушения, затрагивающие верхнечетвертичные озерные отложения. Новейшие тектонические движения фиксируются также резким увеличением мощностей озерно-аллювиальных отложений в синклинально-сбросовых депрессиях, достигающих местами более 100 *м*.

По данным буровых работ эти горизонты располагаются косо и упираются в плоскость сброса, срезающую глыбу, что указывает на наличие здесь артезианского склона, возникшего в результате блоковых опусканий синклинальных чаш и поперечных поднятий.

В прогибах и депрессиях широко развиты эрозионные террасы, в том числе высоко расположенные, которые приурочены к 6—8 уровням, унаследованным от древней гидрографической сети, следы которой прослеживаются по отмирающим притокам вверх к водоразделам в виде перевальных галечных полей в осевых частях прогибов. Эти галечники не связаны с современной долиной р. Памбак и с ее террасами, а принадлежат древним речным долинам, приуроченным к синклинальным прогибам, деформированным последующими глыбовыми подвижками, в пределах озеровидных расширений и переходят к водоразделам под косым углом в пологие уступы древних террас. Низкие уровни речных террас (I—IV) прослеживаются вдоль современной долины р. Памбак.

В зонах поднятий или врезания в антиклинальные перемычки террасы выклиниваются в узкие и высокие ступени или же в единый крутой склон (в случае резкого поднятия). Наглядным примером такого врезания является ущелье Гюлладаген, рассекающее поперек Базумский хребет. Ущелье образовано интенсивной регрессивной эрозией двух противоположно текущих рек — притоков Палеопамбака (на юге) и Палеодзорагета (на севере). Усиливающиеся тектонические поднятия на этом участке привели сперва к перехвату и, таким образом, обезглавливанию древних долин Палеопамбака и Палеодзорагета, а далее в результате резкого понижения базиса эрозии долины р. Куры к образованию эпигенетического ущелья Гюлладаген, где наряду с вулканогенно-осадочными, сильно дислоцированными породами пропилены также гранитоидные интрузии. Образование этого ущелья, приведшего к перестройке общего плана гидрографической сети северной части Армянской ССР, теснейшим образом связано с циклом глубинной эрозии лавовых потоков, занимавших долину р. Палеодебед.

Долина р. Дебед — одна из глубочайших долин Армянской ССР. В долине наблюдается редкая для Армении морфология — наложение двух разнотипных и разновозрастных долин в едином плане. Древняя, дочетвертичная долина имела очень широкий и глубокий ящикообразный профиль с хорошо развитыми уровнями эрозионных террас. Число их, судя по сохранившимся фрагментам на высоких склонах, достигает 6. Наиболее высокие уровни переходят в денудационные ступени и водораздельные уровни выравивания.

Новый, четвертичный цикл эрозии начался после излияния долеритовых базальтов, проникших в долину со стороны Мокрых гор через Лорийское плато. Они залили дно долины Палеодебед и древнюю синклинальную долину р. Марц, левого притока р. Дебед. Современная долина р. Дебед врезана как в описанные лавы, мощность которых достигает 300 *м*, так и в подстилающие их галечники древнего русла Палеодебед и дислоцированные отложения мезозоя. Максимальная глубина четвертичного врезания достигает 350 *м*. Профиль четвертичной долины, вложенной в Палеодебед, резко отличается от последней. Четвертичная, современная долина — это каньон — ущелье местами эпигенетического типа. Обычно на склонах каньона выступают узкие скульптурные уступы отдельных лавовых потоков. Поверхность лавового покрова, занимающего плоское дно долины Палеодебед, представляет собой пологое, слегка волнистое плато, переходящее то в одну, то в другую сторону каньона, врезанного в лавовый покров. Вниз по течению лавовый поток, постепенно понижаясь, у с. Ламбалу погружается под аллювий р. Дебед. Далее река, до впадения ее в р. Храми, течет по широкой аллювиальной равнине. Быстрое уменьшение глубины каньона и погружение лав под аллювий реки указывают на процесс интенсив-

ного опускания Куринской котловины и соответственно интенсивное поднятие Базумского хребта.

Долина р. Агстев проходит по ряду участков, различных по морфологии и возрасту. В области верхнего течения река занимает широкую древнюю долину близширотного простирания, а затем меняет его на северо-западное и проходит по молодой долине V-образного террасированного профиля. У г. Дилижан долина открывается в древнюю котловину, в которой выделяется серия высоких эрозионных и низких аккумулятивных террас. Между городами Дилижан и Иджеван долина р. Агстев расположена косо по отношению к простиранию складок, и широкие террасированные участки (у с. Куйбышев) чередуются с ущельями, врезанными диагонально в антиклинории. Ниже г. Иджевана долина расширяется, а склоны выполаживаются; выходя в пределы Куринской котловины, река образует мощный веерообразный конус выноса.

В долине р. Агстев хорошо прослеживаются 4—5 уровней террас, имеющих максимальную высоту 60 *м*. Имеются и более высокие уровни, почти достигающие водораздельных плато — древних уровней выравнивания, относительные высоты которых над руслом составляют 450 *м* и более. Эти высокие террасы принадлежат древним плиоценовым и доплиоценовым речным долинам, подобно долине р. Памбак, и сохранились там, где имеются синклинальные расширения или же моноклинальные склоны древних куэстовых гряд.

Долина р. Гетик, правого притока р. Агстев, в области верхнего и частично среднего ее течения расположена во внутригорном синклинальном прогибе между Арегунийским и Мургузским хребтами. На юго-востоке за перевалом на территории Азербайджанской ССР находится другой межгорный прогиб, располагающийся кулисообразно относительно первого. Обе котловины располагаются в единой межгорной широкой долине, разделенной ступенчато-террасированным выступом на участке замыкания овальных синклинальных прогибов. В котловине верхнего течения р. Гетик имеется серия древних террас, имеющих обратный уклон, соответствующий уклону дна древней долины, в направлении на юго-восток, в зону более крупного синклинория Башкенд-Дастафюрт. Нижнее течение р. Гетик, начиная от с. Мартуни до впадения ее в р. Агстев, проходит в глубокой эрозионной долине, приуроченной к крупному сбросу, проходящему вдоль склона Мургузского хребта.

Долина р. Мармарик в области верховья имеет V-образный эрозионный профиль, который в среднем и нижнем течении, постепенно расширяясь, приобретает ящикообразную форму. Морфология долины обусловлена молодыми сбросовыми нарушениями, образующими депрессию наподобие косого грабена, который, простираясь дальше в верховья р. Раздан, присоединяется к Малосеванскому грабену. Мощность песчано-галечных аллювиальных накоплений вниз по течению сильно возрастает и достигает максимума у впадения р. Мармарик в р. Раздан, т. е. на участке новейшего погружения Мармарик-Малосеванского грабена. В долине реки имеется всего четыре террасы. Максимальная высота четвертой террасы над аллювиальной поймой 35—40 *м*. Долина в целом имеет очень молодой морфологический облик средне-верхнечетвертичного времени.

ОБЛАСТЬ ЮЖНЫХ ХРЕБТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Область отличается сложным морфоструктурным строением. Наиболее высоким является Зангезурский хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении. Средняя высота водораздельной зоны состав-

ляет 3200—3500 *м*, а отдельные вершины достигают высоты 3700—3900 *м*.

Зангезурский хребет — понятие чисто орографическое. В общем морфоструктурном плане хребет слагается из отдельных складчатых и складчато-глыбовых горных сооружений Айоцдзорского, Баргушатского и Мегринского хребтов, которые отличаются структурно-морфологическими особенностями, скоростью и типом новейших тектонических движений. Настоящим типом глыбовых гор, характерным для массивных, так называемых «горных штоков», является Мегринский хребет, охватывающий южную часть Зангезурского хребта. Он сложен целиком из гранитоидов Мегринского плутона. Баргушатский хребет характеризуется складчато-глыбовой морфологией. Он сложен вулканогенно-осадочными, сильно дислоцированными породами палеозоя, несогласно перекрытыми эоценом. Складчатые структуры хребта разбиты многочисленными дизъюнктивами на отдельные блоки. Глыбовая структура хребта обусловливается наличием здесь гранитоидов. Айоцдзорский хребет характеризуется большей частью пологой складчатостью там, где развиты вулканогенные и частично осадочные серии верхнего палеогена. В западной части хребта развиты сильно дислоцированные породы палеозоя, подверженные интенсивному воздействию экзогенных процессов в аридных условиях.

В зону южных хребтов Малого Кавказа входит также ряд небольших хребтов и горных отрогов юго-западной Армении. Наиболее значительными из них являются Урцкий, Ераносский и Вохчабердский хребты. Урцкий хребет сложен палеозойскими известняками, песчаниками и другими осадочными сериями пород, образующими пологие складки, в свою очередь разбитые многочисленными сбросами на отдельные глыбы. Ераносский хребет характеризуется интенсивно складчатой, разбитой сбросами структурой. Сложен хребет туфогенными, флишеподобными породами палеогена и известняково-мергелистыми породами мела. Отроги этих хребтов, переходящие в зону предгорий Среднеараксинской котловины, под воздействием экзогенных процессов превращены в типичные аридно-скульптурные, напоминающие бедленд, горы. Вохчабердский хребет слагают вулканогенно-обломочные породы неогена, образующие здесь пологие складки, нарушенные крупными дизъюнктивами. Хребет имеет пологоскладчатую глыбовую морфологию.

Область южных и юго-западных хребтов Малого Кавказа по своему структурно-морфологическому строению делится на три комплекса:

1. Южно-Зангезурский горный узел, состоящий из Мегринского, Баргушатского и Капутджух-Егасарского складчато-глыбовых массивов.

2. Северо-Зангезурский горный узел, состоящий из складчатого Айоцдзорского хребта и слабо складчатого с инверсионными формами рельефа Салвард-Агдабан-Амулсарского массива.

3. Юго-западный горный узел, состоящий из Урцкого, Ераносского и Вохчабердского хребтов.

Южно-Зангезурский горный узел принадлежит к наиболее высоким горам системы всего Малого Кавказа. Южная половина его представляет собой узкий, высокий хребет со скалистыми зазубренными вершинами, сложенный гранитоидами. Вершинная зона хребта (горы Капутджух, Егасар, Тассар) и водораздельные гребни неоднократно подвергались четвертичному оледенению, следы которого морфологически не сохранены, однако флювиогляциальные фации, развитые на предгорьях хребта, свидетельствуют о существовавшем здесь большом оледенении в нижнеплейстоценовое время. Мощные валунно-галечные накопления флювиогляциального генезиса, состоящие из пород Капутджухского

массива, распространены на высоком плато Дуздаг, в Нахичеванской котловине, в области верховья р. Гилян-чай. Плато отделено от крутых обрывистых склонов Капутджух-Егасарского массива глубоким ущельем р. Чананаб. Ущелье возникло в четвертичный период, отделив мощный флювиогляциальный нижнеплейстоценовый предгорный шлейф от области питания — Зангезурского хребта.

В долине р. Вохчи, в Кафанской котловине, на высоких склонах моноклинальных гряд, над верхнеплиоценовыми озерными отложениями диатомитовых глин расположены мощные накопления галечников и суглинков флювиогляциального генезиса, областью питания которых (судя по петрографическому составу галечников) являлся Капутджухский массив. Указанные флювиогляциальные отложения не имеют морфологической связи с современной долиной р. Вохчи и ее террасами. Эти отложения имеют нижнеплейстоценовый возраст.

Таким образом, по обоим склонам Капутджух-Егасарского массива фиксируются мощные отложения нижнего плейстоцена флювиогляциального генезиса, доказывающие неоспоримость существования в это время оледенения высокогорной зоны Зангезурского хребта. По всей вероятности, Зангезурский хребет подвергался оледенению также и в среднеплейстоценовое время, следы которого сохранены лишь в виде небольших островков, сильно размытых морен (суглинки с валунами) на водораздельных гребнях восточных горных отрогов Зангезурского хребта. Следы же верхнеплейстоценового, последнего оледенения сохранены отчетливо. Так, на вершинах хребта имеются многочисленные кары и кароиды, а котловины выпахивания заполнены талой снеговой водой; верховья рек Вохчи и Гехи расположены в коротких и глубоких трогах с моренными накоплениями на дне. В гребневой зоне хребта, с древнегляциальными формами сильно развиты процессы морозного выветривания, нивации и солифлюкции.

Формы высокогорного интенсивно расчлененного рельефа распространены также на среднегорном поясе хребта до высоты 2000—2500 *м*.

Мегринский хребет имеет близкое к широтному СЗ-ЮВ простирание. Сложен хребет в основном гранитоидами, за исключением восточной части, где преобладают метаморфизованные породы палеозоя. Имея массивное строение, хребет является составной частью Южно-Зангезурского горного узла. Для Мегринского хребта характерны два типа экзогенного рельефа: эрозионно-гляциальный, развитый на высоких северных склонах и на гребневой полосе хребта, и аридно-денудационный — типичный для склонов южной экспозиции. Речные долины, рассекающие склоны хребта, имеют глубокие водосборные бассейны и узкие V-образные профили. На южных предгорьях, между оврагами и долинами, располагаются останцовые денудационные столовидные плато, состоящие из миоплиоценовых озерных и аллювиально-пролювиальных отложений. Особенно рельефно они выделяются над долиной р. Мегригет, в районе сс. Курис, Гудемнис, Нор-Аревик. Морфология этих плато-останцов, в которые врезаны глубокие речные долины, свидетельствует о продолжающемся процессе интенсивного поднятия Мегринского хребта Южно-Зангезурского горного узла. На восточной половине хребта, в области развития палеозойских осадочных пород, имели место глыбовые подвижки по плоскостям омоложенных сбросовых нарушений. Эти движения образовали здесь на древней поверхности планации ряд ступеней, расположенных на отметках 2800, 2300, 2200 *м*.

Баргушатский хребет генетически принадлежит южной половине Зангезурского горного узла. Хребет слагается из осадочных и вулканогенных пород палеозоя, мела и палеогена, среди которых располага-

ного оледенения. На пологих ступенях плато преобладают экзарационные уровни выветривания среднеплейстоценового, очевидно, горно-покровного оледенения. Выше, на склонах вершин хорошо сохранены кары и кароиды.

Айоцдзорский хребет является западным, крупным отрогом Северо-Зангезурского горного узла и делится на две части: а) восточную — наиболее высокую часть (массивы Гоги и Агдабан), сложенную комплексом вулканогенных пород Северо-Зангезурского узла и по морфологическому строению почти не отличающуюся от него, б) западную часть, сложенную известняками, мергелями палеозоя, мела и вулканогенно-осадочными породами эоцена. Складки имеют общекавказское простирание и осложнены сбросами. Складчато-глыбовый рельеф значительно эродирован в условиях сильно аридного климата. Образованы скульптурные формы — поперечные или диагональные к структурам хребты и речные долины, ступенчато-деформированные денудационные ступени.

Западная часть Айоцдзорского хребта по своей морфоструктуре очень сходна с соседними Урцким и Дагнинским хребтами, расположенными уже в аридной зоне Среднеараксинской котловины.

Юго-западный горный узел сложен породами палеозоя, триаса, верхнего мела, палеогена и неогена. Палеозойские породы представлены известняками, глинистыми сланцами, триасовые — известняками, песчаниками; верхнемеловые — известняками, вулканогенными породами, песчаниками и конгломератами; палеогеновые — известняками, песчаниками, туфогенами и глинами; неогеновые — вулканогенными и молассовыми образованиями. В области широко развиты продольные разрывы, что определило ее структурно-глыбовое строение. Главнейшими морфологическими единицами этой области являются Урцкий, Ераносский и Вохчабердский хребты.

Урцкий хребет сложен чередующимися известняками, сланцами и мергелями палеозоя, которые в структурном плане составляют часть северо-восточного крыла, раздробленного на глыбы Среднеараксинского герцинского свода. На предгорьях свода, в зоне Урцкого, частично Айоцдзорского хребтов и горных отрогов, расположенных в верховьях рек Веди и Аргичи, образовались концентрические гряды, приуроченные к плоскостям разломов и чередующихся свит различной эрозионной устойчивости.

Несмотря на интенсивные аридно-денудационные процессы, основные черты древних куэст на Урцком хребте сохранены. Крутые юго-западные и пологие северо-восточные склоны трех куэстовых гряд протягиваются от Волчьих ворот до верховьев р. Веди и правых притоков р. Арпа. На склонах, обращенных к Араратской котловине, интенсивно развиты овраги, селевые долины и их конусы выносов, формы, напоминающие бедленд, и другие, свойственные аридным областям, а также древние, ныне полностью дренированные карстовые формы.

Ераносский хребет характеризуется структурным рельефом антиклинально-сбросового строения. Сложен мергелями, известняками и флишевыми породами мела и палеогена. На водораздельной зоне и высоких склонах хребта имеются расчлененные эрозией деформированные денудационные ступени. Более низкие склоны и предгорья сильно эродированы и отличаются развитой овражной сетью. На участках распространения флиша и мергелистых известняков рельеф становится сходным с бедлендом.

Вохчабердский хребет занимает морфологически промежуточное положение между складчатыми хребтами Малого Кавказа и вулканическим нагорьем Армянской ССР. Хребет сложен вулканогенно-пролювиальной мощной толщей, состоящей из туфобрекчий, конгломератов,

межформационных покровов базальтов, туффитов, туфопесчаников (вохчабердская толща) понтического возраста. Вохчабердская толща с большим угловым несогласием залегает на пенепленизированной поверхности предыдущих дислоцированных отложений, включая и вулканогенную толщу верхнего палеогена. Слагающие хребет породы слабо дислоцированы, разбиты крупными сбросами по обоим склонам хребта,

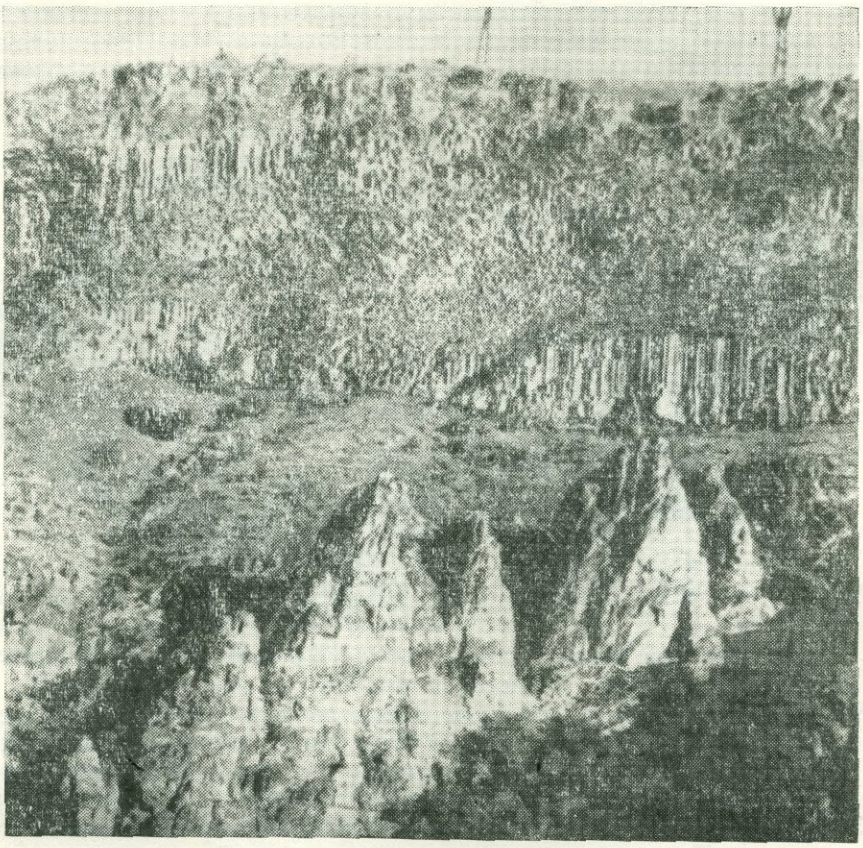


Рис. 56. Выступы Вохчабердской толщи и столбчатых лав в долине р. Арпа. Фото Г. К. Габриеляна

вследствие чего массив приобрел глыбовую структуру приподнятой горст-синклинали (рис. 56).

На водораздельной зоне развита широкая денудационная поверхность, срезающая слои вохчабердской толщи. Эта поверхность, или «Вохчабердский пенеплен», располагается на западе, на высоте 2200 *м*, постепенно к востоку возвышается и уходит под лавовые покровы Гегамского нагорья. Крутые и обрывистые склоны Вохчабердского хребта приурочены большей частью к сбросам. Многочисленные древние — стабилизированные и современные активные оползни окаймляют склоны и подошву Вохчабердского хребта. Кроме того, обрывисто-ступенчатые склоны очень глубоко и густо расчленены овражной сетью, образующей пролювиальные шлейфы предгорья.

Речные долины и межгорные котловины южных хребтов Малого Кавказа принадлежат бассейну р. Аракс с ее главными притоками: р. Воротан с притоками Сисиан, Горис, р. Веди с притоками Хосров,

р. Арпа с притоками Элегис, Салли, р. Вохчи с притоками Гехи, р. Мегри и др.

Долина р. Воротан представляет собой чередование глубоких ущелий и расширенных котловин синклинально-сбросового строения. На всем протяжении долина реки имеет резко выраженный асимметричный профиль. Левый обрывистый борт слагается мощными лавовыми покровами Сюникского вулканического нагорья, а правый, крутой склон, расчлененный поперечными многочисленными оврагами и притоками, древними осадочными и вулканогенными интенсивно дислоцированными породами палеогена, мела и юры. В межгорных котловинах

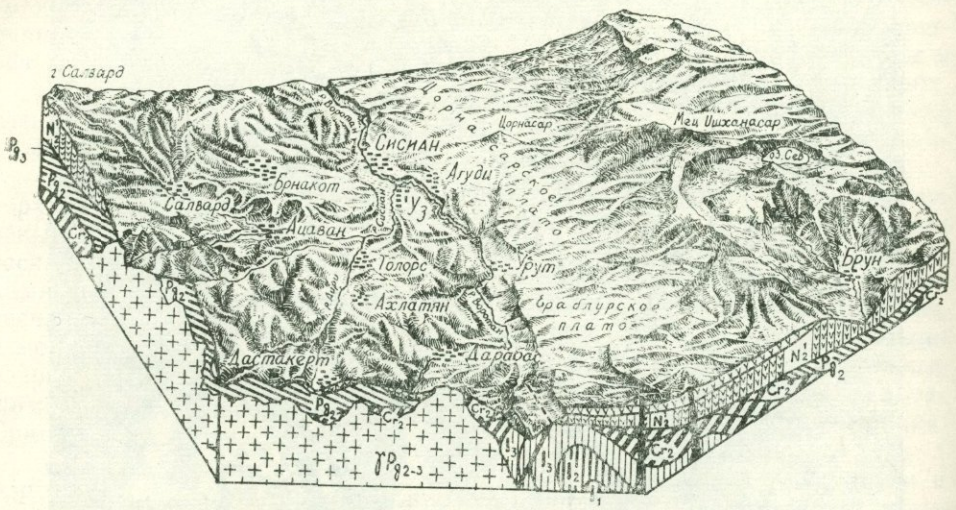


Рис. 57. Блок-диаграмма бассейна среднего течения р. Воротан (составил С. П. Бальян)

р. Воротан и ее притоки образуют широкую сеть террас и пойму с хорошо развитыми меандрами, выработанными в легкоразмываемых породах диатомитовых глин миоплиоцена. По краям котловин имеется много сбросовых нарушений, к которым приурочены многочисленные оползни, захватившие диатомитовые глины и перекрывающие их лавовые покровы. Помимо древних озерных отложений, в этих котловинах имеются мощные накопления аллювия и флювиогляциальных отложений.

Акнадаштская котловина, расположенная в области верховья р. Воротан между селениями Базарной и Борисовка, представляет собой широкую равнину, где река образует спокойные меандры среди аллювиальных и флювиогляциальных песков.

Ангехакотская котловина расположена в 15 *км* ниже Акнадашатской. Между ними находится глубокое ущелье — каньон, врезанное в лавы и подстилающие их порфириты юры. Ниже Ангехакотской чаши широкие ступени террас смыкаются в глубоком асимметричном ущелье, *заложенном по контакту лав и вулканогенных пород эоцена.* Вниз по течению это узкое ущелье резко расширяется и открывается в Сисианскую котловину. Здесь р. Воротан принимает крупный левый приток — р. Сисиан (рис. 57).

Долина р. Сисиан приурочена к пологой синклинали, выполненной диатомитовыми отложениями и аллювием, непосредственно связанными с диатомитами Сисианской и Ангехакотской котловины. В Сисианской котловине р. Воротан образует наибольшее число террас, врезанных

в диатомитовую толщу. Вниз по течению долина постепенно суживается, отложения диатомитов выклиниваются и река снова входит в постепенно углубляющееся ущелье, имеющее сначала широтное, а затем юго-восточное направление. Глубина ущелья у с. Яйджи 650 *м*, а вниз по течению, где река прорезает Галидзорскую антиклиналь узким ущельем антецедентного типа, достигает у дер. Татев глубины свыше 700 *м*. Ниже по течению ущелье расширяется, особенно после слияния р. Воротан с р. Горис, откуда каньон р. Воротан принимает ящикообразный профиль с широкой поймой и меандрами. Еще ниже долина расширяется и р. Воротан, соединяясь с р. Акера, образует обширный конус выноса и впадает в р. Аракс.

Река Вохчи в верховьях занимает глубокий трог, на дне которого имеются мощные моренные отложения. Вниз по течению река проходит в широкой и глубокой долине с хорошо выделенными шестью эрозионными террасами с максимальной высотой верхнего уровня в пределах 250—270 *м*. В Кафанской котловине и далее вниз по течению долина расширяется за счет древних куэст и легко размываемых диатомитовых глин и флювиогляциальных суглинков.

Долина р. Мегри, подобно долине р. Вохчи, имеет очень крутое падение. На всем своем протяжении она врезана в гранитоиды Мегринского плутона. Развиваясь в условиях аридного климата, река имеет селевой характер режима и образует у слияния с р. Аракс мощный пролювиальный конус выноса. Аналогичное морфологическое строение имеет ряд притоков Аракса (Карчеван, Алдара, Нювади, Агарак, Вагравар и др.), стекающих со склонов Мегринского хребта.

Река Арпа занимает обширный бассейн, расположенный между Варденисским, Северо-Зангезурским и Айоцдзорским хребтами. Весь бассейн разделяется на три различные структурно-морфологические области, в соответствии с чем и профиль долины р. Арпа и ее притоков — Элегис, Терп, Салли — меняется.

Верховье долины р. Арпа расположено в троге, врезанном в Айлахское (Алагеллярское) вулканическое плоскогорье. Затем река поворачивает на юго-запад, протекая в глубоком ущелье, заложенном в контакте лавового потока и древних вулканогенно-осадочных пород. Такое строение долины сохраняется до с. Чайкенд. В среднем течении реки направление долины резко меняется на юго-восточное, близкое к широтному.

Долина реки совпадает с мульдой обширного синклинория, по оси которого прослеживаются следы верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовой гидрографической сети в виде обширных высоких галечниковых плато. Таковыми являются Ахавнадзорское и Заритапское плато в западной части котловины и отдельные галечные поля в области верховьев рек Элегис, Джул, Терп. В эти древние отложения галечников врезаны молодые террасы р. Арпа. Литология отложений указывает на их флювиогляциальный генезис. Галечные накопления в зоне перевалов, т. е. на участках поднятий, поперечных к синклинали, сменяются эрозионными ступенями древних террас. Продолжение долины пра-Арпа можно проследить по этим уступам через перевальную седловину поперечного поднятия на северо-запад в соседнюю синклинальную мульду долины р. Шагап, левого притока р. Веди. Вымирание долины пра-Арпа началось вследствие поперечного поднятия упомянутой перемычки и образования нового глубокого эпигенетического ущелья Арацодзор (Джанам-дараси), врезанного в Урцкий хребет в результате понижения Среднеараксинской депрессии, резко переменившей направление долины р. Арпа (рис. 58).

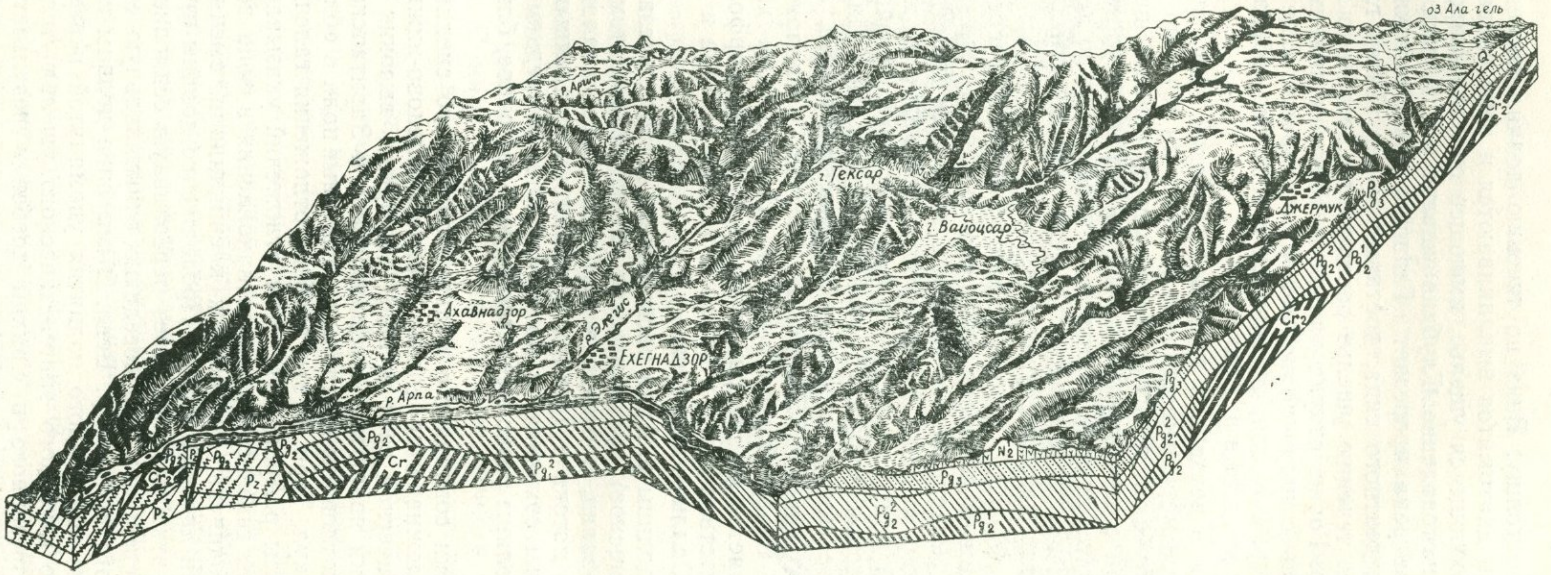


Рис. 58. Блок-диаграмма бассейна правобережья р. Арпа (Ехегнадзорская котловина). Составил С. П. Бальян

Долина реки Веди на всем протяжении образует коленообразные перегибы, соответствующие синклинальным мульдам северо-запад — юго-восточного простирания, в которых долина имеет ящикообразный, террасированный профиль и поперечные или диагональные к складкам участки молодого врезания с узкими ступенями эрозионных террас. На участках синклиналей — с. Азизкенд — гора Цртут — с. Чиманкенд, в месте слияния с р. Шагап долина р. Веди имеет древний, хорошо выработанный профиль с очень высокими террасами до восьми уровней, которые по перевальным седловинам или по остаткам древних, ныне расчлененных куэст переходят в соседние речные долины бассейнов р. Азат на северо-западе и р. Аракс на юго-востоке. Поперечные или диагональные к структурам молодые ущелья образованы в результате резкого понижения базиса эрозии предгорья Араратской котловины, приведшей к интенсивной регрессивной эрозии боковых притоков древних долин и образованию перехватов и обезглавлению древнего стока.

ЗОНА ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАГОРИЙ И ПЛАТО

Эта зона занимает почти половину территории Армянской ССР, простираясь от Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья на юго-восток до Сюникского (Карабахского) нагорья. Наряду со свежими формами вулканизма здесь распространены также реликтовые формы его, подвергшиеся деструкции. Под лавовыми покровами погребены обширные области пенепленизированного складчато-глыбового фундамента, часть которого по генезису принадлежит системе Малого Кавказа, а часть к более древнему герцинскому фундаменту. Между этими различными морфоструктурными областями расположены крупные синклинально-сбросовые депрессии.

Собственно вулканическое нагорье разделяется на три основных морфоструктурных типа:

1. Щитовидные массивы на гетерогенном пенепленизированном основании складчато-глыбовых структур.

2. Лавовые покровы, развитые на слаборасчлененном основании пологоскладчатых и разбитых сбросами структур.

3. Литоскульптурные и лавовые денудационные плато, сложенные из пологоскладчатого вулканогенно-обломочного комплекса неогена.

К первому типу относятся крупные вулканические массивы, деформированные тектоническими движениями и подверженные воздействию деструкции — Мокрые горы, Абул-Самсарская система, Гукасянские горы, Арагацкое, Гегамское, Варденисское и Сюникское нагорья; ко второму типу — плато и плоскогорья, покрытые мощными покровами лав, главным образом плиоцен-четвертичного возраста: Гукасянское, Ахалкалакское, Цалкинское, Лорийское, Апаранское, Кармрашенское, Октемберянское, Егварт-Котайкское, Ератумберское, Айлахское, Сисианское, Ераблурское и другие; к третьему—отдельные площади описанных выше плато-плоскогорий, где глубоким денудационным срезом вскрыто основание эффузивного комплекса антропогена или же останцовые древние денудационные возвышенности плато.

Наиболее древними формами нагорья являются литоскульптурные денудационные плато, сложенные туфобрекчиями, конгломератами и лавовыми брекчиями (вохчабердская толща), а также останцовые денудационные плато, сложенные внутриформационными лавами. Весь этот комплекс и подстилающие его более древние дислоцированные отложения срезаны пенепленом, слагая основание антропогенового эффузивного комплекса вулканического нагорья Армянской ССР.

Фундамент иногда выступает на дневную поверхность из-под потоков и покровов лав в виде экзотических утесов или денудационных плато на высокогорных зонах крупных вулканических сооружений или же на их предгорьях. До излияния антропогенового эффузивного комплекса описанный пенеплен был значительно расчленен эрозией. Само основание имеет гетерогенное строение. Подобно складчатым и складчато-глыбовым краевым цепям Малого Кавказа, для подлавового фундамента характерно развитие кулисообразно расположенных структур общекавказского простирания, по швам которых фиксируются продольные разломы. Долавовая речная сеть приурочивалась к разрывным нарушениям и литологическим контактам, создавшим наиболее благоприятные условия для глубинной эрозии. В ряде случаев (на северо-восточной части подлавового рельефа Гегамского нагорья) горные кряжи, расположенные между ними, подобно краевым хребтам Малого Кавказа, имели асимметричный, моноклинально-куэстовый характер.

В пологих мульдах синклинориев, выполненных вулканогенно-осадочными породами неогена, развивалась спокойная, меандрирующая гидрографическая сеть. В последующие периоды новейшие тектонические движения создали несколько деформированные тектоно-вулканические морфоструктуры на местах древних крупных вулканических сооружений, каковыми являются Мокрые горы, Абул-Самсарская система, гора Арагац, Гегамское, Варденисское, Южно-Севанское, Сюникское нагорья и т. д. Расположенный обычно наискось к структурам фундамента весь верхний структурный этаж пологих «больших складок» по швам древних, но омоложенных разломов, в неогене, а затем и в антропогене испытывает тектонические движения разного направлния.

Неотектонические подвижки на вулканическом нагорье, помимо геоморфологических, фиксируются также литофациальными особенностями. Характерной чертой вулканогенно-обломочных отложений типа вохчабердской и подобных ей свит является смена континентальных фаций от конгломерато-молассового типа (в синклинальных прогибах) к туфобрекчиям (в области плато) и лавовым брекчиям (в области растущих антиклинально-горстовых поднятий), увенчанных в замковых частях экструзиями, липарито-дацито-обсидианового состава. Такая смена фаций в морфоструктурах пологих, сводообразных «больших складок» указывает на рост поперечных поднятий с интенсивным оживлением эрозии и вулканизма.

Дальнейшие тектонические движения приводят к возникновению новых и омоложенных древних разрывных нарушений, разделяющих субстрат на отдельные глыбы. Дифференциальные движения глыб способствовали проникновению на дневную поверхность андезитовых и андезито-базальтовых лав по глубоким разломам и образованию покровных лавовых плато и мощных вулканических сооружений. Огромные массы лав, излившиеся главным образом из трещин, залили обширные территории вулканического нагорья Армении, а также значительную часть межгорных прогибов.

Эффузивный покров в зоне крупных тектоно-вулканических массивов имеет резко различную мощность. Эти массивы, которые внешне кажутся монолитными, имеют гетерогенное тектоническое строение.

Тектоно-вулканические массивы. *Массив Арагац* разделен зоной разлома приблизительно по линии рек Манташ — Амберд на два обособленных структурно-геологических комплекса. Северо-восточный комплекс входит в состав сильно дислоцированных пород Цахкуняцкого хребта, а южная и юго-западная половины слагаются мощной неогеновой толщей моласс, покрытой эффузивными породами огромной мощности (рис. 59).

Гегамское нагорье также состоит из двух различных морфоструктурных комплексов. Северная часть нагорья сложена верхнеплейстоценовыми и голоценовыми бугристо-глыбовыми лавами, под которыми непосредственно располагается пенепленизированный древний субстрат Разданского поднятия. Погребенный под лавами рельеф северной половины нагорья представляет наклонную равнину, соединяющую береговую зону оз. Севан с долиной среднего течения р. Раздан. Южная часть Гегамского нагорья сложена в основном вулканогенным комплексом вохчабердской толщи, отличаясь сильно расчлененным высокогорным рельефом с останцовыми древними денудационными плато. Почти аналогичное структурно-морфологическое строение имеют и Варденисский,

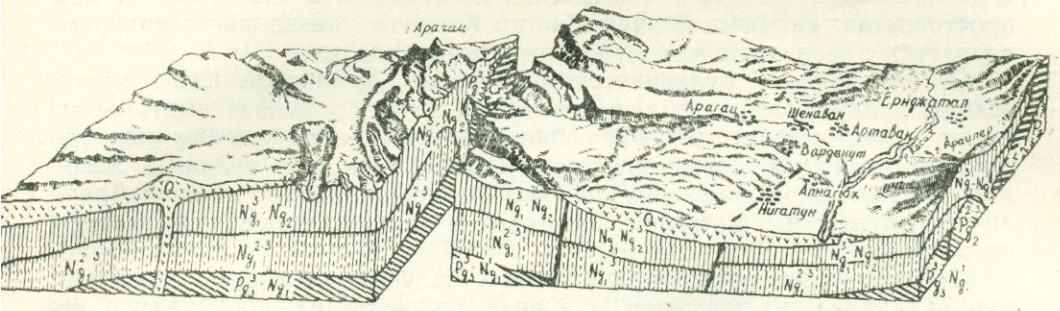


Рис. 59. Блок-диаграмма горы Арагац (составил С. П. Бальян)

Сюникский, Джавахетский массивы высотой более 3500 *м*. Они имеют обычно пологоволнистую поверхность привершинных плато, над которыми возвышаются древние эрозионные останцы экструзивных куполов и частично молодые вулканы. Склоны массивов от привершинного плато к подножию иногда ступенчатые (западные, юго-западные склоны Гегамского нагорья, северные склоны Варденисского хребта и т. д.), иногда пологоволнистые (в случае покрытия верхнеплейстоценовым или голоценовым лавовым чехлом). Крутизна склонов различная; большинство массивов имеет асимметричный профиль (Арагац, Гегамское, Варденисское нагорья). Указанная асимметрия «морфологических сводов» тектоно-вулканических массивов обусловлена гетерогенным строением их фундамента. Тектонические подвижки различных по типу геоструктур морфологически выявляются как бы опрокидыванием части свода подстилаемой складчатыми структурами на глубокопогруженную часть блокового фундамента (под эффузивные надвиги). Эти же подвижки определяют пространственное развитие и основные черты строения разреза неоген-антропогенового чехла описанных тектоно-вулканических массивов, фиксирующиеся небольшими мощностями над жестким фундаментом и наименьшими — над орогенами.

Характерной чертой привершинных плато является развитие пологоволнистых денудационных и экзарационных поверхностей выравнивания, врезанных в вулканогенные отложения нижнего плиоцена — вохчабердская свита. Вохчабердская свита имеет огромное распространение не только в собственном вулканическом нагорье, но и далеко за его пределами. Породами этой свиты были покрыты обширные пенепленизированные области складчатых краевых систем Малого Кавказа, которые снова были выведены на дневную поверхность в результате сноса этой толщи глубинной эрозией, вскрывающей складчатые структуры, прорванные интрузивами.

Возраст уровня выравнивания вохчабердской свиты считается средне-верхнеплиоценовым на основании найденной в коре выветривания этой поверхности пыльцы флоры киммерийского облика. На водоразделах Варденисского и Гегамского нагорий поверхность располагается на отметке 3000—3200 *м* и, погружаясь под лавовые покровы антропогена, появляется в предгорьях и плато, окаймляющих указанные массивы на отметках 2000—2200 *м*. В ряде мест она покрыта озерными отложениями содержащими в себе пресноводную фауну плиоцена. В межгорных депрессиях (Среднеараксинская, Севанская, Южно-Ширакская) поверхность полого погружается под покровы и потоки лав и озерно-аллювиальных отложений. Здесь она вскрывается скважинами на отметках 400 *м* (Араратская котловина), 1000 *м* (Южно-Ширакская котловина) и 1600 *м* (Севанская котловина). В свободных от лав пространствах складчатой цепи Малого Кавказа указанная поверхность сливается с развитыми здесь уровнями выравнивания.

В морфологии вулканического нагорья Армянской ССР, кроме тектоно-вулканических и денудационных типов рельефа, выделяются также вулканические аккумулятивные формы, часть которых подвержена интенсивной деструкции: экструзивные купола и вулканы, лавовые покровы, стратовулканы, лавовые потоки и туфовые покровы, различные эруптивные аппараты, шлаковые и паразитические конусы, гарнитосы и др.

Экструзивные купола приурочены к наиболее высоким частям тектоно-вулканических массивов, а в ряде случаев к их подножиям. Они сложены липаритами, дацитами, обсидианами, перлитами и их пирокластами. Возраст экструзий на основании регионально-геологических данных считается нижнеплиоценовым. Морфологически они представлены останцовыми возвышенностями в виде крупных сильно расчлененных куполов, выступающих из-под потоков и покровов четвертичных лав. Экструзивными куполами высокогорной зоны являются Большой и Малый Спитаксар на Гегамском нагорье, Варденик и Сандухасар на Варденисском хребте, Гумарчах, Гузгунлу на Южно-Севанском хребте и Айлахском плоскогорье, Ельмикли и Легли на Мокрых горах, Ишханасар на Сюникском (Карабахском) нагорье. На склонах описанных массивов расположены экструзивные купола Атис, Гутанасар, Артени, Иринд, Дали-даг и др. Часть экструзивов имеет кальдеры взрыва (Ишханасар, Спитаксар и т. д.). Эти кальдеры вследствие последующих процессов эрозии и экзарации утратили свои первичные вулканические формы.

Лавовые покровы занимают обширные пространства, образуя плато и плоскогорья, волнистоувалистая поверхность которых иногда отражает унаследованные черты палеорельефа. Лавовые покровы развиты на Егвардском, Кармрашенском, Шамирамском, Ераблурском, Лорийском, Апаранском и других плато, где иногда в едином денудационном срезе вскрываются межформационные покровы базальтов и покрывающие их антропогеновые эффузии.

В пределах плато располагаются стратовулканы Араилер, Цхук (Кзылбогаз), Вайоцсар (Далик-тапа), Колгат, Тирин-катар (Кзылзиарат), Какавасар (Кзыл-Лягам) и другие, состоящие из перемежающихся слоев лав и пирокластов. Форма стратовулканов изменяется в зависимости от соотношения количества излившихся лав и выбросов пирокластов. В случае преобладания основных лав формы стратовулканов приближаются к щитовидным (Араилер), при наличии большого количества пирокластов вулканы имеют форму крутых, правильно усеченных конусов (Тирин-катар и др.). Некоторые древние вулканы подверглись интенсивной эрозии и экзарации и превратились в эрозион-

ные кальдеры, внутри которых сохранены жерловые пробки — некки (Араилер) или субвулканические выпучивания (Иликасар), но большинство сохранило свои первичные формы (четвертичные вулканы).

Лавовые потоки и туфовые пласты свойственны большей частью четвертичным образованиям и приурочены к вулканам центрального типа. В отличие от лавовых покровов трещинных излияний лавовые потоки языками протягиваются по речным долинам. Большинство этих долин, занятых лавами, имеют поперечные к структурам направления. Более древние лавовые покровы в общих контурах отражают палеотипный структурный рельеф пологих синклинориев, выполненных пирокластической формацией неогена (вохчабердская свита и ее аналоги).

В зависимости от химического состава лав и их структурно-текстурных особенностей выделяются потоки глыбовой лавы типа «аа» и волнистой лавы типа «пахоэхоэ». Характерной формой поверхности глыбовой лавы является хаотическое нагромождение остроугольных глыб, многочисленные бугры и впадины. Подобная морфология свойственна потокам периферических излияний северо-восточных склонов Арагаца, северных склонов Гегамского нагорья, высокогорного Айлахского и Каркарского (Перинчингилы) плато, потокам вулканов Ахарбахар на востоке Варденисского хребта, Мухортирян в верховье р. Воротан и др. На глыбовых лавах нередко наблюдаются миниатюрные формы кратеров газовых взрывов, называемые гарнитосами. Потоки волнистой лавы спускаются в речные долины языками в 15—20 *км*, иногда 30 *км*. Характерной чертой волнистых лав является их столбчатая отдельность, обнажающаяся в разрезах каньонов рек Азат, Арпа, Воротан, Раздан, Дзорагет и Дебед.

Эруптивные вулканы и шлаковые конусы располагаются цепочкой на замковых частях тектоно-вулканических массивов или же группами на их периферии и склонах. Большинство из них представляет моногенные шлаковые конусы, возвышающиеся над местностью на 250—300 *м*. На них сохранены свежие, почти не затронутые эрозией формы эруптивных аппаратов — кратеры, барранкосы, дайки, большое количество скоплений вулканических бомб, лапиллей, пепла, шлака и т. д. Некоторая часть этих конусов служила центром излияний лавовых потоков и извержений туфов.

Речные долины. Преобладающей формой речных долин зоны вулканического нагорья являются каньоны, врезанные в лавовые покровы. В каньонах текут реки Ахурян, Касах, Раздан, Азат и ряд их притоков. Местами поперечный и продольный профили долин меняются в зависимости от характера эрозионного вреза в подстилающие лавы пород и структур.

Долина р. Ахурян в области верхнего течения проходит по широкой синклинальной котловине, выполненной мощными аллювиальными отложениями, подстилаемыми и частично переслаиваемыми лавовыми потоками. Часть этой котловины занимают оз. Арпи-лич и болота. Река Ахурян, протекая в широтном направлении, образует на этой котловине спокойные меандры и широкую пойму среди болот, затем резко меняет свое направление на юг, врезается в лавы и образует каньон почти до г. Ленинакана. В Ленинаканской котловине река образует серию широких эрозионных террас, врезанных в озерные отложения и перекрывающие их туфы (рис. 60). Особенно хорошо выражены террасы на правобережной части котловины. Здесь выделяются пять уровней террас. Наиболее хорошо сохранена IV терраса высотой 40—45 *м*, на которой расположена большая часть города Ленинакана. Южнее города терраса постепенно суживается: после слияния с р. Карс-чай котловина замыкается. Ниже с. Агин снова появляется постепенно углубляющийся

каньон, который вниз по течению образует ряд коленообразных перегибов, обусловленных разрывными нарушениями в долеритовых базальтах. До впадения в р. Аракс р. Ахурян не выходит из каньона.

Долина р. Касах в верхнем течении занимает широкую котловину, занятую аллювиальными и флювиогляциальными (северные склоны горы Арагац) наносами. Ниже по течению, у селений Кондаксаз и Апаран, река входит в каньон, врезанный в периферические излияния дацитов Арагаца.

В каньоне вскрыт контакт лав и подстилающих песчано-суглинистых флювиогляциальных отложений, откуда выступают мощные родники, служащие источником постоянного питания реки. Ниже с. Апаран р. Касах протекает в котловинах, выполненных озерными флювиогляциальными отложениями, в которых образует сеть эрозионных террас и местами широкую заболоченную пойму. Вниз по течению, принимая правый приток р. Гехарот, р. Касах снова врезается в лавы, пропиливая постепенно углубляющийся каньон, достигающий на участке переплетения лавовых потоков Арагаца и Араилер, у с. Сагмосаван, 150 *м*. В начале каньона, около с. Апнегюх, обнажаются озерно-флювиогляциальные дислоцированные среднеплейстоценовые пески, перекрытые лавами и туфами. Последние в свою очередь покрываются серией флювиогляциальных галечников и песков последнего оледенения Арагаца. В наиболее глубокой части каньона обнажается 10—12 ярусов лав и 2—3 туфовых пласта, образующих скульптурные уступы на стенах каньона. Между с. Мугни и г. Аштарак р. Касах поперечно врезана в растущую антиклиналь, образуя каньон антецедентного типа, глубина которого вниз по течению постепенно уменьшается; у с. Франганоц каньон открывается в Араратскую равнину, где образует мощный конус выноса.

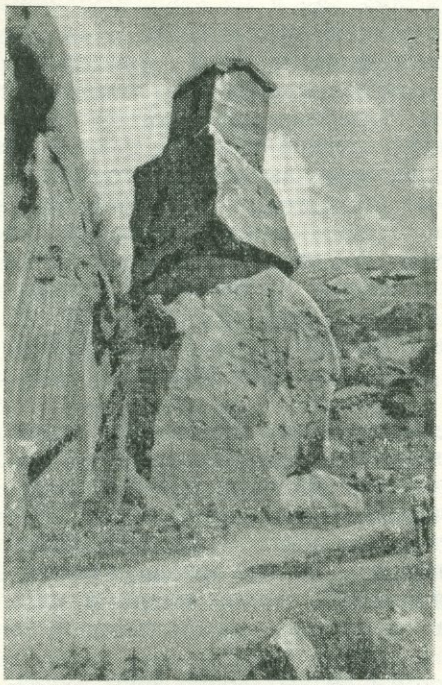


Рис. 60. Туфовый останец в долине р. Ахурян у с. Мармашен. Фото Г. К. Габриеляна

Долина р. Раздан резко делится на три участка: верхнее течение, включающее также долину р. Мармарик, среднее течение — каньон реки и нижнее течение — террасированные равнины и конус выноса.

Бассейн верхнего течения занимает западную половину обширной тектонической впадины — Мармарик-Малосеванского грабена, выполненного мощным аллювием и лавами. Реки Раздан и Мармарик здесь образуют широкую пойму и меандры. Среднее течение реки представляет собой глубокий каньон, протягивающийся от с. Атарбекян до южной части г. Еревана. Вначале каньон врезан по контакту лавовых покровов Гегамского нагорья и осадочных интенсивно дислоцированных пород Цахкуняцкого хребта. В этой части, до с. Кахси долина реки имеет обусловленный сбросом и литологическим различием асиммет-

ричный профиль. Начиная от с. Кахси, по обоим бортам долины появляются лавы, которые в каньоне образуют ряд ступенчатых уступов.

Каньон р. Раздан под углом пересекает ряд складок общекавказского простирания, в связи с этим продольный и поперечный профиль долины изменяется, переходя от каньонообразных ущелий в террасированные асимметричные котловины. Вдоль этих котловин, а иногда и вдоль ущелья прослеживается много молодых сбросов. Там, где эрозией вскрыты глинисто-мергелистые осадки миоцена, подстилающие лавы, появляется множество оползней, охвативших не только осадочные породы, но и лавы. Образуются ступенчатые склоны оползневых псевдотеррас с накоплением на них большого количества обломков эффузивных пород.

В нижнем течении р. Раздан протекает по современным и древним наносам. В черте г. Еревана, в разрезе каньона, отчетливо видно налегание столбчатых лав на древнюю галечную террасу, в которую врезана река. Ниже города, входя в пределы Араратской котловины, река быстро разгружается от наносов.

Долина р. Азат берет начало в высоких восточных склонах Гегамского хребта. Верхний левый приток ее — р. Деве-гюзи начинается из глубокого ледникового цирка, вложенного в липариты горы Спитаксар; ниже по течению трог быстро кончается, и река врезается в туфобрекчии и лавовые брекчии вохчабердской толщи, образуя очень глубокое V-образное ущелье. Затем река поворачивает на северо-запад, совпадая с осью древней Гелайсорской синклинальной долины. Внутри синклинали имеется, подобно описанной ранее долине р. Веди, широкая сеть древних террас, вложенных в слабодислоцированные породы вохчабердской свиты. Далее по разлому, секущему крыло синклинали, река образует глубокое асимметричное ущелье и, принимая свой главный приток р. Гохт, устремляется на юго-запад по склонам Гегамского нагорья, в сторону Араратской котловины. В этой части долина врезана в контакт между лавами гарнийского потока и осадочными породами мела и палеогена Ераносского хребта.

Ущелье р. Азат — одно из красивейших в Армении. Здесь выступают останцовые плато и высокие ступенчатые обрывы лав с великолепной столбчатой отдельностью. Несколько ниже с. Гарни, вниз по течению, ущелье суживается и становится почти непроходимым. Обнажаются подстилающие лавы флишеподобные осадки. На дне долины нагромождены обрушившиеся со стен глыбы и обломки базальтов. Далее глубина ущелья уменьшается и, наконец, у подножия западных склонов Гегамского нагорья переходит в обширный пологовыпуклый аллювиопролювиальный конус выноса.

ЗОНА МЕЖГОРНЫХ ДЕПРЕССИЙ

Зона характеризуется аккумулятивным рельефом равнин, озерными, аллювиально-делювиальными отложениями, иногда перемежающимися с лавами и туфами. Большей частью к таким типам депрессий синклинально-сбросового строения относятся Араратская, Севанская, Ширакская (Ленинаканская), Арпиличская (Верхнеахурянская) котловины.

Ширакская котловина расположена между Ширакским хребтом и горой Арагац. Основание ее сложено вулканогенно-осадочной толщей эоцена, моноклинально погружающейся к югу под мощные отложения туфобрекчий и конгломератов вохчабердской толщи. Последняя в свою очередь несогласно перекрывается озерными и аллювиальными отложениями плиоцена и плейстоцена, переслаиваясь с туфовыми пластами.

Наибольшая мощность неогеновых и антропогеновых отложений отмечается в юго-западной части котловины, почти на склонах Арагаца. Ближе к центру котловины мощность наносов уменьшается. Недалеко от г. Ленинакана в долине р. Ахурян, у с. Капс, непосредственно под туфами и небольшой толщей озерных песков обнажаются эоценовые туфопесчаники, полого падающие на юго-юго-восток.

На склонах Ширакского и Памбакского хребтов, окаймляющих котловину с севера и востока, развиты валунно-галечные отложения типа советашенских. Они составляют моноклинальные денудационные плато, погружающиеся на юго-запад в сторону Ленинаканской котловины. По окраинам плато вдоль склонов Ширакского хребта фиксируются нарушения сбросово-флексурного характера. Другой сброс северо-запад — юго-восточного простирания прослеживается на южной окраине котловины, пересекающей под острым углом долину р. Ахурян между селениями Агин и Баяндур. Таким образом, современные контуры Ширакской котловины морфологически овальной формы не отображают истинное структурное строение, которое представляет собой наклонную к югу синклиналь — грабен неправильной трапецоидальной формы.

Котловина разделена долиной р. Ахурян на две части. Западная (правобережная) находится на территории Турции. Она представляет собой широкотеррасированные ступенчатые равнины и плато, сложенные мощными озерными отложениями, в которые врезаны террасы р. Карс-чай, правого притока р. Ахурян. По окраинам котловины возвышаются высокие уступы, переходящие в обширное Карсское плоскогорье. Последнее представляет собой древний пенеплен, врезанный в туфобрекчии типа вохчабердской толщи и внутриформационные базальты.

Левобережная часть котловины (Ленинаканская равнина) — это плоская равнина, покрытая элювием. По окраинам равнины выступают террасы р. Ахурян и денудационные ступени, сложенные озерными отложениями. В разрезах этих отложений вскрываются две разновозрастные серии: нижняя — плиоценовая, содержащая обильную фауну дрейссенсид, и верхняя — среднеплейстоценовая с фауной млекопитающих так называемого ленинаканского комплекса.

Севанская котловина представляет собой наиболее крупную межгорную депрессию в системе складчатых цепей Малого Кавказа и отличается разнообразностью типов рельефа. Окружающие котловину с севера, северо-востока и востока Арегунийский и Севанский хребты, принадлежащие краевым цепям Малого Кавказа, сложены интенсивно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами мела и палеогена и прорывающими их основными и ультраосновными интрузиями. Они образуют обращенные к оз. Севан крутые интенсивно расчлененные склоны, откуда временными потоками приносятся в прибрежную часть озера огромные массы пролювиального материала.

Бо́льшая часть котловины озера входит в зону вулканического нагорья Армении, которая образует здесь окаймляющие котловину с запада, юго-запада и юга овальновытянутые нагорья (Гегамское и Варденисское) и плато, склоны которых, полого спускаясь, погружаются в озерную чашу. Дно озера и прибрежные равнины сложены мощными озерными аллювиальными и частично флювиогляциальными отложениями.

Котловина озера имеет сложное структурное строение. Южная ее часть — бассейн Большого Севана представляет собой унаследованную еще с палеогена крупную синклинальную мульду, выполненную мощными морскими и вулканогенно-континентальными отложениями неогена (сарматские глины, «белесоватая» и вохчабердская свиты). Север-

ная часть — бассейн Малого Севана представляет собой молодой грабен, продолжение которого расположено в пределах Верхнеразданской и Мармарикской депрессий. Приблизительно на юго-западном борту этого грабена в результате излияния минаксарского лавового потока образовалась запруда, явившаяся причиной постепенного наполнения озерной чаши.

В формировании современного рельефа котловины немаловажную роль сыграла и дизъюнктивная тектоника. Вдоль западного берега озера простирается ряд моноклинальных гребневидных гряд, обращенных крутыми уступами к Гегамскому нагорью, образованных четвертичными сбросовыми нарушениями. Между этими уступами и склонами Гегамского нагорья расположена довольно большая треугольной формы сбросовая Саруханская депрессия, выполненная мощными аллювиально-флювиогляциальными отложениями р. Гаварагет и ее притоков.

Сбросовые уступы фиксируются также на восточных склонах Гегамского нагорья в районе селений Дзорагюх, Еранос, Личк, в разрезе которых обнажаются подстилающие лавы вулканогенно-осадочные породы вохчабердской свиты. Вдоль сбросов широко развиты древние, теперь стабилизированные оползни, значительные массы которых погружены под дно озера.

Крупные уступы, обусловленные молодыми сбросовыми нарушениями, прослеживаются вдоль всего склона Севанского хребта, обращенного к Масрикской равнине. Для этого района весьма характерны активно действующие оползни и интенсивно глубоко расчленяющие склоны речные долины с мощными веерообразно-выпуклыми пролювиальными шлейфами подножия и предгорий.

Масрикская равнина, представляющая собой реликт дна Большого Севана, ныне занята аллювием реки Гаварагет и ее многочисленных притоков, образующих здесь широкую сеть меандр и террасированных пологих склонов.

Анализ данных многочисленных скважин, пробуренных вдоль береговой зоны, и батиметрической карты дна озера дает довольно ясное представление о генезисе и морфологии дна озерной чаши.

Рельеф дна Большого Севана представляет ровную, слегка увалистоволнистую поверхность, образованную руслами древних меандр в широкой аллювиальной равнине, где местами имеются столовидные останцы эрозионных террас, сложенные, по-видимому, пологозалегающими слоями вохчабердской толщи. В пределах прибрежных зон дельт рек Масрик, Варденик, Аргичи, Личк и других имеются обширные пологовыпуклые шлейфы конусов выноса.

Дно Малого Севана отличается исключительной свежестью форм рельефа, повторяющего рельеф северо-западной части Гегамского нагорья — Ераблурского плато, где широко развиты новейшие бугристо-глыбовые андезито-базальтовые лавовые потоки.

Бассейны Большого и Малого Севана отделены перемычкой, расположенной между мысами Арданиш и Сарикая. Судя по ее резко выраженной асимметричности, надо полагать, что здесь проходит затопленный озером моноклинальный сбросовый уступ, обращенный крутым своим крылом в сторону Малосеванского грабена. Посередине перемычки проложен глубокий и узкий каньон, образованный регрессивной глубинной эрозией по мере интенсивного погружения грабена — базиса эрозии, вследствие чего на равнине Большого Севана (до озерной запруды) были образованы описанные выше врезанные меандры.

Заполнение озерной чащи происходило в недавнем историческом прошлом. Об этом свидетельствует нахождение могильников ранней бронзы и позднего медного века на глубине 9—10 *м* от прежнего уровня

озера (до его спуска), а также следы искусственной древней дамбы на перешейке, соединявшем о-в Севан с материком.

Допуская, что отметки могильников были на 20—25 *м* выше отметок соседних населенных пунктов, так как кладбища обычно устраиваются на возвышенностях, надо полагать, что в период ранней бронзы уровень озера находился между изобатами 30—35 *м* или, может быть, 40 *м*, так как к последнему уровню приурочены выходы мощных горизонтов подлавовых вод, питающих озеро со стороны Гегамского нагорья, вскрытые буровыми скважинами. Естественно, что поселения располагались вблизи родниковых выходов. Если все это так, то прибли-

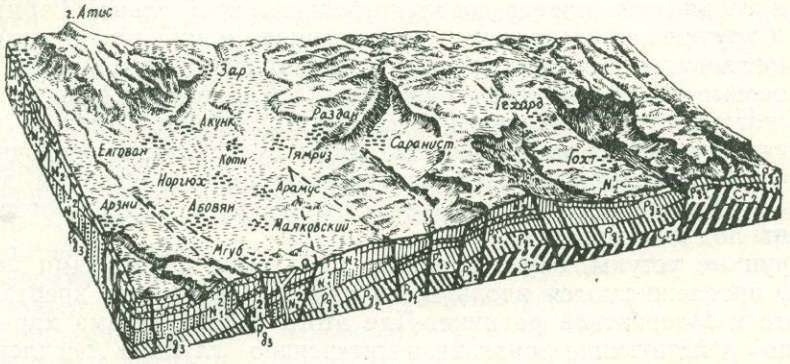


Рис. 61. Блок-диаграмма Котайкского плато и Вохчабердского хребта (составил С. П. Бальян)

зительно 4000—5000 лет тому назад в чаше Большого Севана существовали небольшие мелководные озера, а размеры Малого Севана были намного меньше.

Заполнение озера до его отметки перед искусственным спуском громадными массами воды произошло за пять тысячелетий, истекших со времен бронзового века. Оно было связано, по-видимому, с потеплением климата и таянием реликтов последнего оледенения — снежных и фирновых полей, развитых на Гегамском и Варденисском нагорьях.

Араратская котловина занимает северную половину крупного геоморфологического региона — Среднеараксинского прогиба, который разделен выступом палеозойского фундамента у Волчьих ворот на две обособленные котловины.

В структурном плане Араратская котловина представляет собой крупный раздвоенный синклинорий, в центральной полосе которого располагается древний Енгиджинский палеозойский выступ, обнаруженный буровыми скважинами на глубине 560 *м* под верхним эоценом и нижним олигоценом. Наиболее прогнутые зоны котловины — Октемберянская и Егварт-Ереванская мульды — выполнены верхнепалеогеновыми отложениями. В зонах прогибов мощность четвертичных, озерно-аллювиальных и пролювиальных отложений, переслаиваемых лавами, достигает 400 *м*. К поперечным поднятиям описанные отложения быстро выклиниваются.

В структурно-морфологическом строении Араратской котловины важнейшее значение имеют дизъюнктивные нарушения. Северо-восточный край котловины ограничен флексурой, морфологически выраженной уступом долеритовых лав у г. Еревана. Сбросовые нарушения глубокого заложения, расположенные диагонально к морфологической оси котловины, отмечаются по линии Веди — Агамзалу — Енгиджа и долины рек

Амберд — Манташ. Другие сбросы отмечаются на южном склоне Ераносского хребта; по долине р. Раздан по линии селений Птгни — курорт Арзни, по линии обрыва у селений Джрвеж — Мангюс, по обрывам Вохчабердского хребта, вплоть до с. Гарни, в устье р. Ахурян, вдоль долины р. Аракс и т. д. Большинство этих сбросов морфологически отображены в рельефе в виде ступенчатых оползневых склонов или крутых уступов и в Араратской равнине погружаются под мощные наносы (рис. 61).

Морфология нижних течений левых притоков р. Аракс (рр. Касах, Севджур, Раздан, Азат) показывает, что основные массы выносов рек накоплены при выходе их на равнину. Далее реки, следуя общему наклону местности, не доходя до базиса эрозии, резко поворачивают к югу. Протекая на значительном расстоянии почти параллельно р. Аракс, они впадают в нее за пределами своих конусов выноса. Очевидно, такое явление указывает на продолжающийся процесс флексурного прогибания предгорной мульды и поднятия Енгиджинского горста-антиклинали. Интенсивное прогибание Октемберянской мульды фиксируется разгрузкой наносов Аракса и его старого русла (Куру-Араз) в зоне прогиба, а поднятие — врезанием современного русла в наносы на участке Маркара—Енгиджа. Современный антецедентный врез в аллювиальные отложения отмечается также в низовьях р. Касах. Отметим, что описанные участки поднятий достаточно четко прослеживаются буровыми скважинами и характеризуются резким выклиниванием мощностей неогена и антропогена.

О темпе новейших и современных дифференциальных подвижек Араратской котловины можно судить также по морфологии четырех молодых поствюрмских террас Аракса. В зоне прогибов террасы расширяются и уступы между ними становятся почти незаметными. Особенно сильно расширяются I и II террасы, общая ширина которых достигает 10—15 *км*. Террасы в сторону оси синклинальных мульд полого погружаются, а на участках поднятий, резко суживаясь, сливаются в единый уступ или в серии узких эрозионных террас. Например, в Садаракском выступе (Волчьи ворота), в который врезана антецедентная долина Аракса, галечники II террасы возвышаются над поймой Аракса на 30—33 *м* (монастырь Хор-Вирап), в то время как перед ущельем Волчьих ворот относительная высота этой террасы не превышает 6 *м*.

Морфологические особенности предгорных наклонных волнистоувалистых равнин и плато, возвышающихся над Араратской равниной, определяются преимущественно лавовыми покровами и денудационными плато высоких наклонно деформированных древних террас Аракса и его притоков (Советашенская терраса).

Древние террасовые уровни апшеронского возраста в пределах Араратской равнины отчетливо погружаются под новейший аллювий р. Аракс. Подобные деформированные уровни, сложенные галечными накоплениями, имеются и на правобережье Аракса, расположенного на моноклинальном склоне Кульпинской мульды между палеозойским фундаментом горы Арарат (на юге) и в долине р. Аракс на севере.

Глава VII

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В сложной истории геологического развития Армении выделяется ряд этапов, в течение которых произошли существенные изменения в расположении структур, палеогеографических условиях, проявлении эффузивного и интрузивного вулканизма и в образовании полезных ископаемых как магматогенных, так и осадочных, Эти этапы: поздний протерозой — кембрий (?) (эопалеозойский), средне-позднепалеозойский (силур — триас) и мезо-кайнозойский (юра — антропоген).

Позднепротерозойско-кембрийский (?) этап. Наши знания о позднепротерозойско-кембрийском (?) этапе геологического развития очень ограниченны, ибо породы этого возраста обнажаются редко и к тому же настолько сильно изменены, что восстановить условия их седиментации очень трудно. Образования рассматриваемого возраста местами выступают на дневную поверхность в Арзаканском кристаллическом массиве, в Ахумском массиве и обнаружены буровыми скважинами в Среднеараксинском межгорном прогибе (Паракар-Енгиджинское подземное горстовое поднятие). Во всех указанных обнажениях метаморфические породы представлены преимущественно различными сланцами (амфиболовые, хлорит-эпидотовые, кварц-хлоритовые, слюдисто-полевошпат-кварцевые, гранатовые, хлоритовые и др.), подчиненное значение имеют филлиты, гнейсы, мигматиты, а также линзы и прослои мраморов и доломитов. Суммарная обнаженная мощность метаморфических пород в Арзаканском массиве превышает 2 *км*.

Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является общее фациальное сходство пород данного возраста, обнажающихся в разных районах Малого Кавказа. Общим для всех районов их выходов является однообразный региональный метаморфизм и сильная складчатость пород. Можно полагать, что в раннепалеозойское время на территории Малого Кавказа существовал единый геосинклинальный режим, характеризующийся исключительной подвижностью земной коры. В конце этапа в результате байкальских тектонических движений накопившиеся породы подверглись глубинному и региональному метаморфизму.

Минералогическое изучение пород метаморфического комплекса показывает, что в составе исходных продуктов, подвергшихся метаморфизму, преобладали песчано-глинистые осадочные породы, что свидетельствует о существовании в геосинклинальном бассейне отдельных островов — источников обломочного материала. Наметить эти острова и указать места областей размыва в настоящее время не представляется возможным ввиду недостаточности имеющихся данных. Точно так же невозможно восстановить историю вулканизма, продукты которого изобилуют в составе пород указанного метаморфического комплекса.

В позднепротерозойско-кембрийских метаморфических породах Арзаканского массива размещены гематит-магнетитовые рудные проявления осадочно-метаморфического типа. Промышленное значение имеют мраморы и доломиты.

Средне-позднепалеозойский этап. Этот тектонический этап охватывает время от девона до триаса включительно. На Малом Кавказе, как и в докембрийских и эпигерцинских платформенных областях СССР, отложения триаса тектонически и формационно тесно связаны с верхнепалеозойскими и вместе с тем резким перерывом и крупным несогласием отделяются от отложений юрского времени. Поэтому граница между герцинским и альпийским этапами проводится по подошве юры.

В средне-позднепалеозойском этапе на территории Малого Кавказа выделяются две зоны, резко различающиеся по истории геологического развития. Первая из них — Приараксинский прогиб охватывает южный Араксинский пояс Малого Кавказа и характеризуется широким развитием отложений среднего и верхнего палеозоя — от девона и до триаса включительно (северный край Анатолийско-Иранского палеозойского обширного морского бассейна). Другая область, расположенная к северу от первой, охватывает бóльшую часть Малого Кавказа и вместе с территорией Куринской депрессии составляет единое Закавказское геоантиклинальное поднятие, характеризующееся почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Только в районе Храмского массива и Сюника (Зангезура) известны карбонатные и вулканогенно-континентальные образования девона, карбона и перми. В ряде антиклинальных поднятий этой зоны юрские и верхнемеловые отложения непосредственно ложатся на позднепротерозойско-кембрийский (?) субстрат. Закавказская геоантиклинальная суша отделяла Приараксинский прогиб от геосинклинальной зоны Большого Кавказа.

История средне-позднепалеозойского этапа на Малом Кавказе отчетливо делится на два подэтапа развития. Первый из них охватывает время от девона и до раннего карбона включительно, а второй — от ранней перми до позднего триаса. Они разделены регионально выраженным перерывом, соответствующим среднему — позднему карбону. Пермские отложения с эрозионным и резкоугловым несогласием перекрывают различные горизонты пород девона и нижнего карбона. Указанный перерыв выражен в ряде мест тонким (0,3—1,5 *м*) слоем ярко-красных и оранжевых песчанистых глин и заохренных брекчиевидных известняков, представляющих продукт химического выветривания подстилающих пород, кору выветривания или так называемый «лойпон».

В Приараксинском прогибе в рассматриваемое время установился мелководный, эпиконтинентального типа морской режим и происходило накопление терригенной формации в позднем силуре и раннем девоне (скважина у с. Садарак Нахичеванской АССР), известняковой — в среднем девоне, терригенно-фосфоритовой в позднем девоне — раннем карбоне, известняковой — в перми и раннем — среднем триасе и угленосной формации в позднем триасе.

Однако на фоне общего медленного погружения области происходили скачкообразные колебательные движения, которые вызывали изменения физико-географических, геохимических условий бассейна и области размыва, обусловившие фациальные изменения пород. Широкое распространение в среднем девоне карбонатных пород органогенного и хемогенного происхождения, а также пышное развитие кораллово-брахиоподовой фауны свидетельствуют о мелководном характере открытого морского бассейна и о его теплом климате. Отсутствие терригенного материала в составе пород среднего девона свидетельствует о незначительном привносе кластического материала, что обусловлено выровненным характером рельефа суши.

Значительные изменения в условиях осадконакопления происходят в позднем девоне. В отложениях этой эпохи резко увеличивается количество терригенного материала с богатым составом акцессорных минералов, широкое развитие получили кварциты, а в конце девона исчезают кораллы. Все это свидетельствует о проявлениях эпейрогенических движений, обусловивших поднятие суши и ее размыв. Наиболее широкое развитие кварцитов с косой слоистостью наблюдается в северной прибрежной полосе палеозойского морского водоема, намечающегося примерно на широте бассейна р. Айриджа. В удаленных от береговой линии частях бассейна происходило накопление маломощных прослоев фосфоритов, представляющих значительный практический интерес. Верхнедевонские отложения постепенно сменяются нижнекарбоновыми. Однако в турне широкое развитие снова получают карбонатно-коралловые фации, что свидетельствует о новой пенепленизации рельефа, обусловленной, видимо, стабилизацией тектонических движений. В конце визе происходит поднятие области, обусловившее перерыв в осадконакоплении в среднем — позднем карбоне. В пермский период Приараксинская зона вновь вовлекается в опускание, устанавливается мелководный открытый морской режим и до среднего триаса включительно происходит накопление преимущественно карбонатных фаций.

В средне-позднепалеозойском этапе происходили также дифференциальные колебательные движения, фиксируемые изменениями мощностей отложения и состава фауны. Наиболее отчетливо субмеридиональное поперечное поднятие по линии с. Садарак — р. Айриджа. Вдоль этой зоны наблюдается уменьшение мощностей отложений не только среднего и верхнего палеозоя, но и верхнего мела и палеогена, что свидетельствует о ее длительном развитии.

В позднем триасе имело место общее поднятие области, вызвавшее регрессию моря. В это время создался расчлененный рельеф и в синклинальных прогибах происходит накопление мелководных терригенных угленосных отложений (верховье р. Веди, Джерманисское месторождение угля). Состав пород, а также геотектонические условия их накопления показывают, что верхнетриасовые отложения представляют орогенную формацию, соответствующую завершающей стадии герцинского этапа развития.

Магматическая деятельность в герцинском этапе на территории Малого Кавказа проявилась очень слабо. Только в Сюнике (Зангезуре) в составе верхнего девона и перми имеются вулканогенные образования (преимущественно порфириты и их пирокласты), что, вероятно, связано с заложением Мисхано-Занизурского (Гиратахского — в пределах Зангезура) глубинного разлома, который, как увидим дальше, отчетливее вырисовывается в альпийском этапе развития.

Вопрос наличия в геологическом разрезе Армянской ССР средне-позднепалеозойских интрузивов остается еще не решенным и широко дебатируется в литературе. К этому возрасту обычно относятся гранитоидные интрузии Спитакского, Цахкуняцкого и Агверанского массивов, которые прорывают породы позднепротерозойско-кембрийской (?) метаморфической серии и трансгрессивно перекрываются отложениями позднего мела. Однако радиологическое изучение многочисленных образцов из пород указанных интрузивов, произведенные Институтом геологических наук Академии наук Армянской ССР, указывает на их более молодой, мезозойский (юра — поздний мел) возраст. Кроме того, многие из них по составу слагающих их пород обнаруживают значительное сходство с гранитоидами северной Армении (Кохбский и другие массивы), мезозойский (поздняя юра — ранний мел) воз-

раст которых в настоящее время достаточно точно установлен как геологическими, так и радиологическими данными.

Касаясь геотектонического режима средне-позднепалеозойского этапа развития Малого Кавказа, следует отметить следующее. По ряду важнейших геологических признаков — типу формаций горных пород, устойчивости фаций и мощностей отложений, почти полному отсутствию грубо- и крупнообломочных кластических пород, слабому проявлению складчатых движений, а также эффузивного и интрузивного магматизма, этот этап резко отличается от последующего мезо-кайнозойского, характеризующегося эвгеосинклинальным типом развития, и вместе с тем обнаруживает значительное сходство с миогеосинклинальными типами структурного развития.

Мезо-кайнозойский этап. История этого этапа развития территории Армянской ССР гораздо более сложная, чем средне-позднепалеозойского и поэтому более интересная. Она делится на несколько фаз развития, каждая из которых начинается прогибанием земной коры и трансгрессией и завершается поднятием и обусловленной им регрессией.

Выделяются две крупные стадии развития: а) юра — эоцен — главная геосинклинальная стадия, характеризующаяся наиболее интенсивным прогибанием земной коры, энергичным проявлением геосинклинальной складчатости, эффузивного и интрузивного магматизма и эндогенной минерализацией, и б) позднеолигоцен-антропогеновая — заключительная или орогенная стадия развития, ознаменовавшаяся завершением геосинклинального режима, горообразованием, образованием молассовых формаций, формированием современного рельефа и проявлением вулканизма.

Первая из указанных стадий делится на три фазы развития: юрско-раннемеловую, позднемеловую и эоценовую.

Юрско-раннемеловая фаза. Территория Антикавказа, начиная с лейаса, после миогеосинклинального режима герцинского этапа, вступает в стадию настоящего геосинклинального (эвгеосинклинального) развития. Начало альпийского этапа здесь знаменуется раскалыванием доальпийского субстрата и возникновением разломов глубокого заложения. На Малом Кавказе выделяются две структурно-формационные зоны, резко отличающиеся историей геологического развития. Антикавказский оротектонический пояс в составе Предмало-кавказской и Сомхето-Карабахской тектонических зон охватывает северную и северо-восточную части Малого Кавказа, Севанский оротектонический пояс в составе Присеванской, Мисхано-Зангезурской и Кафанской зон и Среднеараксинский оротектонический пояс в составе Ереван-Ордубадской и Приараксинской тектонических зон, занимает южную и юго-западную части последнего. Границей между этими поясами служат глубинные разломы, начало заложения которых намечается с палеозоя.

Начало прогибания Антикавказского пояса знаменуется накоплением в лейасе терригенной (граувакковой) формации небольшой мощности (до 300 *м*), породы которой трансгрессивно залегают на позднепротерозойско-кембрийском (?) субстрате (Локский и Ахумский массивы) и представлены базальными конгломератами, аркозовыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками, сменяющимися выше по разрезу песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий. Состав пород свидетельствует о том, что они являются продуктом размыва докембрийских — нижнепалеозойских метаморфических сланцев. В средней юре происходит дальнейшее, гораздо более интенсивное опускание описываемой зоны, что сопро-

вождается мощным проявлением вулканизма. Погружение зоны носит резко дифференциальный характер: внутри ее возникает ряд диагональных субширотного простирания разломов, вдоль которых в дальнейшем формируются кулисообразно расположенные антиклинальные структуры. В сводных разрезах байоса Сомхето-Карабахской тектонической зоны выделяются три вулканогенные свиты, отличающиеся по составу пород. Нижняя из них представлена плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами — так называемые нижние порфириты. Средняя свита сложена широко распространенными на Малом Кавказе кварцевыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, а верхняя — порфиритами и их пирокластолитами. Суммарная средняя мощность вулканогенных образований байоса — кератофиро-порфиритовая формация составляет около 3000 *м*.

Заметное ослабление вулканических процессов наблюдается в бате. Отложения этого яруса имеют гораздо более ограниченное распространение по сравнению с байосом, развиты в основном в северной части Армянской ССР и представлены аркозовыми туфопесчаниками, углистыми сланцами и порфиритовыми пластами сравнительно небольшой (100—150 *м*) мощности.

Значительные физико-географические изменения происходят на границе средней и поздней юры в связи с предкелловейскими тектоническими движениями.

Антикавказский оротектонический пояс испытывает поднятие и происходит перерыв в осадконакоплении. В связи с этим породы верхней юры повсеместно лежат трансгрессивно на различных горизонтах отложений средней юры. В конце доггера и начале мальма возникают ячейки современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений рассматриваемой зоны и происходит внедрение плагиогранитов в указанных антиклинальных поднятиях. Более широко развиты сравнительно мелкие субинтрузивные и субвулканические тела кварцевых порфиритов и альбитофиров, с которыми, по-видимому, генетически связаны медноколчеданные месторождения (Алаверди, Кафан, Шамлуг), а также месторождения барита (Ахтала).

Начиная с мальма, описываемая область испытывает новое погружение; трансгрессия начинается с северо-запада и постепенно распространяется на восток-юго-восток. Соответственно этому в северных районах зоны на различных горизонтах средней юры трансгрессивно и с угловым несогласием залегают отложения келловея. Погружение эвгеосинклинали, так же как и в средней юре, сопровождается подводным вулканизмом.

В Сомхето-Карабахской тектонической зоне образования верхней юры представлены тремя формациями — терригенно-туфогенной формацией келловея, порфиритовой формацией оксфорда и карбонатной формацией кимериджа.

Позднеюрское море Антикавказского оротектонического пояса, судя по составу ископаемых остатков (пелециподы, гастроподы, цефалоподы, брахиоподы), было открытым бассейном, широко сообщалось с соседними бассейнами Средиземноморья и изобиловало вулканическими островами. Размыв последних и дал в основном материал для накопления грубых обломочных образований. Значительная часть терригенного материала поступала также с находящейся южнее суши массива, расположенного на месте современной Куринской депрессии.

На северо-западе Антикавказский оротектонический пояс через Дзирульский массив сообщался с западной частью геосинклинали

южного склона Большого Кавказа, о чем свидетельствует сходный с Антикавказом состав юрских образований в Абхазской АССР.

В конце юры происходят также новые тектонические движения, обусловившие поднятие области и регрессию моря. Более сильное поднятие испытывает северная часть зоны, где отложения неокома почти полностью отсутствуют. К неокому В. П. Ренгартен (1959) относит так называемую артаминскую свиту обломочно-вулканогенных образований, развитую в меридиональном прогибе, охватывающем бассейны рр. Агстев и Тавуш. В валанжине продолжается интенсивная вулканическая деятельность как в субаэральных, так и в подводных условиях, которая началась в оксфорде. В позднем валанжине, готериве и барреме вулканическая деятельность резко затухает и происходит накопление карбонатных пород, преимущественно зоогенных известняков, обнаруживающих большое фациальное сходство с барремскими известняками Грузинской ССР и южного склона Большого Кавказа.

В конце рассматриваемой стадии развития (неокома), ознаменовавшейся общим поднятием и регрессией, происходит внедрение мощных гранитоидных интрузий в северной части Армянской ССР (Шнох-Кохбская и другие группы).

Позднемеловая—палеоценовая фаза. Начиная с позднего мела, а в ряде районов с альба, Малый Кавказ вступает в новую стадию геологического развития, существенно отличающуюся от прежних этапов. В позднемеловое время Малый Кавказ испытывает общее погружение, обусловившее трансгрессию моря, самую крупную среди всех трансгрессий на Кавказе. Погружение области происходило неравномерно: одни участки испытывали более интенсивное прогибание, другие — менее интенсивное. Предмалокавказская, Присеванская и Ереван-Ордубадская интрагеосинклинальные зоны характеризуются сравнительной полнотой разреза и большими мощностями верхнемеловых отложений, а Сомхето-Карабахская, Кафанская, Мисхано-Зангезурская и Приараксинская интрагеоантиклинальные зоны — наоборот, отличаются меньшей мощностью отложений и частыми перерывами в осадконакоплении.

Таким образом, взамен двух структурно-фациальных зон позднепалеозойского этапа развития в позднем мелу число их доходит до семи. Это свидетельствует о том, что позднемеловая стадия развития знаменуется новым раскалыванием и расчленением на большее число тектонических зон, чем это было в прежние этапы развития. При этом важно отметить, что некоторые из вышеуказанных интрагеосинклинальных прогибов представляют собой новообразования, наложенные на интрагеоантиклинальные зоны средне-позднепалеозойского этапа. Этот факт показывает, что в позднем мелу происходила существенная перестройка плана структурной эволюции Малого Кавказа. Такая перестройка плана расположения тектонических зон, естественно, могла осуществиться только при раскалывании палеозойского субстрата и возникновения глубинных разломов.

В это время возникает Севано-Акеринский глубинный разлом, ограничивающий Присеванский интрагеосинклинальный прогиб с севера. Вдоль этого разлома в позднем мелу и эоцене происходит внедрение ультраосновных и основных интрузий (офиолитовый пояс Малого Кавказа). Продолжает развиваться Мисхано-Зангезурский глубинный разлом, обрамляющий Присеванскую и Кафанскую зоны с юга и юго-запада. Далее возникает Ани-Ордубадский глубинный разлом, контролирующий южный офиолитовый пояс Малого Кавказа.

Дифференциальными движениями охватывается также Сомхето-Карабахская интрагеоантиклинальная зона. Возникновением ряда поперечных, сравнительно небольших прогибов (заливы и проливы) — Иджеванского, Мардакертского, Мартунинского и других, она расчленяется на отдельные поднятия второго порядка (Алавердское, Шамхорское, Мровдагское, Карабахское).

В альбе — сеномане происходит заложение трех крупных интрагеосинклинальных прогибов, которые более интенсивно развиваются в палеогене. На севере Малого Кавказа, в северной части Артвино-Сомхетской глыбы, поперек Абхазо-Карабахской юрской зоны образуется Аджаро-Триалетская интрагеосинклинальная зона широтного простирания. Во внутренней части Малого Кавказа формируются Присеванская, Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальные зоны.

Началом заложения Присеванской интрагеосинклинальной зоны считается коньякский век, так как на Цахкуняцком антиклинории самые древние отложения мезо-кайнозоя, которые трансгрессивно перекрывают различные горизонты древнего метаморфического комплекса, относятся к коньякскому ярусу. Однако за последние годы обнаружены новые факты, заставляющие пересмотреть представления по данному вопросу. На северном склоне Базумского хребта, по данным П. Л. Епремяна (1966), В. Т. Акопяна (1962), из-под нижнего сенона обнажается мощная (1,5—2 *км*) свита известняков, алевролитов и песчаников с прослоями глинистых сланцев, туфов, дацитовых порфиритов. В верхах этой свиты обнаружена альбская фауна. Бóльшая нижняя часть свиты относится по возрасту к нижнему мелу. Не исключена возможность наличия здесь (низы разреза) также верхней юры (Асланян, 1958; Акопян, 1962). По данным Э. Ш. Шихалибейли (1952), отложения среднего—верхнего альба со значительными мощностями развиты почти во всех частных прогибах Акеринского синклинория. Эти данные показывают, что заложение Присеванской тектонической зоны, как и Аджаро-Триалетской, имело место в раннем мелу, а быть может даже в поздней юре. В сеноман-туроне формируется Еревано-Ордубадский интрагеосинклинальный прогиб. Однако предположения некоторых исследователей о наличии альбских отложений в (Неграмском) ущелье р. Аракс, в районе сс. Азнабюрт и Гюлистан (Азизбеков, 1961) и в Айоцдзорском хребте дает основание считать, что этот прогиб, по крайней мере его юго-восточная часть, также возник в альбе.

Таким образом, альб-сеноманское время для Малого Кавказа является одним из важных этапов структурообразования. В альбе морской режим устанавливается в некоторых прогибах — заливах (Базумском, Иджеванском), в которых происходит накопление терригенно-вулканогенных образований в прибрежных мелководных условиях. В плане развития важнейших структурных элементов в сеномане по сравнению с альбом существенных изменений не происходит. Прогибы и поднятия и их очертания в общем соответствуют альбским. В Иджеванском прогибе в сеномане, как и в альбе, происходит вулканическая деятельность, пирокластические продукты которой, смешиваясь с карбонатным илом, обусловили накопление туфогенных известняков. После кратковременной регрессии в раннем туроне в позднем туроне наступает новая трансгрессия. В конце турона — начале коньяка в Еревано-Ордубадской зоне происходит излияние основных лав, местами образуются вулканические острова, вокруг которых формируются гиппуритовые рифы. В Предмалокавказской и Присеванской зонах происходит накопление мелководных терригенных и карбонатных осадков.

В позднем коньяке — сантоне происходит дальнейшее расширение трансгрессии. Предмалокавказский, Присеванский и Еревано-Ордубад-

ский морские бассейны через Разданский, Иджеванский, Мартунинский проливы широко сообщаются друг с другом. Наиболее приподнятые части интрагеосинклиналей представляли области размыва. Таким образом, Малый Кавказ принимает вид архипелага островов. Продолжают интенсивно действовать вулканы, при этом накопление туфогенных материалов происходит в подводных условиях, о чем свидетельствуют прослои и линзы коралловых и рудистовых известняков.

Позднемеловая трансгрессия достигает максимума в кампане; в это время на территории Малого Кавказа устанавливается широкое открытое море почти без островов. Если даже были небольшие острова, то они характеризовались настолько равнинным рельефом, что исключалось поступление значительного количества обломочного материала в бассейны. Тем самым были созданы весьма благоприятные условия для накопления хемогенных и биогенных карбонатных отложений. Это была эпоха сравнительной стабилизации тектонических движений, способствовавшая пенепленизации рельефа и, следоательно, максимальной трансгрессии. Отложения кампан-маастрихтского возраста характеризуются сравнительной устойчивостью фаций и по всему Малому Кавказу представлены сравнительно глубоководными пелитоморфными известняками и мергелями с космополитной фауной иноцерамов и морских ежей. Красный, розовый и желтоватый цвет кампан-маастрихтских известняков и мергелей, по-видимому, обусловлен окислительными условиями бассейна. Высокое содержание железа, марганца, а также кремнистых конкреций в карбонатных отложениях кампан-маастрихта Иджеванского прогиба, вероятно, связано с гидротермальной деятельностью вулканов (Сатиан, 1959).

В маастрихте начинается сокращение площади морского бассейна, закрываются некоторые проливы (например, Разданский). В конце маастрихта происходят мощные тектонические движения, обусловившие крупное и регионально выраженное поднятие и регрессию в датском веке. Бóльшая часть территории Малого Кавказа превращается в сушу и только в некоторых остаточных прогибах, соответствующих наиболее прогнутым частям позднемеловых геосинклинальных прогибов (Присеванского, Еревано-Ордубадского), в датско-палеоценовое время происходит накопление осадков. Интенсивное поднятие интрагеоантиклиналей (кордильер), обрамляющих указанные прогибы, обусловило их размыв и накопление в датско-палеоценовое время терригенных флишевых отложений.

В некоторых местах (северо-западная часть Севанского прогиба, Иджеванский поперечный прогиб) в рассматриваемое время происходит накопление карбонатных пород, которые, однако, в отличие от верхнесенонских карбонатных пород, сильно обогащены терригенным материалом, что также свидетельствует о поднятии окружающей эти бассейны суши и их обмелении. Вместе с тем в Приараксинской зоне в датском веке и палеоцене план распределения мощностей отложений по сравнению с сеноманом значительно меняется. В связи с общим поднятием Ереванского прогиба и особенно его северного борта в дат-палеоцене происходит смещение мульдовой части прогиба к югу. Благодаря этому датско-палеоценовые флишевые отложения в ряде мест (например, в бассейне р. Веди) несогласно перекрывают различные горизонты сенона (трансгрессивное залегание) и по направлению к югу увеличиваются в мощности. В других случаях, когда интрагеоантиклинальные зоны, обрамляющие интрагеосинклинальные прогибы, испытывают поднятия примерно с одинаковой амплитудой, датскопалеоценовые отложения, скопившиеся в осевой части последних, согласно сменяют подстилающие породы сенона.

В комплексе отложений альб-позднемелового времени достаточно отчетливо устанавливается следующий формационный ряд: а) терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана, соответствующая начальной стадии общего погружения Антикавказа; б) терригенно-вулканогенная формация раннего сенона, образовавшаяся в период наиболее интенсивного погружения; в) известняковая формация позднего сенона, соответствующая стадии стабилизации режима колебательных движений и максимальной трансгрессии, и г) терригенная формация дания — палеоцена, образовавшаяся в эпоху поднятий и регрессий.

С терригенно-вулканогенной формацией парагенетически связаны месторождение агата и проявления руд марганца эксгаляционно-осадочного происхождения (север Армянской ССР). Из интрузивных формаций рассматриваемого структурного этажа наибольшее значение имеют гипербазитовая, отчасти и габбровая, выходы которых в виде отдельных небольших вытянутых тел приурочены к Севано-Акеринскому глубинному разлому и Еревано-Ордубадскому позднемеловому прогибу. С ними генетически связана платино-магнезито-хромитовая формация руд, залегающих в виде шлировых выделений и небольших гнезд в гипербазитовых интрузиях (сс. Шоржа, Джил, Амасия).

Эоценовая фаза. После крупного поднятия и регрессии, имевших место в датском веке и палеоцене, в раннем эоцене начинается новое опускание и трансгрессия, которая достигает максимума развития в среднем эоцене. Общий план расположения крупных структурных элементов, заложенный в позднемеловое время, в эоцене существенных изменений не претерпевает. Основные интрагеосинклинальные поднятия и интрагеосинклинальные прогибы, которые вырисовывались в позднем мелу, в основных своих чертах продолжают развиваться и в эоцене. Вместе с тем происходит дальнейшее расчленение интрагеосинклинальных прогибов на более мелкие, между которыми формируются поперечные поднятия — геоантиклинальные перемычки. Так, в Еревано-Ордубадской зоне в эоцене формируются Еревано-Вединский, Айоцдзорский и Ордубадский прогибы, которые были разделены поперечными поднятиями, соответственно — Карахач-Зовашенским и Айоцдзорским. Указанные прогибы характеризуются сравнительно полными разрезами эоценовых отложений, большими мощностями, а поперечные поднятия — сокращенными мощностями, частыми перерывами и более отчетливо выраженным трансгрессивным залеганием отдельных горизонтов. В Присеванской интрагеосинклинальной зоне поперечные поднятия формируются в районах Лачина и Зодского перевала и, тем самым, обусловливают расчленение ее на три прогиба — Севано-Ширакский, Кельбаджарский и Нижне-Акеринский. Отлагавшиеся в раннем эоцене породы представлены нуммулитовыми известняками. Появление в отложениях раннего эоцена нуммулитов свидетельствует о широкой связи морского бассейна Малого Кавказа с средиземноморским бассейном и о теплых климатических условиях морских водоемов. Начавшаяся в раннем эоцене трансгрессия достигает максимума развития в среднем эоцене — вторая после позднего мела обширная трансгрессия на Малом Кавказе. Вместе с интрагеосинклинальными прогибами значительная часть интрагеоантиклинальных поднятий также покрывается морем, и только наиболее приподнятые участки их выступают над уровнем моря в виде небольших островов (тектонические суши). Наименее погружается Сомхето-Карабахская интрагеоантиклинальная зона, в которой участки суши вырисовываются в районах Кедабек — Степанакерта и Сомхетской глыбы. Последние были разделены Иджеванским (Агстевским) проливом, связывающим морские бассейны, расположенные к северу и югу от Сомхето-Карабахской интрагеоантиклинальной зоны.

Область размыва намечается в районе Кафанского полого-складчатого поднятия и в Приараксинской зоне. Наличие суши в указанных районах доказывается уменьшением мощностей среднеэоценовых отложений интрагеосинклинальных прогибов по направлению к этим участкам и тем, что терригенная часть этих отложений состоит из обломков пород, слагающих указанные области размыва.

Погружение геосинклинальных прогибов сопровождалось вулканической деятельностью как в подводных, так и в наземных условиях. Вокруг центров извержений образовались небольшие вулканические острова, продукты размыва которых в виде обломочных материалов накопились в окружающих их водоемах. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Присеванском и Еревано-Ордубадском прогибах. В Присеванском прогибе происходит накопление вулканогенно-обломочной свиты большой (до 3 *км*) мощности — порфиритов, кварцевых порфиритов, альбитофиров, кератофиров, диабазов, их туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, которые переслаиваются различными туфоосадочными образованиями.

Показательно, что эффузивный вулканизм рассматриваемой зоны наиболее энергично развит в ее центральной, по-видимому, наиболее прогнутой части, где в дальнейшем, в конце среднего эоцена, в позднем эоцене и олигоцене происходило внедрение крупных интрузий кислого и щелочного состава (Памбакская и Бундукская группы интрузий). Как к востоку, так и к западу вулканогенные породы фациально замещаются туфоосадочными флишоидными отложениями, в которых интрузивные породы или отсутствуют, или же развиты ничтожно. Такая же картина в распределении фаций наблюдается в Айоцдзоре и Сюнике. Здесь вулканогенные фации среднего эоцена, как и позднего эоцена и олигоцена, развиты в Сюникском хребте и прилегающих районах восточного Айоцдзора, где широко распространены интрузивные образования того же возраста (Мегринский плутон и его апофизы в северном Сюнике). К западу от указанного района (западный Айоцдзор) вулканогенные породы эоцена, как и олигоцена, фациально сменяются сначала туфоосадочными, а затем нормальноосадочными отложениями, в которых интрузии отсутствуют. Эти факты, а именно пространственная и возрастная сопряженность интрузивных, субвулканических и эффузивных формаций, приуроченность их к одим и тем же тектоническим структурам, подтверждают существование парагенетической связи между эффузивным и интрузивным вулканизмом и их комагматичность. Об этом свидетельствует также общее сходство химического состава одновозрастных эффузивных и интрузивных формаций Армянской ССР, указываемое С. И. Баласаняном (1959).

Учитывая изменения фаций вулканогенных пород и в особенности локальное развитие эффузивов и субвулканов, можно приблизительно наметить центры вулканических излияний. Они возникли преимущественно в бортах прогибов и в районах поперечных поднятий, разделяющих отдельные частные прогибы. В наиболее прогнутых частях интрагеосинклинальных зон образовались трещины, обусловившие излияние ареального типа. Вокруг вулканических островов в ряде мест создались благоприятные условия для развития бентонной фауны крупных фораминифер (нуммулитов), толстостенных пелеципод, гастропод и морских ежей. В Приараксинской зоне, характеризующейся миогеосинклинальным типом развития, в среднем эоцене происходило накопление различного типа нормальноосадочных морских пород — песчано-глинистых флишевых фаций (Ереванский прогиб) и песчано-глинисто-известняковых фаций (бассейн р. Веди, западная часть Айоцдзорского прогиба). На рубеже среднего и позднего эоцена происходят складкообразо-

вательные тектонические движения, обусловившие значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов (прогибов и поднятий). Наиболее энергично проявились эти движения в Присеванской интрагеосинклинальной зоне (триалетская фаза складчатости по П. Д. Гамкрелидзе) и менее интенсивно в Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоне.

В Присеванской зоне происходит инверсия геотектонического режима. Его осевая полоса (наиболее прогнутая часть в среднем эоцене) геоантиклинально воздымается, превращаясь в область размыва (зона центрального поднятия). Севернее и южнее этого поднятия формируются краевые прогибы — соответственно Лорийский и Памбакский. В современной структуре Присеванской тектонической зоны центральное поднятие выражено крупной антиклинальной складкой, тянущейся по линии сс. Арданиш—Цовагюх—Фиолетово—г. Кировакан—с. Амасия, вдоль долины рек Дзкнагет—Агстев—Памбак. Краевым прогибам соответствуют Памбак-Ширакский и Базумский хребты, имеющие синклинальное строение и сложенные средне- и верхнеэоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Предпозднеэоценовые тектонические движения сопровождаются интенсивной вулканической деятельностью как интрузивной, так и эффузивной. В это время происходит внедрение части ультраосновных интрузий Севанского офиолитового пояса, а также части гранитоидных интрузий Памбакского и других интрузивных массивов. Значительно увеличивается площадь суши по сравнению со средним эоценом за счет уменьшения прогибов. Широкая полоса суши (область размыва) формируется севернее—северо-восточнее Присеванского прогиба — на Алавердской зоне поднятия. В Еревано-Ордубадской зоне в плане расположения прогибов и поднятий существенных изменений не происходит.

Фациальные условия осадконакопления в позднем эоцене в общем были сходны со средним эоценом. В позднем эоцене, как и в среднем, в Присеванском прогибе и в восточной части Айоцдзорского прогиба происходит накопление преимущественно туфоосадочных и вулканогенных пород основного, кислого и щелочного составов, а в Еревано-Ордубадской зоне — терригенно-флишоидных (Еревано-Вединский прогиб) и песчано-глинистых — известковых отложений (восточная часть Еревано-Вединского прогиба и западная часть Айоцдзорского прогиба).

Широкое развитие в отложениях среднего и верхнего эоцена Армянской ССР, богатой и разнообразной по видовому составу бентонной фауны пелеципод, гастропод, нуммулитов, кораллов и морских ежей, свидетельствует о теплых тропических климатических условиях морского бассейна и о нормальном гидрологическом режиме (газовый режим, соленость и т. д.) последнего. Общий состав ископаемой фауны, а также литолого-минеральный состав пород указывают на мелководный характер эоценового морского бассейна Малого Кавказа, глубина которого не превышала 200 *м*.

В конце эоцена происходят новые тектонические движения, сыгравшие важную роль в формировании современной тектонической структуры и рельефа Малого Кавказа. Однако эти движения в отдельных геотектонических зонах имели разную интенсивность и носили разный характер. Наиболее интенсивно проявились они в Присеванской интрагеосинклинальной зоне и в прилегающих к ней частях геоантиклинальных поднятий. В результате этих движений боковые прогибы позднеэоценового времени указанной зоны также вовлекаются в поднятия. Таким образом, Присеванская интрагеосинклинальная зона в целом претерпевает общее поднятие, воссоединяется с соседними (Сомхето-Карабахским и Мисхано-Зангезурским) поднятиями и, тем самым,

в центральной части Малого Кавказа формируется крупная и сложнопостроенная (гетерогенная) геоантиклиналь.

Сравнительно более слабо проявились позднеэоценовые движения в Приараксинской зоне, где они выразились в дальнейшем прогибании Еревано-Вединского и Айоцдзорского бассейнов, обусловившем новый цикл осадконакопления в олигоцене. Однако и здесь в зонах поперечных поднятий и крупных, сформировавшихся в этому времени антиклинальных структур, в конце эоцена происходит регрессия. На этих участках отложения олигоцена трансгрессивно лежат на размытой поверхности эоцена. Указанные движения вызвали также интрузивную деятельность. В это время происходит внедрение Памбакского комплекса щелочных пород и части гранитоидных интрузий в Кироваканском, Дилижанском, Степанаванском районах и в бассейне оз. Севан. Вероятно, к этому же времени относится внедрение части крупнейшего в Закавказье Мегри-Ордубадского плутона.

Наблюдается определенная закономерность в пространственном расположении интрузивных массивов. Так, Памбакский комплекс интрузий расположен в пограничной полосе между Присеванской интрагеосинклинальной зоной и Арзаканским антиклинорием, а Мегринский плутон — между Ордубадским синклинорием и Сюникским (Зангезурским) антиклинорием. Офиолитовый пояс Малого Кавказа тянется вдоль границы Сомхето-Карабахской интрагеоантиклинальной и Присеванской интрагеосинклинальной зон. Эти примеры показывают, что внедрение магмы в земную кору происходило по швам структурных зон, т. е. по наиболее подвижным участкам, энергично реагирующим на тектонические движения. Последние представляют зоны глубинных разломов, возникших по границам поднятий и прогибов.

Олигоцен-антропогеновая фаза развития представляет собой заключительную стадию альпийского этапа развития, эпоху горообразования и формирования современного высокогорного рельефа Малого Кавказа, заложения наложенных впадин, образования орогенных формаций (молассовой, красноцветной, соленосной) и проявления постскладчатого вулканизма.

В соответствии с геоантиклинальным поднятием центральной части Малого Кавказа, обусловленным позднеэоценовыми тектоническими движениями, в олигоцене произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу — в Нахичеванский прогиб и к северу — в Куринскую депрессию. В последних имеется непрерывный разрез всего палеогена, в то время как в разделяющей их геоантиклинальной зоне таковые отсутствуют. В наложенных Араксинском и Нахичеванском прогибах и Куринской депрессии в олигоцене происходило прогибание, обусловившее мощное накопление пород верхнего олигоцена и миоцена. Таким образом, олигоценовую эпоху можно рассматривать как начало возникновения крупных геотектонических и орографических элементов Малого Кавказа — Куринского и Среднеараксинского краевых прогибов и разделяющего их поднятия.

В геотектоническом режиме Присеванской зоны происходит новая инверсия. Интенсивное поднятие происходит в позднеэоценовых прогибах — Лорийском и Памбакском, а полоса центрального поднятия, напротив, испытывает погружение и в позднем олигоцене преобразуется в наложенную Дилижано-Амасийскую впадину. В последней устанавливается пресноводно-озерный режим и происходит накопление песчано-глинистых, углесланценосных отложений. Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальная зона в конце эоцена значительно сокращается по площади и в раннем—среднем олигоцене здесь формируются три остаточных прогиба (Еревано-Вединский, Айоцдзорский и Нахичеванский).

Судя по естественным обнажениям и данным буровых скважин, мощность нижне-среднеолигоценовых отложений Ереванского прогиба, где они наиболее полно развиты в южном и юго-западном направлениях, уменьшается, и в районе р. Аракс местами они выклиниваются. На этом основании следует считать, что наиболее прогнутая часть бассейна в ранне-среднем олигоцене располагалась в северо-восточной бортовой части современной Среднеараксинской впадины и что осевая часть последней имела геоантиклинальную тенденцию развития.

Образовавшаяся геоантиклиналь являлась главным водоразделом между Куринским и Ереванским олигоценовыми бассейнами и большей частью представляла собой область размыва. Именно эта суша дала то огромное количество терригенного материала, который накапливался в указанных морских бассейнах. Часть терригенного материала поступала также и с юга, из областей вышеуказанной интрагеоантиклинальной зоны, располагавшейся по центральной осевой полосе современной Среднеараксинской впадины.

В юго-западной части Куринской депрессии в олигоцене происходило накопление мощных (до 3 *км*) терригенных песчано-глинистых пород (майкопская серия), свидетельствующих об интенсивном воздымании ограничивающего ее с юго-запада геоантиклинального поднятия.

В Еревано-Вединском прогибе и в западной части Айоцдзорского прогиба в раннем—среднем олигоцене также происходило накопление мощных (до 1 *км*) песчано-глинистых пород, но в значительно отличных от Куринского бассейна физико-географических и биохимических условиях. Характер фауны и осадков свидетельствует о том, что указанные песчано-глинистые породы нижнего—среднего олигоцена отлагались в условиях мелководного моря, в литоральной и неритовой зонах. Встречающаяся в различных горизонтах этих отложений богатая ископаемая фауна пелеципод, гастропод и в частности нуммулитов, морских ежей и кораллов свидетельствует о мелководном характере бассейна и указывает на нормальный гидрологический режим и теплые тропические и субтропические климатические условия последнего. Она указывает также на то, что олигоценовый морской бассейн Еревано-Ордубадской тектонической зоны Кавказа был открытым и широко сообщался с олигоценовыми бассейнами западного Средиземноморья, Северного Кавказа и, вероятно, Северного Ирана — на юге.

Более умеренными, менее теплыми климатическими условиями характеризовались олигоценовые бассейны Куринской депрессии, Ахалцихского остаточного прогиба и Северного Кавказа. В отложениях последних почти полностью отсутствуют теплолюбивые формы, как, например, кораллы, морские ежи и крупные фораминиферы. На границе эоцена и олигоцена в Крымско-Кавказской области отмечаются резкие изменения климатических условий, обусловленные предолигоценовыми горообразовательными движениями. На Северном Кавказе, а также в Рионо-Куринской впадине тропический климат эоценового времени сменяется в олигоцене бореальным (умеренно холодным), на что указывает быстрое исчезновение в олигоцене теплолюбивых групп фауны, широко развитых в эоцене. Палеогеографический анализ имеющихся материалов показывает, что граница между указанными двумя климатическими зонами — умеренно холодной и тропической — в раннем—среднем олигоцене в альпийской зоне юга СССР проходила по северной Армении.

Тектонические движения ранне-среднеолигоценового времени вызвали также мощную вулканическую деятельность. В Айоцдзоре, и особенно в его восточной части, в северном Сюнике (Зангезуре) и Варденисском хребте нижний—средний олигоцен представлен вулканогенны-

ми образованиями — различного состава андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и другие пирокластические разности. Продукты эксплозионного типа вулканической деятельности в виде пирокластов встречаются также в морских песчано-глинистых отложениях Еревано-Вединского прогиба. В вулканогенно-обломочных фациях выражен нижний — средний олигоцен и в Нахичеванском прогибе. Смыкание указанных двух фаций олигоцена — нормальноосадочной и вулканогенной и их переслаивание происходят в западном Айоцдзоре, в районе сс. Ахавнадзор — Ринд — Элпин.

В конце среднего олигоцена происходят новые очень мощные горообразовательные движения, обусловившие существенные изменения в структуре и палеографических условиях Малого Кавказа. Эти движения сопровождались мощной интрузивной магматической деятельностью. В это время (перед поздним олигоценом) происходит внедрение отдельных небольших групп гранитоидных интрузий восточного Айоцдзора и северного Сюника (Зангезура). Показательно, что указанные интрузивные массивы территориально приурочены к области мощного развития эффузивного вулканизма ранне-среднеолигоценового времени, что вновь свидетельствует о парагенетической связи и комагматичности проявления интрузивного и эффузивного магматизма.

В результате предпозднеолигоценовых тектонических движений весь Малый Кавказ вовлекается в общее поднятие, в связи с чем в позднем олигоцене — раннем миоцене значительно сокращается область накопления осадков. Нижне-среднеолигоценовое море отступает, а вдоль современной Среднеараксинской депрессии образуется обширный межгорный прогиб, в котором устанавливается озерно-континентальный режим и происходит накопление молассовых отложений. Границы распространения указанных отложений точно совпадают с современными контурами Среднеараксинской впадины. На этом основании можно считать, что поздний олигоцен — раннемиоценовая эпоха является временем формирования современной Среднеараксинской впадины, начало заложения которой отмечается еще в раннем—среднем олигоцене. Образование указанной депрессии тесно связано с геоантиклинальным поднятием окружающих ее с севера и юга горных массивов— центральной части Антикавказа и Армянского хребта, расположенного ныне в пределах Турции.

Следует отметить, что в позднеолигоценовое время обособление бассейнов от мирового океана и их сильное опреснение происходит по всей Черноморско-Каспийской области, что привело к резкому сокращению видового и родового состава морской фауны. В северо-западной части Среднеараксинской впадины в позднем олигоцене — раннем миоцене отлагалась довольно мощная (до 800 м) свита красноцветных и пестроцветных континентальных образований, состоящая из красноватых, буроватых, зеленоватых и серых песчанистых, порой гипсоносных, глин, песчаников, алевролитов и рыхлых конгломератов, лишенных остатков, — орогенная молассовая формация. Гальки конгломератов состоят из разнообразных обломков метаморфических пород, порфиритов и других эффузивных пород, кремнистых пород, кварцитов и реже обломков верхнемеловых и эоценовых пород. Отсутствие в этих отложениях морской фауны, наличие прослоев гипса сингенетического происхождения, красновато-буроватый цвет отложений, плохая сортировка кластических пород, наличие косой слоистости указывают на лагунно-континентальный режим водоема, который характеризуется небольшой глубиной и субтропическими климатическими условиями. Окружающая водоем суша характеризовалась высокогорным, сильно рассеченным рельефом и влажными и жаркими климатическими условиями. Указан-

ные физико-географические и климатические условия способствовали образованию ливневых и селевых потоков, которые заносили в бассейн огромное количество кластического материала. В конце рассматриваемой эпохи (по-видимому, в раннем миоцене) рельеф суши значительно сглаживается, а климат становится субаридным, на что указывает резкое сокращение грубокластических пород в верхней части разреза указанной красноцветной молассовой свиты, преобладание глин и наличие в последних тонких пропластков сингенетического гипса.

Анализ фаций и мощностей отложений показывает, что Среднеараксинская впадина в это время не представляла единую структурную зону, а состояла из нескольких прогибов (Ереванский, Октемберянский, Садаракский и Нахичеванский), которые были разделены поднятиями палеозойского основания. В последних мощность красноцветных пород не превышает 100—200 *м*, в то время как в указанных прогибах она достигает 700—800 *м*. Несколько иными палеографическими условиями характеризовалась юго-восточная часть Среднеараксинской депрессии — Нахичеванский прогиб, где накапливались красные и серые глины, песчаники, мергели и известняки (красноцветная и пестроцветная свиты). Здесь, по-видимому, существовал солоновато-водный бассейн со стоячими или медленно текущими водами и в восстановительной среде происходило скопление мергелей и известняков, являющихся возрастными и фациальными аналогами асмарийских известняков Ирана.

Пресноводно-озерный бассейн, образовавшийся в среднем олигоцене в центральной части Присеванской мегасинклинальной зоны (Дилижан-Амасийская наложенная впадина) продолжал существовать и в позднем олигоцене.

Этот озерный водоем был заражен сероводородом и накопление глинистых осадков, богатых растительными остатками, происходило в условиях восстановительной среды. Окружающая водоем суша представляла заболоченное пространство с лесной растительностью и характеризовалась влажным субтропическим климатом.

Наличие туфогенных и вулканогенных пород в отложениях верхнего олигоцена Дилижанского района и Среднеараксинской впадины свидетельствует о вулканической деятельности этого времени.

В среднем—позднем миоцене Малый Кавказ вовлекается в новое опускание и в Среднеараксинской депрессии происходит ингрессия моря, устанавливается лагунный режим, происходит накопление мощных (около 1 *км*) гипсо-соленосных отложений. Более мощная трансгрессия происходит в Куринской депрессии. Южная береговая линия морского бассейна Куринской депрессии проходила по северным склонам Антикавказской геоантиклинальной суши, на что указывает наличие в указанном районе прибрежных мелководных отложений караганского горизонта. Можно предполагать, что Куринский морской бассейн через Иджеванский прогиб проник в центральную часть Антикавказской суши, образуя узкий залив, следы которого выражены в районе г. Раздан в виде мелководных морских отложений конкского горизонта.

Антикавказская суша характеризовалась сравнительно сглаженным, слабо расчлененным рельефом, о чем свидетельствует отсутствие в разрезах средне-верхнемиоценовых соленосных отложений Среднеараксинской впадины грубокластических пород, наряду с мощным развитием галогенных и глинистых образований. Климат суши был сухим и жарким (аридным), на что указывает накопление соленосных отложений в бассейнах, а также сокращение споровых растений и увеличение количества ксерофитовых трав, кустарников.

Лагунный водоем Среднеараксинской впадины состоял из нескольких, сравнительно небольших соленосных бассейнов — Нахичеванского,

Ереванского, Арташатского, Октемберянского и других, которые были разделены поперечными подводными барьерами, соответствующими выступам палеозойского основания. Западнее Октемберянского прогиба располагались Кульпинский и Ольтинский соленосные бассейны. Соленакопление в среднем — позднем миоцене происходило почти по всей огромной засушливой области, соответствующей Анатолийско-Иранскому межгорному прогибу. На Малом Кавказе наиболее мощное соленакопление имело место в северо-западной части Среднеараксинской впадины (Ереванский, Арташатский прогибы), где соленосная формация состоит из трех частей — нижней, ангидритовой, средней — соленосной (наиболее мощная часть) и верхней — гипсоносной. В восточной прибрежной части Ереванского соленосного бассейна каменная соль фациально замещается гипсоносными образованиями, непосредственно налегающими на породы пестроцветной свиты.

Ереванский соленосный бассейн простирался в северо-западном направлении до Севанской впадины, где буровыми скважинами также установлены соле-гипсоносные отложения, залегающие под фаунистически охарактеризованными отложениями сармата. По-видимому, эти два бассейна — Ереванский и Севанский — также были несколько изолированы друг от друга подводным барьером, расположенным в районе Гегамского вулканического нагорья.

В позднем сармате происходит новая ингрессия моря, обусловившая проникновение в Среднеараксинский лагунный бассейн морских вод с мактровой фауной и значительное расширение площади накопления морских осадков. В соленосных прогибах верхнесарматские отложения согласно сменяют подстилающие породы, а по периферии их отчетливо трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних отложений вплоть до палеозоя (Нахичеванская АССР). В указанных выше прогибах (Ереванский, Октемберянский, Севанский, Нахичеванский) в позднем сармате отлагались глины, песчаники, оолитовые известняки и известняки — ракушечники мелководной фации.

В настоящее время нет достаточных данных для ответа на вопрос, откуда проникло сарматское море в южное Закавказье. Можно сделать лишь предположение, что сарматское море проникло в Среднеараксинскую депрессию из Куринского бассейна. Об этом говорит наличие морских отложений конка в бассейне верхнего течения р. Раздан, сармата в бассейне оз. Севан, карагана в северной Армении и наличие субмеридионального прогиба в долине р. Агстев, существование которого намечается еще с альба.

В позднесарматское время начинается новый — неогеновый этап вулканической деятельности, более интенсивно проявившейся в плиоцене. Продукты сарматского вулканизма широко распространены в Айоцдзоре, Варденисском и Гегамском хребтах, где они представлены преимущественно кислого состава эффузиями и их пирокластами. Последние в Приереванском районе переслаиваются с морскими отложениями сармата. О вулканической деятельности эксплозивного типа на Малом Кавказе в сарматское время свидетельствует нахождение пеплового материала в сарматских морских отложениях Куринской депрессии. В конце позднего миоцена (перед мэотисом) происходят очень мощные тектонические движения, вызвавшие новые существенные изменения в структуре и палеогеографических условиях Малого Кавказа. В результате этих движений Малый Кавказ в целом испытывает общее поднятие, происходит регрессия сарматского моря и, начиная с мэотиса, Малый Кавказ вступает в континентальную фазу развития.

В Среднеараксинской депрессии миоценовые отложения сминаются в складки, образуются соляные структуры, а в центральной части

Малого Кавказа происходят дифференциальные движения, обусловившие интенсивное проявление вулканизма в плиоцене.

В раннем—среднем плиоцене в центральной части Малого Кавказа на пространстве от Ахалцихского остаточного прогиба на северо-западе и до Сюника на юго-востоке происходит накопление мощных (до 1 *км*) *толщ вулканогенно-обломочных образований* (преимущественно андезитового состава туфобрекчии и туфоконгломераты, агломератовые и витрокластические туфы, туффиты, туфопесчаники и другие пирокластические породы, прослаиваемые внутриформационными андезитовыми покровами), отлагавшихся в озерно-континентальных условиях — вохчабердская и годердзская свиты и их литологические и стратиграфические эквиваленты.

Наличие в составе этих вулканогенно-обломочных свит мощных пачек и линз пролювиальных образований, плохая сортировка пород и наблюдаемое местами хаотическое нагромождение вулканогенных и пролювиальных, грубокластических пород указывают на расчлененный рельеф, а также дифференциальный характер происходивших в это время тектонических движений. В результате указанных движений образовались отдельные континентальные и озерные котловины и горные долины, в которых скопился грубообломочный материал, сносимый с окружающей суши. Другая часть обломочного материала образовалась за счет вулканической деятельности. Обломки лав в условиях озерного режима цементировались продуктами выброса пирокластического материала, попадавшего в бассейн с воздуха. В некоторых из озерных котловин происходило накопление угленосных и лигнитоносных отложений (Мегринский и Джаджурский лигнитоносные бассейны). Состав ископаемой флоры указывает на горный ландшафт местности и на тропический климат среднеземноморского типа.

В конце среднего плиоцена происходят складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию вулканогенно-обломочных образований миоплиоцена. Однако слабая дислоцированность отложений (углы падения в среднем 5—10°), а также слабоволнистый характер подошвы вулканогенно-обломочной толщи свидетельствуют о слабых проявлениях складчатых движений послепонтического времени. Вместе с тем в среднем плиоцене Малый Кавказ испытывает общее поднятие, вызвавшее расчленение его рельефа и формирование крупных речных долин (Дзорагетская, Дебедская, Памбакская, Арпинская, Воротанская).

В позднем плиоцене и особенно в первой половине его (в акчагыле) происходит общее опускание страны, значительное ослабление дифференциальных движений, приведшее к планации рельефа, соответствующей великой акчагыльской трансгрессии в Куринской впадине и в Закаспии. На Малом Кавказе в тектонических депрессиях (Араратская, Севанская, Ширакская, Лорийская) и крупных речных долинах (Воротанская, Дебедская, Разданская) формируются обширные озерные водоемы, отметки которых по всем геологическим данным незначительно превышали уровень акчагыльского моря. В указанных озерах, которые в дальнейшем продолжали существовать также в раннем и среднем плейстоцене, происходит накопление различных пресноводных отложений — диатомиты, диатомитовые глины, туфодиатомиты (смесь вулканического стекла и диатомитов), пески, песчаники, зачастую переслаивающиеся с продуктами рыхлых вулканических выбросов. Озерные водоемы через узкие проливы сообщались друг с другом, о чем свидетельствуют большое фациальное сходство их отложений и однотипность фауны (различные дрейсенсии) и флоры (диатомовые водоросли). Указанные проливы, соединяющие озерные бассейны и представляющие в структурном отношении синклинальные перегибы на крупных анти-

клинальных зонах, в современном рельефе Армянского нагорья выражены в виде перевальных долин. Показательно, что все эти перевальные долины (Карахачская, Севанская, Джаджурская, Айоцдзорская, Зодская, Воротанская) расположены примерно на одинаковых гипсометрических отметках (в среднем 2200—2400 *м*), что может свидетельствовать об общности их происхождения и одинаковом темпе поднятий древних антиклинальных массивов в антропогене.

Комплекс отложений, образовавшийся в многочисленных озерных водоемах Армянского вулканического нагорья, можно назвать диатомитовой субформацией, которая генетически тесно связана с определенными физико-географическими и тектоническими условиями. Главными из них являются: а) мелководный характер бассейнов, способствующий пышному развитию диатомовых водорослей; б) вулканическая деятельность, продукты которой служили источником кремнезема, необходимого для обильного развития организмов, с кремнистым скелетом — диатомей. Разложение и выщелачивание продуктов кислого состава вулканических извержений и последующее извлечение и осаждение кремнезема диатомеями привели к образованию диатомитов и других диатомитовых осадков.

Генетическая связь отложений диатомитов с вулканической деятельностью наблюдается не только в Закавказье, но и в многочисленных месторождениях диатомитов других стран (Калифорния, Япония, Австралия, Новая Зеландия). Все они неогенового и четвертичного возраста и соответствуют заключительной стадии альпийского горообразования, сопровождающегося интенсивной вулканической деятельностью; важное значение в образовании диатомитовой формации имел, очевидно, и климатический фактор, о чем может свидетельствовать зональное распространение диатомитовых отложений кайнозойского возраста на поверхности всего земного шара.

В среднем — позднем акчагыле вновь усиливаются дифференциальные тектонические движения, выразившиеся в сводово-глыбовом поднятии древних антиклинальных массивов и грабенообразном опускании синклинальных впадин. Эти движения сопровождались оживлением древних глубинных разломов и образованием новых крупных тектонических разрывов, которые приурочивались преимущественно к границам растущих геоантиклинальных поднятий и грабен-синклиналей, а местами и к сводовым частям первых. К этим линиям глубоких тектонических расколов были приурочены центры и трещины мощных излияний базальтовых лав (платобазальты) позднеплиоценового и постплиоценового времени. В результате такого раскалывания страны структура ее приобретает складчато-глыбовый характер, что отчетливо отражено в современном рельефе Армянского вулканического нагорья.

Вулканическая деятельность позднего плиоцена проявилась в виде ареально-трещинных излияний (Джавахетский, Гегамский, Ишхансарский хребты), а также в виде крупных стратовулканов — Арагац, Арарилер и других. Лавовые излияния этого времени образуют сплошные покровы, которые бронируют и нивелируют расчлененный рельеф по всей центральной вулканической области Малого Кавказа от Джавахетского вулканического нагорья на северо-западе и до Сюникского вулканического нагорья на юго-востоке. Верхнеплиоценовыми лавовыми покровами сложены гора Арагац, Ишхансарский и Гегамский хребты, а также обширные вулканические плато — Джавахетское, Лорийское, Кармрашенское, Егвардское, Канакерское и Ераблурское. Наблюдается определенная закономерность в изменении химического состава лавовых излияний во времени. Излияния начинаются основными лавами (долеритовые базальты, андезито-базальты), затем через ряд

промежуточных разностей (андезиты, андезито-дациты) сменяются кислыми лавами. Временами вулканическая деятельность имела взрывной характер, обусловивший накопление вокруг кратеров стратовулканов огромной мощности лавовых брекчий (Арагац, Араилер), агломератовых и витрокластических туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов и других пирокластических пород (бассейн р. Воротан). В последнем (северный Сюник) указанные вулканогенно-обломочные образования переслаиваются и фациально замещаются породами диатомитовой субформации и вместе с ними составляют единый формационный комплекс.

В конце плиоцена и в начале постплиоцена Малый Кавказ вновь вовлекается в общее поднятие, формируется его высокогорный рельеф, а продукты размыва поднимающихся горных массивов в виде пролювиальных шлейфов накапливаются вдоль их периферии, образуя обширные наклонные равнины — Советашенская, Агавнадзорская, Акеринская. Эти движения имели резко дифференциальный характер, благодаря чему останцы вышеуказанных озерных отложений ныне расположены на весьма различных гипсометрических отметках — от 600—700 *м* (Араратская котловина) и до 2000 *м* (бассейн оз. Севан, р. Воротан).

Постплиоценовые тектонические движения вызвали новую вспышку вулканической деятельности. Излившиеся лавовые потоки этого времени устремились в основном уже по выработанным долинам и ущельям современных рек и местами создали запруды, способствовавшие образованию мелких озерных водоемов. Центры вулканических извержений и излияний постплиоценового времени в отличие от плиоценовых ныне сохранились в виде хорошо выраженных кратеров, шлаковых конусов и других вулканических аппаратов. По периферии плиоцен-антропогенового стратовулкана Арагац громадное распространение получают красные, черные и розоватого цвета туфы и игнимбриты.

Тектонические движения постплиоценового времени вызвали значительную перестройку в системе расположения речных долин. Древняя (миоплиоценовая) речная сеть имела преимущественно близширотное простирание, соответственно простиранию крупных структурных элементов. В результате дифференциальных тектонических движений в постплиоцене происходит раздробление указанной речной сети, врезание рек в прилегающие горные хребты и образование перехватов и антецедентных долин (Мегринская, Джульфинская, Арени-Норашенская, Кироваканская, Туманянская). Крупные речные долины (Памбак, Арпа), имевшие в позднем плиоцене — раннем постплиоцене субширотное простирание, начиная со среднего постплиоцена, приобретают коленчатый продольный профиль.

Неотектонические движения, обусловившие формирование современного сильно расчлененного высокогорного рельефа Малого Кавказа, местами (северо-восточный склон Малого Кавказа, Веди-Арпа-Воротанская зона) имели унаследованный характер и обусловили локальное поднятие древних антиклинальных массивов и относительное прогибание синклинальных структур; положительные и отрицательные формы рельефа соответствуют антиклинальным и синклинальным структурам мезозойского и палеогенового возраста.

В Присеванской зоне (центральная часть Малого Кавказа), наоборот, основные новейшие структуры и обусловленные ими крупные формы рельефа являются обращенными по отношению к древним структурам. Горные хребты — Памбакский, Арегунийский, Севанский, Базумский, которые в плане новейшей тектоники представляют области интенсивного поднятия, имеют синклинальное строение. Расположенные между ними речные долины и озерные котловины (Верхнепамбакская, Спитакская, Кироваканская, Гамзачиманская, Красносельская, Лорий-

ская, Верхнеразданская, Севанская) представляют молодые грабены, наложенные на сводовые части древних антиклинальных структур.

В южной части Малого Кавказа расположена Среднеараксинская неотектоническая зона относительного прогибания, состоящая из унаследованных от олигоцена — миоцена и наложенных плиоцен-антропогеновых впадин (Араратская, Нахичеванская, Джульфинская), разделенных поперечными поднятиями — выступами палеозойского основания.

Крупные дифференциальные движения в постплиоцене вызвали поднятие выше уровня снеговой линии вулканических массивов (Арагац, Гегамский, Варденисский, Джавахетский хребты) и древних складчато-глыбовых хребтов (Зингезурский, Памбакский), обусловившее двукратное оледенение в среднем и позднем плейстоцене (рисское и вюрмское оледенения). Оледенения эти имели горно-долинный и полупокровный характер и по долинам горных рек в виде отдельных языков спускались вниз по склонам массивов и, сливаясь, на плоских поверхностях привершинных плато образовали значительные покровы (рисское оледенение). Талые воды ледников питали озерные бассейны, располагавшиеся по периферии массива Арагац и в Севанской впадине, и отлагали флювиогляциальные галечники на склонах указанных горных хребтов. Оледенение позднеплейстоценового времени (вюрмское) было значительно меньше по сравнению с площадью среднеплейстоценового (рисского) оледенения, что объясняется, по-видимому, большим расчленением рельефа горных массивов в позднем плейстоцене по сравнению со средним плейстоценом, а также климатическими условиями.

С новейшими тектоническими движениями тесно связана сейсмичность, при этом очаги землетрясений генетически приурочены к крупным разрывным нарушениям, большинство которых является границами различно построенных геотектонических зон.

Довольно отчетливая парагенетическая связь устанавливается между мегаформами рельефа, сейсмичностью, проявлением молодого вулканизма и аномалиями силы тяжести. На Малом Кавказе выделяются три гравитационные зоны — зона центрального минимума, северо-восточная и юго-западная зоны относительного максимума. Сопоставляя эти три гравитационные зоны с современными крупными формами рельефа Малого Кавказа, отражающими новейшие тектонические движения, обнаруживаем их полное совпадение. Зона центрального минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой высокогорной части Малого Кавказа, при этом наибольшие минимумы приурочены к приподнятым вулканическим щитам — Гегамскому вулканическому нагорью и массиву Арагац. Зона юго-западного максимума совпадает со Среднеараксинской впадиной и прилегающими к ней районами, а северо-восточного максимума — с северо-восточным склоном Малого Кавказа, примыкающим к Куринской депрессии. Эти данные показывают, что существует прямая связь между аномалиями силы тяжести, положением поверхности Мохоровичича и характером новейших тектонических движений.

Районы с положительными аномалиями силы тяжести соответствуют тектоническим блокам, характеризующимся сравнительно тонкой земной корой и относительным прогибанием в неотектоническую эпоху. Напротив, тектонические блоки, испытавшие наибольшее интенсивное поднятие в неогене и антропогене, характеризуются относительными минимумами силы тяжести, т. е. большими мощностями земной коры. Показательно, что зона центрального минимума полностью совпадает с областью мощного проявления неогенового и антропогенового вулканизма. В Араратской котловине сейсмически наиболее активные участки одновременно являются зонами больших градиентов силы тяжести, совпадающими с разрывными нарушениями.

ЛИТЕРАТУРА

Абакелия М. С. 1936. К вопросу гравиметрической изученности Кавказа. «Проблемы советской геологии», № 4.

Абакелия М. С. 1966. Проблема выклинивания гранитного слоя в Закавказье. АН СССР, Отд. науки о Земле, М., изд-во «Наука».

Абдул Касум-заде М. Р. 1954. Материалы к стратиграфии верхней юры Малого Кавказа. Докл. АН Аз. ССР, т. X, № 3.

Абдуллаев Р. Н. 1956. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта. Докл. АН Аз. ССР, т. XII, № 5.

Абдуллаев Р. Н. 1957. О возрасте эффузивов в Казахском районе Аз. ССР. Докл. АН Аз. ССР, № 10.

Абдуллаев Р. Н. 1958. Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа. Докл. АН Аз. ССР, № 3.

Абдуллаев Р. Н. 1964. Особенности верхнемелового вулканизма Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, «Вопросы геологии Кавказа».

Абих Г. 1873. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. VIII.

Абих Г. 1899. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXI.

Абих Г. 1902. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXIII.

Абовян С. Б. 1956. К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья оз. Севан. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIII, № 1.

Абовян С. Б., Арутюнян Г. М. 1957. Магнетизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 1.

Абрамян М. С., Аракелян Р. А. 1948. Этренский ярус в Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. I, № 5.

Абрамян М. С. 1954. Новые виды брахиопод из фаменских отложений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. VII, № 2.

Абрамян М. С. 1957. Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении. Ереван, изд-во АН Арм. ССР.

Авакян Л. А. 1959. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд-во АН Арм. ССР.

Авдулов М. В. 1963. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. «Советская геология», № 9.

Аветисян В. А., Малхасян Э. Г. 1956. Геолого-гидрохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях бассейна р. Арпа. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 13, вып. 3.

Адамян А. А., Гаспарян И. Г. 1950. Краткая минералогическая характеристика глинисто-песчаниковой толщи Шорагбюрской антиклинали. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2.

Адамян А. А., Саакян Н. А. 1955. К вопросу происхождения четвертичных туфов Приереванского района. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 11.

Адамян А. А. 1961. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIV, № 6.

Адамян А. И. 1955. Петрография щелочных пород Мегринского района Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Азарян Н. Р. 1959. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 1.

Азарян Н. Р., Акопян В. Т. 1959. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2.

Азарян Н. Р. 1963. Новые данные по стратиграфии триасовых отложений верховья реки Веди (Арм. ССР). Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIV, № 4.

Азарян Н. Р. 1963$_2$. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1936. К петрографии Малого Кавказа. Тр. Аз. ФАН СССР, т. 26.

Азизбеков Ш. А. 1939. Исследование интрузивов и эффузивов Малого Кавказа. Изв. Аз. ФАН СССР, № 3.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. 1947$_1$. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. 1947$_2$. Эоценовые отложения юго-западной части Конгур-Алангезского хребта. Изв. АН Аз. ССР, № 11.

Азизбеков Ш. А. 1947. Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. Ин-та геол. АН Аз. ССР, т. 13.

Азизбеков Ш. А. 1949. Основные черты геологического строения Нахичеванской АССР. Изв. АН Аз. ССР, № 5 (Приложение).

Азизбеков Ш. А., Корнев Р. П. 1951. Тектоника западных отрогов Даралагезского хребта (Аз. ССР). Докл. АН Аз. ССР, т. VII, № 6.

Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В. 1951. Вторичные кварциты восточного склона Пандагского хребта (Малый Кавказ). Докл. АН Аз. ССР, т. VII, № 5.

Азизбеков Ш. А. 1952$_1$. Кембрий, докембрий Азербайджана (крист. сл.). Геология Азербайджана, ч. 1. Изд-во АН Аз. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1952$_2$. Метаморфические породы малых и средних интрузий Малого Кавказа. Геология Азербайджана (Петрография). Изд-во АН Аз. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1952$_3$. Кислые интрузии СВ части Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1952$_4$. Третичные эффузивы Нахичеванской АССР. Геология Азербайджана (Петрография). Изд-во АН Аз. ССР.

Азизбеков Ш. А. 1952$_5$. О возрасте соленосной толщи Нахичеванской мульды. Докл. АН СССР, т. LXXXIV, № 5.

Азизбеков Ш. А. 1953. К геологии девонских отложений Нахичеванской АССР. Тр. Аз. НИ.

Азизбеков Ш. А. 1954. О возрасте соленосной толщи Азерб. части Малого Кавказа. Докл. АН Аз. ССР, т. 7, № 6.

Азизбеков Ш. А., Корнев Г. П. 1956. Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. Тр. Совещ. по тектонике Альпийской геосинкл. обл. Юга СССР.

Азизбеков Ш. А., Зейналов М. 1959. Сопоставление миоценовых отложений Нахичевана, Армении, Ирана и Турции. Изв. АН Аз. ССР, серия геол.-геогр. наук, № 3.

Азизбеков Ш. А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат.

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э. 1966. Строение и развитие Араксинской тектонической зоны. АН СССР, Отд. науки о Земле. М., изд-во «Наука».

Акопян В. Т. 1957. О возрасте вулканогенной толщи вершины г. Тапасар. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIV, № 4.

Акопян В. Т. 1958$_1$. О возрасте верхнемеловых образований юго-восточной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 3.

Акопян В. Т. 1958$_2$. К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 1.

Акопян В. Т. 1958$_3$. О возрасте верхнемеловых образований района сс. Сваранц и Татев. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 3.

Акопян В. Т. 1960. Стратиграфическая схема юрских отложений восточного Зангезура (Армения). Тр. Второй Закавк. конф. мол. геол. Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Акопян В. Т. 1962. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта (северная Армения). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XV, № 1.

Акопян В. Т. 1963. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд-во АН Арм. ССР.

Акопян Г. М., Оганесян Д. Ж. 1961. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ северной и северо-восточной частей Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XIV, № 6.

Акопян Ц. Г. 1955$_1$. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). Докл. АН Арм. ССР, т. XXI, № 5.

Акопян Ц. Г. 1955$_2$. О магнитных свойствах горных пород Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 4.

Акопян Ц. Г. 1960. Палеомагнетизм эффузивных пород Армянской ССР и перемещение полюсов Земли в кайнозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 6.

Алиев А. Г. 1949. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР.

Алиев М. М. 1952. Меловые отложения Азербайджана. Тр. Конф. по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд-во АН Аз. ССР.

Ализаде А. А. 1945. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность, Баку.

Ализаде А. А. 1947. Палеогеновые отложения Азербайджана, Баку, Азнефтеиздат.

Ализаде А. А., Хаин В. Е. 1948. О возможной нефтеносности южной части Арм. ССР и Нахичеванской АССР. «Азерб. нефт. хоз.», № 7.

Ализаде А. А., Халилов Д. М. 1952. Палеогеновые отложения Азербайджана. «Тр. Конф. по вопр. рег. геол. Закавказья». Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Ализаде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. И. и др. 1963. К вопросу заложения сверхглубокой скважины для изучения строения земной коры в Азербайджане. «Советская геология», № 2.

Амарян В. М. 1962. Новые данные по стратиграфии туфо-туфолав Арагацкой вулканической области. Изв. АН Арм. ССР, № 3.

Амарян В. М. 1963. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. Докл. АН Арм. ССР, т. 36, № 5.

Амарян В. М. 1965. Строение и происхождение Арагаца. Бюлл. МОИП. Отд. геол., т. X, № 1.

Амроян А. Е. 1957. Ереванский соленосный бассейн. Тр. Арм. ГУ, № 1.

Аракелян Р. А. 1951_1. История геологического развития Ю-З Армении в палеозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств и техн. наук, т. IV, № 2.

Аракелян Р. А. 1951_2. К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IV, № 3.

Аракелян Р. А. 1952_1. Палеозойские отложения Армении. Тр. Конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Аракелян Р. А. 1952_2. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилежащих частей Нахичеванской АССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Аракелян Р. А., Пиджян Г. О. 1956. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. Докл. АН Арм. ССР, т. 22, № 1.

Аракелян Р. А. 1957. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, т. X, № 5—6.

Аракелян Р. А. 1964. Геология Армянской ССР, т. II. Стратиграфия. Изд-во АН Арм. ССР.

Арапов Ю. А., Зорабян В. С. 1942. О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. ФАН СССР, № 8 (22).

Арапов Ю. А. 1944. К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6.

Арапов Ю. А. 1946. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, № 2.

Арзуманян С. К. 1962_1. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XV, № 2.

Арзуманян С. К. 1962_2. Схема сопоставления разрезов верхнеолигоценовых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XV, № 4.

Арутюнян Г. М. 1957. Развитие минерально-сырьевой базы Армянской ССР. Тр. Арм. ГУ, № 1. Изд-во ЕрГУ.

Асланов И. Н. 1954. К стратиграфии среднеэоценовых отложений окрестностей сс. Парага и Парадаш (Нахич. АССР). Докл. АН Аз. ССР, № 9.

Асланов И. Н. 1960. Майкопские отложения Кировабадского района. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд-во АН СССР.

Асланян А. Т. 1946. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. естеств. наук, № 10.

Асланян А. Т. 1947. О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 3.

Асланян А. Т. 1948. Новые данные по стратиграфии юрских отложений северной Армении. Докл. АН СССР, т. LX, № 7.

Асланян А. Т. 1949_1. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд-во АН Арм. ССР.

Асланян А. Т. 1949_2. О возрасте вулканогенной толщи Центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, серия геол., № 6.

Асланян А. Т. 1952. Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. аннотаций, докладов III научн. техн. конференции проф.-препод. состава втузов Закавказья, Ереван.

Асланян А. Т. 1953. Новые данные о верхнемиоценовом возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН ССР, т. VIII, № 6.

Асланян А. Т., Балян С. П. 1953. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII (6).

Асланян А. Т. 1954_1. Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. Докл. АН Арм. ССР, т. XVIII, № 1.

Асланян А. Т. 1954$_2$. Основные черты постмиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. ЕрПи, № 8, Ереван.

Асланян А. Т. 1955$_1$. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 11, вып. 2, Ереван.

Асланян А. Т. 1955$_2$. Глубинный разлом у гор. Еревана. Сб. аннотаций, докл. VI научно-технич. конф. проф.-препод. состава втузов Закавказья, Ереван.

Асланян А. Т. 1956$_1$. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сб. научн. тр. ЕрПи, № 13, Ереван.

Асланян А. Т. 1956$_2$. Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическом значении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Асланян А. Т., Ширинян К. Г. 1956. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гейдарлинское месторождение). Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 13, Ереван.

Асланян А. Т. 1958. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, Ереван.

Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А., Малхасян Э. Г. 1959. Миоплиоценовые экструзии Армянской ССР. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси.

Асланян П. М. 1958. Новые данные о возрасте зоны Variamussum fallax Korobkov в Армении. Докл. АН СССР, т. 119, № 5.

Асланян П. М. 1960$_1$. К фаунистической характеристике верхнеэоценовых отложений юго-западной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXX, № 2.

Асланян П. М. 1960$_2$. Некоторые *Pelecypoda* и *Gastropoda* из олигоценовых отложений юго-западной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 5.

Асратян В. П. 1952. Основные литолого-петрографические черты флишевых отложений Приереванского района. Науч. тр. ЕрГУ, т. 37.

Асратян В. П. 1955. Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена Приереванского района. Науч. тр. ЕрГУ, сер. геол., № 1.

Асратян В. П. 1957. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. Науч. тр. ЕрГУ, т. 59.

Асратян В. П. 1964. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР. «Вопросы геологии Кавказа», Ереван.

Атабекян А. А. 1952. К стратиграфии альбских отложений бассейна реки Агстев (Акстафа). Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естествен. и технич. наук, т. V, № 4.

Атабекян А. А. 1953$_1$. К вопросу о сеномане района с. Иджеван Арм. ССР. Докл. Арм. ССР, т. XVII, № 1.

Атабекян А. А. 1953$_2$. Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азербайджанской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XVI, № 3.

Атабекян А. А. 1954. Об открытии верхнеюрских отложений междуречья средних течений рек Агстев и Гасан-су (Армения). Докл. АН СССР, т. 96, № 3.

Атабекян А. А. 1955. Некоторые экзогиры из альбских отложений бассейна р. Агстев (Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и технич. наук, т. VIII, № 1.

Атабекян А. А. 1959. О присутствии датско-палеоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 6.

Атлас Армянской ССР, 1961, Ереван — Москва.

Афанасьев Г. Д. 1950. О происхождении озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Афанасьев Г. Д. 1952. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Афанасьев Г. Д. 1957. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Ar методом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Афанасьев Г. Д. 1959. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.

Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П. и др. 1960. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Меж. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3.

Бабаджанян А. К. 1955. О находке гранато-волластонитового скарна в Газминском интрузивном комплексе. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 11, Ереван.

Багдасарян Г. П. 1950$_1$. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. III, № 2.

Багдасарян Г. П. 1950$_2$. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8.

Багдасарян Г. П. 1954. Щелочные пегматиты Центральной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. 19, № 4.

Багдасарян Г. П. 1955. Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Гамзачиманской интрузии в Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 2.

Багдасарян Г. П. 1956_1. *Петрография щелочных эффузивных пород* Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Багдасарян Г. П. 1956_2. О контактовых постмагматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород Центральной Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. 9, № 8.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. 1961. *О возрасте палеозойских интрузий* Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4.

Багдасарян Г. П. и др. 1962. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. (Тр. X сессии комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. форм.). Изд-во АН СССР.

Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. 1963. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. Сб. *«Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР.*

Багдасарян Г. П. 1966. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. М., изд-во «Наука».

Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. 1961. Основные черты структуры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР, т. 136, № 6.

Балавадзе Б. К. 1966. Геофизическое исследование строения земной коры бассейна Черного моря. АН СССР, Отд. науки о Земле, М., изд-во «Наука».

Баласанян С. И. 1953_1. Об оптически одноосном амфиболе. Вестник МГУ, № 12.

Баласанян С. И. 1955_1. Шаровые габбро Центральной Армении. «Природа», № 10.

Баласанян С. И. 1955_2. *К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов.* Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 3.

Баласанян С. И. 1955_3. Строение Геджалинского гранитоидного интрузива Северной Армении. Тр. ЕрГУ, т. 52, Ереван.

Баласанян С. И. 1956_1. К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

Баласанян С. И. 1956_2. Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 4.

Баласанян С. И. 1956_3. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. Докл. АН Арм. ССР, т. 22, № 2.

Баласанян С. И. 1956_4. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской зоны. Докл. АН Арм. ССР, т. 23, № 2.

Баласанян С. И. 1957_1. *Различия в химизме разновозрастных однотипных* эффузивных пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. «Геохимия», № 8.

Баласанян С. И. 1957_2. Щелочные породы Геджалинского хребта Северной Армении. Тр. Ер. ГУ, т. 59, Ереван.

Баласанян С. И. 1957_3. Эволюция интрузивного магматизма Армянской части Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 116, № 3.

Баласанян С. И. 1959. Средние составы магматических пород Армении. *«Геохимия», № 3.*

Баласанян С. И. 1961_1. К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. 14, № 1.

Баласанян С. И. 1961_2. Химический состав продуктов эффузивного магматизма Армении. Тр. Ер. ГУ, т. 75, Ереван.

Баласанян С. И. 1961_3. Петрографическая характеристика пород Кохбской интрузии. Тр. Ер. ГУ, т. 75, Ереван.

Баласанян С. И. 1961_4. *Характеристика химического состава разновозрастных* интрузивных комплексов Армении. Тр. Ер. ГУ, т. 75, Ереван.

Баласанян С. И. 1963_1. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд-во Ер. ГУ, Ереван.

Баласанян С. И. 1963_2. Корреляция химизма магматических пород разных фаций Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1.

Баласанян С. И. 1963_3. Основные черты химизма разновозрастных магматических пород Армении. Уч. зап. Ер. ГУ, т. 84, Ереван.

Баласанян С. И. 1963_4. Закономерности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, т. 16, № 1.

Баласанян С. И. 1963_5. Предверхнеюрский интрузивный комплекс Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, т. 16, № 4—5.

Баласанян С. И. 1967. Основные черты магматизма Армении. Изд-во «МИТК», Ереван.

Бальян С. П. 1949. О происхождении горы Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Арм. ССР, т. I.

Бальян С. П. 1953. Краткая характеристика истории развития рельефа центрального вулканического нагорья Армении. Тр. Конф. по геоморф. Закавказья. Изд-во АН Аз. ССР.

Бальян С. П. 1957. Морфологический анализ четвертичных движений и развития речной сети южной части Армянской ССР. Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд-во АН Арм. ССР.

Бальян С. П., Вегуни В. Т. 1958. Палеогеография бассейна оз. Севан и новые возможности использования водных ресурсов озера. Тр. Ер. ГУ, т. 63, Ереван.

Бальян С. П. 1959. Морфологические методы поисков россыпных месторождений Армянской ССР. Матер. Всес. конф., АН СССР.

Бальян С. П., Любин В. П. 1961. Новые данные о палеолите Армении. Докл. АН Арм. ССР.

Бальян С. П. 1961. *Морфологический анализ новейших тектонических движений* Армении. Матер. Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. II. М., Изд-во АН СССР.

Бальян С. П., Зограбян Л. Н. 1961. *Геоморфологическая карта* Арм. ССР. Атлас Арм. ССР, Ереван — Москва.

Бальян С. П., Бошнагян П. С. 1964. Палеогеография и гидрогеология бассейна оз. Севан. *Вопр. геол. Кавказа. Изд-во* АН Арм. ССР, Ереван.

Бальян С. П. 1964. Новые данные о древнем оледенении Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVII, № 3.

Бальян С. П. 1969. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван, изд-во «Митк».

Барканов И. В. 1936. Геологическое строение и рудные месторождения северной части Степанаванского района ССР Армении и соседних частей Алавердского района ССР Армении и Башкичетского района ССР Грузии. «Проблемы советской геологии», № 1.

Барсанов Г. П. 1931. Нижний кембрий в Закавказье. Изд-во АН СССР.

Барсук А. М. 1960. Об интрузивной природе гранодиорит-порфиров Туапсинского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.

Белоусов В. В. 1960. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). В сб. «Проблемы тектонофизики», М., Госгеолтехиздат.

Белоусов В. В. 1966. Кавказ — один из первоочередных объектов для проведения комплексных исследований. АН СССР. Отд. науки о Земле, М., изд-во «Наука».

Белянкин Д. С. 1938. *Первый нефелиновый сиенит в Закавказье.* Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXIX, № 1—2.

Белянкин Д. С. 1952. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Бендукидзе Н. С. 1955. О третичных кораллах окрестностей Еревана. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 4.

Бетехтин А. Г. 1932. К вопросу о платиноносности Гокчинского перидотитового массива около сел. Надеждино на С-В берегу оз. Гокча. «Цветные металлы», № 3.

Бетехтин А. Г. 1937. *Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив* (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, под ред. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина. М.—Л.

Бобкова Н. Н. 1956. *Представители сем. Cardiidae Lamarck из сеноманских,* туронских и коньякских отложений Малого Кавказа. Ежегодн. Всес. палеонт. об-ва, № 15.

Богачев В. В. 1913. О фауне соленосных отложений Русской Армении. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XV, вып. 8—9.

Богачев В. В., Шишкина А. И. 1915. Фауна и флора соленосных отложений русской Армении. *Зап. Кавказ. музея, серия* А, № 2.

Богачев В. В. 1936. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Азерб. нефт. ин-та, вып. XXXI.

Богачев В. В. 1938. Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в Закавказье. Тр. Азерб. фил. АН СССР, серия геол., т. IX (39), Баку.

Богачев В. В. 1939. Материалы к познанию ископаемых флор Закавказья. Тр. Геол. ин-та им. И. М. Губкина. Азерб. фил. АН СССР, т. XVI, Баку.

Богачев В. В. 1940. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Бошнагян П. С. 1956. О просадочности белоземов Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Бубикян С. А. 1958_1. Остракоды из сарматских отложений Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 1.

Бубикян С. А. 1958_2. Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 3.

Бурчак-Абрамович Н. О. 1948. Ледник на г. Арагац (Алагез). Изв. АН Арм. ССР, т. I, № 1.

Бушинский Г. И. 1940. Палеозойские фосфориты Армении. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XXXIV, № 3.

Бюс Е. И. 1948—1955. Сейсмические условия Закавказья. Ч. I, II, III, Тбилиси.

Бюс Е. И. 1956. О сейсмичности Закавказья. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.

Варданянц Л. А. 1935. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 64.

Варданянц Л. А., Габриелян А. А. 1947. О санидиновом трахите вблизи с. Элпин. Докл. АН Арм. ССР, № 2.

Варданянц Л. А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Вартапетян Б. С. 1955. О возрасте известняков района сел. Фиолетово в Армянской ССР. Сб. науч. тр. ЕрПИ, вып. 2, № 11.

Вартапетян Б. С. 1957. К вопросу о структуре Тежсарского массива щелочных интрузий. Тр. ЕрГУ, т. 59, Ереван.

Вартапетян Б. С. 1958. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Арм. ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XXVII, № 1.

Вартапетян Б. С. 1964. К вопросу о возрасте интрузивов Арм. ССР. «Вопросы геологии Кавказа». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Вегуни А. Т. 1956$_1$. Об олигоцене южной Армении. Сб. науч. тр. ЕрПИ, серия геол., вып. 3, № 13.

Вегуни А. Т., Мкртчян К. А. 1959. О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении. Тр. Арм. ГУ, № 2.

Вегуни А. Т., Птухян А. Е. 1959. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений р. Арпа по нуммулитам. Тр. Арм. ГУ, № 2.

Вегуни А. Т. 1960. О вулканогенном олигоцене южной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXX, № 3.

Вегуни А. Т. 1962. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР.

Вегуни А. Т. 1964. Расчленение среднего эоцена южной Армении по фауне нуммулитов. «Вопр. геол. Кавказа». Изд-во АН Арм. ССР.

Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. 1953. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. МОИП, посв. памяти А. Н. Мазаровича.

Виноградов А. П. 1962. Содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7.

Вялов О. С. 1940. Схема деления палеогена Кавказа. Докл. АН СССР, т. XXVI, № 6.

Вялов О. С. 1959. О схеме стратиграфии палеогеновых отложений Европейской части СССР. Тр. Совещ. по разработке унифиц. стратигр. шкалы третичн. отложен. Крымско-Кавказской области. Изд-во АН Аз. ССР.

Габриелян А. А. 1941. К стратиграфии третичных отложений Армении. Докл. АН СССР, т. XXXII, № 6.

Габриелян А. А. 1943. К вопросу о сармате Армении. Изв. Арм. фил. АН СССР, сер. естеств. наук, № 1.

Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л. 1944. К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района Арм. ССР. Докл. АН Арм. ССР, № 1—2.

Габриелян А. А., Авакян Л. А. 1945. Новые данные по стратиграфии девонских отложений бассейна р. Айриджа (Армения). Докл. АН Арм. ССР (геология), т. 11, № 3.

Габриелян А. А. 1945. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. Докл. АН Арм. ССР, № 2.

Габриелян А. А. 1946$_1$. К истории тектонического развития Армении в третичное время. Докл. АН СССР, т. VIII, № 2.

Габриелян А. А. 1946$_2$. К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников Южной Армении. Докл. АН Арм. ССР, № 2.

Габриелян А. А. 1946$_3$. К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. Докл. АН Арм. ССР, № 5.

Габриелян А. А., Асратян А. А. 1947. О возрасте вулканогенной толщи разреза горы Дали-даг (Азерб. ССР). Докл. АН Арм. ССР, № 2.

Габриелян А. А. 1947. Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Габриелян А. А. 1948. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского р-на. Докл. АН Арм. ССР, № 1.

Габриелян А. А. 1949. О возрасте слоев с *Variamussium fallax* Korobkov в Армении. Докл. АН СССР, т. XVI, № 4.

Габриелян А. А. 1950. О новейших тектонических движениях в Армении. Тр. Ер. ГУ, т. XXX.

Габриелян А. А. 1952_1. Палеоген и неоген Армении. Тр. Зак. конф. по вопр. рег. геол., Баку.

Габриелян А. А. 1952_2. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Тр. Ер. ГУ, сер. геол., т. XXXVII.

Габриелян А. А., Асратян В. П., Назарян А. Е. 1954. К стратиграфии и тектонике сарыкаинской толщи бассейна озера Севан. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 8.

Габриелян А. А. 1955. Схема деления палеогена Армении. Докл. АН СССР, т. 105, № 4.

Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И., Бальян С. П. 1955. К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. Тр. Ер. ГУ, сер. геол., № 52.

Габриелян А. А. 1956_1. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 2.

Габриелян А. А. 1956_2. Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Изд-во АН Аз. ССР.

Габриелян А. А. 1957. Новые данные по стратиграфии палеогена северо-восточного побережья оз. Севан. Докл. АН Арм. ССР, т. XXV, № 1.

Габриелян А. А. 1958. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. 26, № 1.

Габриелян А. А., Тахтаджян А. А., Саркисян О. А. 1958. О возрасте угленосных отложений Дилижанского района. Докл. АН Арм. ССР, т. 26, № 3.

Габриелян А. А. 1959_1. Главнейшие формации горных пород Армении. Тр. докл. IV Всес. литол. совещ., Ташкент.

Габриелян А. А. 1959_2. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР.

Габриелян А. А., Габуния Л. К. 1959. О находке остатков мастодонта в пестроцветной свите. Нах. АССР. Докл. АН Арм. ССР, т. 28, № 4.

Габриелян А. А., Саакян Н. А. 1959. Схема расчленения третичных отложений Армении. Тр. совещ. по разраб. унифиц. стратиграф. шкалы третичн. отложен. Крымско-Кавказской области. Изд-во АН Аз. ССР.

Габриелян А. А., Саакян Н. А., Мартиросян Ю. А. 1960. Палеоген Ереванского бассейна. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР.

Габриелян А. А. 1961_1. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена Юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ., № 4.

Габриелян А. А. 1961_2. Интрузивный вулканизм и тектоника. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2.

Габриелян А. А. 1962. Нуммулитиды Армянской ССР и ярусное расчленение палеогена. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 5.

Габриелян А. А., Думитрашко Н. В. 1962. История развития рельефа Арм. ССР. Геология Армянской ССР, т. I. Геоморфология. Изд-во АН Арм. ССР.

Габриелян А. А. 1964. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Габриелян Г. К. 1951. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. «Природа», № 1.

Гамбарян П. П. 1934. Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Бассейн р. Занги, часть 2, геолого-гидрогеологические очерки. Тр. СОПС, сер. Закавказ., вып. 10, Л.

Гамкрелидзе П. Д., Габуния Л. К. 1942. Геология южной части Борчалинского района. Тр. ГИН АН Груз. ССР, сер. геол., I/VI, Тбилиси.

Гамкрелидзе П. Д. 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН Груз. ССР.

Гамкрелидзе П. Д. 1954. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. ПИ, № 32.

Гапеева Г. М. 1960. Формация лампрофиров. Докл. Сов. геол. XXI, сесс. МГК, Изд-во АН СССР.

Гасанов Т. А. 1954_1. Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрикчай. Докл. АН Аз. ССР, т. X, № 1, Баку.

Гасанов Т. А., Абдулкасум-заде М. А. 1954. История изученности стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Аз. ССР). Изв. АН Аз. ССР, № 6.

Гасанов Т. А. 1967. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Баку.

Геворкян Х. О., Арутюнян Г. М., Пилоян Г. А. 1959. Магнезиальные породы северо-восточного побережья оз. Севан. Тр. Арм. ГУ, № 2.

Геология Арм. ССР. 1962. Том I. Геоморфология. Изд-во АН Арм. ССР.

Геология Арм. ССР. 1964. Том II. Стратиграфия. Изд-во АН Арм. ССР.

Герасимов А. П. 1937. Древние интрузии Северного Кавказа и их металлогения. «Пробл. сов. геол.», № 7.

Гинзберг А. С. 1915. К петрографии Закавказья (по материалам Генриха Иос. Каспаровича с приложением списка минералов, составленного А. Е. Ферсманом). Тр. радиевой экспед. АН СССР, № 4.

Гинзберг А. С. 1929. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», АН СССР, т. I.

Гинзберг А. С. 1933. Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, СОПС АН СССР.

Гинзберг А. С. 1935. Петрография республики Армении. Петрография СССР, сер. I, региональная петрография, вып. 2, Л., Изд-во АН СССР.

Горецкий Ю. К. 1945. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении. Диатомиты и трепелы. Тр. ВИМС, т. I, вып. 177.

Гохтуни Н. Г. 1963. Котурванская ископаемая флора. Изв. АН Арм. ССР, т. XVII, № 2.

Григорян Г. О. 1964. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. Закономерности размещения пол. ископ. АН СССР, отдел. геол.-геогр. наук, М., изд-во «Наука».

Григорян С. М. 1960. Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского бассейна. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. наук, т. XIII, № 3—4.

Григорян С. М. 1961_1. Нуммулиты горизонта с *Nummulites millecaput* из верхнеэоценовых отложений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 1.

Григорян С. М. 1961_2. Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXII, № 2.

Григорян С. М. 1962. Стратиграфическое распространение орбитоидов в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 4.

Грушевой В. Г., Додин А. Л. 1936. Геологическое строение Зангезурского медного месторождения (части Кафанского и Горисского районов ССР Армении), Л.

Грушевой В. Г., Котляр В. Н. 1939. О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района. «Разведка недр», № 5.

Грушевой В. Г. 1941_1. Интрузивные породы юго-восточной части Арм. ССР и восточной части Нахич. АССР (Мегринский, Кафанский и Ордубадский районы). Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. ГУ, вып. 2.

Грушевой В. Г. 1941_2. Интрузивные породы ССР Армении (северная часть Армении и южная часть Грузии). Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. ГУ, вып. 2.

Гукасов А. О. 1901. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XII, вып. 1.

Гурьев А. 1830. Путешествие по Кавказской и Шамшадинской дистанциям и Елисаветпольскому округу в 1829 г. «Горный журнал», № 10.

Даль С. К. 1940. К исследованию вымерших и современных млекопитающих из пещеры Сарайбулагского хребта. АН СССР, Армянский филиал. Зоологический сб., № 2.

Демехин А. П. 1956. О находке обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Джанелидзе А. И. 1946_1. К вопросу о Локском лейасе. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 6.

Джанелидзе А. И. 1946_2. О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 4.

Джрбашян Р. Т. 1962. О палеогеновом вулканизме в районе Базумского хребта. Тез. докл. IV Закавказ. конф. молодых геологов, Ереван.

Дзоценидзе Г. С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер. АН Груз. ССР, № 1.

Дзоценидзе Г. С. 1960. Петрографические провинции Закавказья. Докл. Сов. геол. XXI, сесс. МГК, Изд-во АН СССР.

Дикшит С. К. 1960. Введение в археологию. Перевод с английского. М., Изд-во иностр. литер.

Додин А. Л. 1935. Геологическое строение Алаверди-Садахлинского района РСФСР. М.—Л. Тр. ВИМС, вып. 88

Додин А. Л. 1940. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 133.

Думитрашко Н. В. 1949. О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 43.

Думитрашко Н. В. 1950_1. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагез). Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 47.

Думитрашко Н. В. 1950_2. О пенепленах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2.

Думитрашко Н. В., Бальян С. П. 1952. К вопросу о возрасте и генезисе Вохчабердской толщи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Думитрашко Н. В. 1957_1. Новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. Тр. Комис. по изучен. четвертич. периода, вып. 13.

Думитрашко Н. В. 1957_2. О геоморфологическом картировании Закавказья. Тр. IV геоморф. конф. по изучен. Кавказа и Закавказья, Ереван.

Думитрашко Н. В. 1958. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. Мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 74.

Думитрашко Н. В., Бальян С. П. 1962. Древнее оледенение Кавказа. Вопр. стратиграфии и палеогеог. четвертичного периода. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода, т. XIX, М.

Дьяконова-Савельева Е. Н., Афанасьев Г. Д. 1933. Геологические исследования в окрестностях Нор-Баязета в 1930 г. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, Л.

Егоян В. Л. 1953. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Аз. ССР, № 6.

Егоян В. Л. 1955. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Егоян В. Л., Эристави М. С. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. 20, № 3.

Егоян В. Л. 1956_1. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. Сб. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд-во АН Арм. ССР.

Егоян В. Л. 1956_2. Коньякские отложения юго-западной Армении и смежных районов Нахичеванской АССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и технич. наук, т. IX, № 6.

Елисеева О. П., Джрбашян Р. Т., Остроумова А. С., Фаворская М. А. 1964. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. Изд-во АН Арм. ССР.

Епремян П. Л. 1966. Волнообразные движения в Памбакском и Лорийском палеогеновых прогибах. Докл. АН Арм. ССР, т. XVIII, № 5.

Желтов П. И. 1937. Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. К 45-летию научн. деят. Н. Ф. Погребова. Тр. ЦНИГРИ.

Жижченко Б. П. 1941. Палеогеновые отложения Армении. АН СССР, Отд. геол.-геогр. наук, рефераты научно-исслед. работ за 1940 г.

Заварицкий А. Н. 1940. Новейшие вулканические образования Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 53.

Заварицкий А. Н. 1944. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 5—6.

Заварицкий А. Н. 1945. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Заварицкий А. Н. 1946. О четвертичных вулканических туфах Армении. Докл. АН СССР, 53, № 8.

Заварицкий А. Н. 1947. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1953_1. О возрастном взаимоотношении и генезисе древних кристаллических пород Ложского массива. Вопр. петрограф. и минер. Изд-во АН СССР.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1953_2. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минер.-петрограф. наук, т. 3.

Захарова Л. В. 1957. О возрастном положении верхних горизонтов верхнемелового разреза в бассейне реки Веди (южная Армения). Докл. АН СССР, т. 117, № 6.

Зесашвили В. И. 1955. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, серия геол., т. IX (XIV), вып. 1.

Зограбян В. С., Арапов Ю. А. 1942. О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 8 (22).

Зограбян Л. Н. 1953. «Дурные земли» предгорий Среднеараксинской депрессии. Тр. конф. по геоморф. Закавказья, Баку.

Зограбян Л. Н. 1957. О значении глубинной структуры в формировании морфоструктуры ЮВ части Малого Кавказа. Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд-во АН Арм. ССР.

Зограбян Л. Н. 1964. Подвергались ли оледенению горы Лалвар, Хуступ и Арамазд? «Вопросы геологии Кавказа». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Иванчин-Писарев А. А. 1930. Месторождения Артикской туфовой лавы. Тр. Ин-та прикл. минер. по строит. и технич. камню.

Исаакян С. А. 1956. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеза (Арм. ССР). Докл. АН Арм. ССР, т. XXII, № 2.

Исаакян С. А. 1957. Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экструзий Мегринского района. Тр. Ер. ГУ, т. 59.

Исаханян Д. П. 1955. О возрасте горисской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. Тр. Ер. ГУ, сер. геол., т. 52.

Казакова Н. М. 1952. Древние отложения бассейна оз. Севан (петрограф. минер. характ.). Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 51.

Казакова Н. М. 1954$_1$. Опыт составления геоморфолого-тектонических карт (на примере района долины р. Вохчи-чай). Тр. Ин-та геогр. АН СССР, том LXII, матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, вып. 12.

Казакова Н. М. 1954$_2$. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры (на примере р. Вохчи-чай). Тр. Ин-та геогр. АН СССР, том LXII, матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, вып. 12.

Казакова Н. М. 1955. К вопросу о происхождении оз. Севан. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, том LXV, матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, вып. 14.

Казакова Н. М. 1958. Геоморфологическое районирование бассейна оз. Севан. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, том LXXIV, матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, вып. 18.

Казарян Г. А. 1959. Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 6.

Каракаш Н. И. 1897. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. СПб.

Каракаш Н. И. 1898. Новые данные об остатках мамонта на Малом Кавказе. Дневник X съезда естествоиспыт. и врачей, № 7.

Карапетян К. И. 1959. К петрографии четвертичных лав Даралагеза. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 5.

Карапетян К. И. 1960. Четвертичный вулканизм Даралагеза (Арм. ССР). Автореф. канд. дисс. Москва — Ереван.

Карапетян К. И. 1962. Четвертичный вулканизм бассейна р. Арпа в Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР.

Карапетян К. И. 1964. Об оледенении Гегамского нагорья. «Вопросы геологии Кавказа». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Карапетян Н. К. 1955. По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Ерев. гос. русский пединст. Уч. зап., т. 5, Изд-во АН Арм. ССР.

Карапетян О. Т. 1928. Геологический очерк ССР Армении. Материалы по районированию Арм. ССР, вып. 1, Эривань.

Карапетян О. Т. 1930. Гора Арагац, Эривань.

Качарава И. В. 1951. Геологические условия развития нуммулитов. Сб. тр. Ин-та геол. и минер. АН Груз. ССР.

Кашкай М. А. 1951. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изв. АН Аз. ССР, № 10.

Кашкай М. А. 1952. Метаморфические породы основных и ультраосновных интрузий Азербайджана. Геология Азербайджана (Петрография). Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. 1950. К стратиграфии палеогена верховьев рр. Акеры и Тертера и смежной части бассейна оз. Севан. Изв. АН Аз. ССР, № 3.

Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. 1952. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. Докл. АН Аз. ССР, т. VIII, № 6.

Кваша Л. Г. 1953. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 7. М.

Керимов Г. И. 1955. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН Аз. ССР, № 7.

Кипарисова Л. Д., Азарян Н. Р. 1963. *Nairites* — новый род позднетриасовых цератитов из Арм. ССР. «Палеонтологический журнал», № 1.

Кириллова И. В. 1952. Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.

Кириллова И. В., Сорский А. А. 1956. О строении доальпийского фундамента Кавказа. Тр. совещ. по тектонике альпийской области Юга СССР. Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Кириллова И. В., Сорский А. А. 1960. Тектоника и сейсмичность Кавказа. В кн. Докл. советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.

Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А. и др. 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР.

Клопотовский Б. А. 1942. Древнее оледенение хребта Муров-даг на Малом Кавказе. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 4.

Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. 1964. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР, серия геологич., № 10.

Константов С. В. 1918. Тип алавердский и его изменения. Ест. произв. силы России, т. IV, полезн. ископаем., вып. 7.

Конюшевский Л. К. 1911. Отчет о геологическом исследовании месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 10.

Конюшевский Л. К. 1915. Потухший вулкан Далик-тапа. Изв. Кавказск. геолог. общ., т. XXIII, № 1.

Коридалин Е. А. 1947. Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. Вестник АН СССР, № 3.

Коробков И. Л. 1961. К вопросу о границе эоцена и олигоцена. «Советская геология», № 9.

Котляр В. Н. 1930. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении, бассейн верхнего течения р. Восточный Арпа-чай. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136.

Котляр В. Н. 1932. Геологический очерк района Памбакского и Мисханского хребтов (ССР Армении). Л.

Котляр В. Н. 1938. Интрузия нефелиновых сиенитов на Кавказе. Зап. Всерос. минер. общ., 2-я серия, ч. LXVII, № 2.

Котляр В. Н. 1939_1. Открытие лейцитовых пород в Закавказье. «Советская геология», т. IX, № 4—5.

Котляр В. Н. 1939_2. О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района. «Разведка недр», № 5.

Котляр В. Н. 1940_1. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всерос. минер. общ., часть LXIX, № 2—3.

Котляр В. Н. 1940_2. Новые данные в изучении глубинного вулканизма Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 28, № 9.

Котляр В. Н. 1941. Интрузивные породы центральной части Арм. ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II.

Котляр В. Н. 1945. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, № 2.

Котляр В. Н. 1947. Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 8.

Котляр В. Н., Малхасян Э. Г. 1957. Анортозиты, гранофиры, эссекситовые породы Гюмушханского интрузивного комплекса. Докл. АН Арм. ССР, т. 24, № 1.

Котляр В. Н. 1958. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Кржечковский А. В. 1930. Геологический очерк зап. части Даралагезского уезда ССР Армении (басс. среднего течения р. Вост. Арпа-чай). Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 136.

Криштофович А. Н., Принада В. Д. 1933. О верхнетриасовой флоре Армении. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объед., вып. 336.

Криштофович А. Н. 1939. Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базар-чая. «Ботанический журнал», № 5—6.

Крымгольц Г. Я. 1951. Некоторые головоногие из юрских отложений Закавказья. Тр. ЛОИП, т. LXVIII, вып. 2.

Крымгольц Г. Я. 1954. К вопросу о возрасте некоторых вулканогенных толщ Малого Кавказа. Вестн. ЛТУ, № 4.

Крячкова З. В. 1961_1. Брюхоногие ворокских отложений Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. XIV, № 5.

Крячкова З. В. 1961_2. Фауна ворокских отложений Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, т. XIV, № 5.

Кузнецов И. Г. 1931. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. общ., т. L, вып. 100.

Кузнецов С. С. 1927. Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Севан. Научн. результ. экспед. АН СССР, т. 1.

Кузнецов С. С. 1933. Геология северо-западного побережья оз. Гокча. АН СССР, т. III, вып. 2.

Кузнецов С. С. 1934. Описание некоторых нуммулитов из Закавказья и Северного Кавказа. Тр. ЛОИП, т. XIII, вып. 2.

Кун А. И., Барроци де Эльс И. 1829. Геогностическое описание некоторых стран Армянской области, в особенности лежащих в окрестностях озера Гокча или Гокчая. «Горный журнал», № 12.

Лебедев П. И. 1928. Туфовые лавы Алагеза. Камен. строит. мат. Сб. 3, изд. «КЕПС» АН СССР, № 67.

Лебедев П. И. 1929. Массив Алагез по данным исследований 1928 г. Осведомл. бюлл. АН СССР, № 3—4 (64—65).

Лебедев П. И. 1931_1. Геологический очерк бассейна р. Аракса. Мат. к общ. схеме использов. водн. ресурс. Кура-Аракс. бассейна, вып. 8, Тифлис.

Лебедев П. И. 1931$_2$. Вулкан Алагез и его лавы. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья». Тр. сов. по изуч. произ. сил, серия Закавказ., т. 1, вып. 3.

Лебедев П. И. 1947. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез. Изв АН СССР, сер. геол., № 6.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. 1960. Явления ассимиляции на примере малых интрузий Гюмушханского комплекса в Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1898. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород центрального Кавказа. Тр. СПб. общ. ест., т. 36, вып. 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1928. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1929. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Бассейн оз. Севан (Гокча), т. I, Изд-во АН СССР.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949. Армянское вулканическое нагорье. М.—Л., Избр. тр., т. I.

Лейе Я. Б., Ширинян К. Г. 1957. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. Тр. Арм. ГУ, № 1.

Линч Х. Ф. 1910. Армения, т. I и II (перевод Е. Джунковской), Тифлис.

Личков Б. Л. 1931. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья». Тр. по изуч. произв. сил, серия Закавказ., т. 1, вып. 3.

Магакьян И. Г., Ароян-Яшвили В. Х. 1946. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 10.

Магакьян И. Г. 1947. Алавердский тип оруденения и его руды. Изв. АН Арм. ССР.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Мовсесян С. А. 1950. Медно-молибденовая провинция Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Магакьян И. Г. 1954. Металлогения Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. 1957. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. 10, № 4.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. 1958. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере М. Кавказа). Вопр. магматиз. и метал. СССР. Изд. АН Узбек. ССР.

Малиновский Н. В. 1939. Сейсмичность Нагорно-Карабахской автономной области. Тр. Аз. ФАН, т. 1—58.

Малхасян Э. Г. 1952$_1$. К вопросу о возрасте Даралагезских интрузивов в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3.

Малхасян Э. Г. 1952$_2$. О Джермукской и Кущинской группах интрузий в Армении. Вест. МГУ, № 3.

Малхасян Э. Г. 1953. Лампрофировые породы Даралагеза. Вестн. МГУ, № 8.

Малхасян Э. Г. 1954. Газминский комплекс интрузий в Армении. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 8, вып. 1.

Малхасян Э. Г. 1955$_1$. Жильные породы Даралагеза. Тр. ЕрПИ, № 11.

Малхасян Э. Г. 1955$_2$. Основные петрогенетические особенности Даралагезских интрузий Арм. ССР. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 11.

Малхасян Э. Г. 1955$_3$. О некоторых субвулканических образованиях Даралагеза (Арм. ССР). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX (4).

Малхасян Э. Г., Вегуни А. Т. 1955. Миоплиоценовые экструзии Южной Армении. Сб. аннотаций докладов VI научно-техн. конференции втузов Закавказья, Ереван.

Малхасян Э. Г. 1956. Об экструзивных образованиях Даралагеза. Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 6.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. 1956. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в Южной Армении. Изд. Кавказ. научн. техн. об-ва цветн. металлургии, Ереван.

Малхасян Э. Г. 1957. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. Докл. АН Арм. ССР, т. XXV, № 4.

Малхасян Э. Г. 1958. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд-во АН Арм. ССР.

Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышев Н. М. 1959. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. 1960. Основные черты истории развития мезозойского вулканизма Южной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, № 4.

Малхасян Э. Г. 1962. Основные черты юрского вулканизма Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». Баку, Изд-во АН Арм. ССР.

Малхасян Э. Г. 1964. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. «Вопросы геологии Кавказа». Изд-во АН Арм. ССР.

Марголиус А. М. 1906. Соляные промыслы Закавказья, их прошлое, современное состояние и возможное будущее. Изд. Кавк. горн. упр., Тифлис.

Марголиус А. М. 1909. Соленосные образования Карсской области и Эриванской губернии. Матер. для геол. Кавказа, сер. № 3, кн. 8.

Мартиросян Ю. А. 1958. Глоботрунканы из верхнемеловых отложений юго-западной части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XI, № 6.

Месропян А. И. 1951. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 4.

Месропян А. И. 1958. Геологическое строение Армянской ССР и перспективы ее нефтеносности. Тр. ВНИГРИ, т. III.

Мефферт Б. Ф. 1930. Критическая заметка по поводу статьи С. С. Кузнецова «Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Гокча». Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 5.

Мефферт Б. Ф. 1931. Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Тр. Гл. геол.-развед. упр., вып. 99.

Миклухо-Маклай А. Д. 1947_1. К стратиграфии пермских отложений Джульфы (Армения). Научн. бюлл. ЛГУ, № 18.

Миклухо-Маклай А. Д. 1947_2. Новые данные о фауне фораминифер из пермских отложений Кавказа. Докл. АН СССР, т. VIII, № 2.

Милановский Е. Е. 1952. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Милановский Е. Е. 1953. Геологическое строение и история формирования Севанской впадины. МГУ.

Милановский Е. Е. 1956_1. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Милановский Е. Е. 1956_2. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. Сов. по тект. альп. геосинкл. обл. Юга СССР. Баку, Изд-во АН Аз. ССР.

Милановский Е. Е. 1957. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. XIII.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. МГУ.

Мкртчян К. А. 1954. Некоторые замечания о генезисе туфов Артикского типа (Арм. ССР). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5.

Мкртчян К. А. 1956. К характеристике послеюрмских тектонических движений бассейна реки Памбак. Вопросы геологии и гидрогеол. Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Мкртчян К. А. 1957. О новейших тектонических движениях в Северной Армении. Тр. IV геоморф. конференц. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд-во АН Арм. ССР.

Мкртчян К. А. 1958. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 4.

Мкртчян К. А. 1959. К вопросу о молодой структуре и районирование новейших тектонических движений в Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. 6.

Мкртчян К. А. 1960. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклинория Арм. ССР. Докл. АН СССР, т. XXXI, № 1.

Мкртчян К. А. 1961. О глубине формирования палеогеновых интрузий Базумского хребта и смежных районов (Арм. ССР). НТС. Геология, горное дело и металлургия, № 3, Ереван.

Мкртчян К. А. 1962_1. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Мкртчян К. А. 1962_2. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII (4).

Мкртчян С. С. 1944. Новые данные по стратиграфии южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат. и естеств. наук, № 4.

Мкртчян С. С. 1948. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Мкртчян С. С. 1957. О геологии и рудоносности Алавердского района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. X, № 3.

Мкртчян С. С. 1958. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Мнацаканян А. Х. 1960. К петрографии верхнемеловых вулканогенных пород Северной Армении. Тр. II Закавк. конф. молодых геологов. Изд-во АН Аз. ССР.

Мнацаканян А. Х. 1961. Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 3.

Мовсесян С. А. 1941. Интрузия центральной части Зангезурского (Қонгуро-Алангезского) хребта и связанные с ней полезные ископаемые. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 2.

Морозов Н. 1912. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб, политехн. ин-та, т. XVII.

Мчедлишвили П. А. 1959. О возрасте угленосных отложений Дилижанского района в Армении. Докл. АН СССР, т. 124, № 2.

Назарян А. Е. 1964. Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцкого хребта. Тр. Ер. ГУ.

Назарян А. Н. 1956. Верхнетриасовые отложения у селения Джерманис Арм. ССР и связанная с ними угленосность. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Назарян А. Н. 1959. Плиоценовые озерные отложения верховья р. Воротан. Тр. Арм. ГУ, № 2.

Назарян А. Н. 1962. Вулканогенные породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 5.

Назарян Х. Е. 1955. О геоморфологии бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Тр. Ер. ГУ, т. 51, сер. геогр. наук, вып. № 2.

Назарян Х. Е. 1956. История развития рельефа бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Тр. Ер. ГУ, т. 58, сер. геогр. наук, вып. 3.

Назарян Х. Е. 1958. Морфология бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Тр. Ер. ГУ, т. 63, сер. геогр. наук, вып. 4.

Немков Г. И. 1956. Находка гигантских нуммулитов в Армении. «Природа», № 8.

Немков Г. И., Бархатова Н. Н. 1960. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма и их значение для зонального расчленения эоценовых отложений. Изв. вузов. «Геология и разведка», № 5.

Нефедьева Е. А. 1950. Агмаганское вулканическое нагорье. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 47.

Оганесян Ш. С. 1958. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 1.

Освальд Ф. 1916. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2.

Паланджян С. А. 1965. К геологии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, Наука о Земле, XVIII, № 1.

Палибин И. В. 1917—1918. Отчет о раскопках ископаемой флоры в Закавказье. Тр. Геол. и минерал. музея АН СССР, т. III, вып. 3.

Палибин И. В. 1930. Верхнемеловая флора юго-востока Закавказья. Изв. Главн. геол. разв. упр. 49, № 7.

Палибин И. В. 1937. Меловая флора Даралагеза. Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. I, вып. 4.

Пастухов А. В. 1896. Восхождение на Алагез. Изв. Кавк. отд. русск. геогр. общ., т. XI, вып. 1, Тифлис.

Паффенгольц К. Н. 1931. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Минер. общ., ч. 60, вып. 2.

Паффенгольц К. Н. 1932. Геологический очерк Нахичеванского месторождения каменной соли. Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 222.

Паффенгольц К. Н. 1933. Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. Тр. Всес. геол.-разв. общ., вып. 328.

Паффенгольц К. Н. 1934_1. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течений рек Дебед-чай и Акстафа-чай. Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 353.

Паффенгольц К. Н. 1934_2. Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 219.

Паффенгольц К. Н. 1934_3. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 24.

Паффенгольц К. Н. 1937. Бассейн верхнего и части среднего течений р. Памбак-чай (Армения). Геологич. очерк, Л.

Паффенгольц К. Н. 1938_1. К вопросу о генезисе и возрасте туфовых лав Армении. Зап. Мин. об-ва, ч. 67, № 3.

Паффенгольц К. Н. 1938_2. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. мин. об-ва, т. XVII, № 2.

Паффенгольц К. Н. 1938_3. Геологический очерк Арзакендского района (Армения), Ереван.

Паффенгольц К. Н. 1939. Алагез и его происхождение. «Природа», № 6.

Паффенгольц К. Н. 1940_1. О возрасте Герюсинской толщи. «Сов. геол.», № 9.

Паффенгольц К. Н. 1940$_2$. Геологический очерк Нахичеванской АССР. Аз. ФАН СССР, Геол. ин-т. им. Губкина, вып. XXVIII.

Паффенгольц К. Н. 1940$_3$. К проблеме горы Алагез (Армения). Материалы ВСЕГЕИ.

Паффенгольц К. Н. 1941. Интрузивные породы бассейна оз. Севан и р. Веди-чай, Даралагеза и Нах. края. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. 11.

Паффенгольц К. Н. 1942. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изв. Арм. ФАН, № 9—10 (23—24).

Паффенгольц К. Н. 1946. Сейсмотектоника Армении. Тр. АН Арм. ССР, Ереван.

Паффенгольц К. Н. 1947. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд-во АН Арм. ССР.

Паффенгольц К. Н. 1950. О происхождении озера Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 1.

Паффенгольц К. Н. 1951. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 1.

Паффенгольц К. Н., Грушевой В. Г. 1958. Мезозойский и кайнозойский магматизм Кавказа. Геологическое строение СССР, т. 2 (магматизм).

Паффенгольц К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР.

Петров В. П. 1947. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Пиджян Г. О. 1950. О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН Арм. ССР, т. 3, № 2.

Пиджян Г. О. 1952. О гранитах бассейна р. Гехи. Изв. АН Арм. ССР, т. V.

Пиджян Г. О. 1956. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 6.

Птухян А. Е. 1964. О филогении группы *Nummulites partschi*. Изв. АН Арм. ССР. Вопр. геол. Кавказа, Ереван.

Пчелинцев В. Ф. 1927. Фауна доггера окрестностей Алаверди в Закавказье (Армения). Изв. Геол. ком., т. XV.

Пчелинцев В. Ф. 1953. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. АН СССР.

Пчелинцев В. Ф. 1954. Брюхоногие верхнемеловых отложений Арм. ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. Изд. АН СССР.

Радопуло Л. М., Габриелян А. А. 1948. О возрасте интрузии у сел. Ташлу Вединского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, № 1.

Радопуло Л. М. 1949. Новые данные по сармату Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. X, № 2, Ереван.

Рейнгард А. Л. 1937. Маршрутные исследования по четвертичной геологии в Закавказье летом 1936 г., Ереван.

Рейнгард А. Л. 1939. Следы древних ледников на Алагезе. «Природа», № 3.

Ренгартен В. П. 1953$_1$. Исследования Закавказских геологов в конце XIX и начале XX века. В книге «Очерки по истории геологических знаний», вып. 1. Изд. АН СССР.

Ренгартен В. П. 1953$_2$. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, сер. геол. (62).

Ренгартен В. П. 1956. О некоторых меловых рудистах Закавказья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 164.

Ренгартен В. П. 1959. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. VI.

Ржосницкая М. А. 1948. Девонские отложения Закавказья. Докл. АН СССР, т. XIX, № 8.

Робинсон В. Н. 1937. К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Материалы ЦНИГРИ, палеонт. и стратиграф. сборник, № 3.

Ростовцев К. О. 1958. Некоторые новые данные о стратиграфии триасовых отложений Нахичеванской АССР. Докл. АН СССР, т. 123, № 1.

Рубинштейн М. М. 1956. Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинкл. области Юга СССР, Баку.

Рябинин А. Н. 1938. Фораминиферы третичных отложений СССР. Нуммулиты Закавказья (Армения), вып. 1, Ереван.

Саакян-Гезалян Н. А. 1955. К вопросу об историческом развитии мелких фораминифер в третичных бассейнах (филогения рода *Almaena* по данным ископаемых форм из третичных отложений Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 6.

Саакян-Гезалян Н. А. 1957. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Саакян-Гезалян Н. А. 1960. К вопросу изучения зоны *Bolivina* в третичных отложениях Юга СССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 2.

Садыков А. М. 1954. Каменноугольные и пермские отложения Нахичеванской АССР. Изв. АН Аз. ССР, № 3.

Сардарян С. А. 1954. Палеолит в Армении. Изд-во АН Арм. ССР, ин-т Истории, Ереван.

Саркисян О. А. 1957. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 5—6.

Саркисян О. А. 1958_1. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 2.

Саркисян О. А. 1958_2. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 4.

Саркисян О. А. 1959_1. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIX, № 3.

Саркисян О. А. 1959_2. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. 4.

Саркисян О. А. 1961. К стратиграфии палеогеновых отложений Ширакского хребта. Тр. Ер. ГУ, сер. геол., т. 75.

Саркисян О. А., Мартиросян Ю. А. 1962. Новые данные по стратиграфии палеоцен-нижнеэоценовых отложений Западного Айоцдзора. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIV, № 4.

Саркисян О. А. 1963. К стратиграфии пограничных слоев мела и палеогена северной и северо-восточной частей Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XIV, № 4—5.

Саркисян О. А., Григорян С. М. 1964. Открытие морских отложений олигоцена в Севано-Ширакском синклинории (Малый Кавказ). Докл. АН Арм. ССР, XXXIX, № 4.

Саркисян О. А. 1964. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. Изв. высших учебных заведений. М. «Геология и разведка», № 1.

Саркисян С. Г., Гаспарян И. Г. 1950. К вопросу о минералогическом составе коренных пород северо-западной части оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2.

Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. 1952. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточн. Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР.

Саркисян С. П. 1948. О возможной газоносности и нефтеносности Армении. «Нефт. хоз.», № 5.

Сатиан М. А. 1959. Очерк литологии меловых отложений в Северной Армении и палеогеографические условия их накопления. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 3.

Сафарян А. Н. 1958. К сейсмическому районированию территории Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., № 5.

Сваджян Г. О. 1966. О нахождении рода Amopodonta Cossmann в верхнеэоценовых отложениях Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия науки о Земле, т. XIX, № 5.

Симонович С. 1902. Очерк геологических явлений в долинах среднего и нижнего течений рек Храма, Алгета, Машаверы, Борчалы и Дебеда-чай. Матер. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 4.

Ситковский И. Н. 1936. К вопросу о золотоносности Закавказья. «Пробл. сов. геол.», № 2.

Славин В. И. 1945. Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). «Сов. геол.», № 6.

Славин В. И. 1947. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 16.

Смирнов Г. М. 1911. Геологическое описание части Казахского уезда Елисаветпольской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 10.

Смирнов Г. М., Заридзе Г. М. 1936. Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. Докл. АН СССР, т. 2 (11), № 78.

Смирнов Г. М., Топурия П. А. 1938. К петрографии части Армянского вулканического нагорья. Тр. Груз. научн. исслед. ин-та минер. сырья, вып. 2.

Смирнов Н. Н. 1938. Материалы по петрографии Центральной Армении. Мат. по геол. и гидрогеол. Арм. фил. АН СССР, вып. 2.

Соболев Н. Д. 1930. Закавказские месторождения хризотиласбеста. «Минер. сырье», № 7/8.

Соловкин А. Н. 1934. К характеристике юрских и меловых отложений Южного Карабаха. Изв. Азерб. нефт. ин-та, № 6 (12).

Соловкин А. Н. 1937. Геолого-петрографический очерк Нагорного Карабаха. Тр. Азерб. фил. АН СССР.

Соловкин А. Н. 1944. О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. XVIII, № 5.

Соловкин А. Н. 1948. О так называемых «кварцевых порфирах» Малого Кавказа Азерб. ССР. Докл. АН СССР, т. X, № 8.

Сопко П. Ф. 1947. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. Вопросы теоретич. и прикл. геолог., сборн. 3, изд. МГРИ.

Сорский А. А. 1966. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. АН СССР, Отд. науки о Земле. М., изд-во «Наука».

Степанян В. А. 1942. Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах. Закавказская конференция по антисейсмическому строительству. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР.

Степанян О. С. 1950. Геология и стратиграфия Северной Армении. Тр. Ер. ГУ, т. XXX.

Стоянов А. А. 1910. О новом роде *Brachiopoda* Армении. Изв. АН СССР.

Сулейманов С. М. 1948. Новые данные по петрологии и металлогении кислых интрузий верховьев рек Тертер и Акеры. Докл. АН Аз. ССР, т. IV, № 1.

Схиртладзе Н. И. 1958. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии геол. ин-та АН Груз. ССР, № 8.

Татевосян Т. Ш. 1950_1. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2.

Татевосян Т. Ш. 1950_2. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2.

Татевосян Т. Ш. 1951. Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 2.

Татевосян Т. Ш. 1952_1. Некоторые метаморфические породы СВ побережья оз. Севан. Научн. тр. Ер. ГУ, сер. геол., т. 37.

Татевосян Т. Ш. 1952_2. К петрографии изверженных пород Красносельского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, № 2.

Татевосян Т. Ш. 1953. Габбровые породы северного склона Баргушатского хребта. Тр. Ер. ГУ, сер. геол. наук, т. 52, вып. 2.

Татевосян Т. Ш. 1955. К петрографии третичных эффузивных образований северных склонов Баргушатского хребта в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, № 6.

Татевосян Т. Ш. 1960_1. К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. Изд. АН Арм. ССР, № 3—4.

Татевосян Т. Ш. 1960_2. Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 5.

Тахтаджян А. Л. 1944. Новый вид рода Glichemia из верхнемеловых отложений Даралагеза. Докл. АН Арм. ССР, № 1—2.

Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А. 1948. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. Докл. АН Арм. ССР, № 1.

Твалтвадзе Г. К. 1966. Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. АН СССР, Отд. науки о Земле. М., изд-во «Наука».

Тихомиров В. В. 1950. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Ин-та геол. наук. Изд. АН СССР, сер. геол., № 44, вып. 123.

Тихомиров В. В., Жузе Б. П. 1950. Новые материалы к установлению возраста соленосной толщи Нахич. АССР. Докл. АН СССР, т. LXXV, № 4.

Туманская О. Г. 1949. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Нах. АССР. Докл. АН СССР, нов. серия, т. LVII, № 3.

Туманян Г. А. 1966. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, серия науки о Земле, т. XIX, № 5.

Турцев А. А. 1929. Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. Бассейн оз. Севан. Изд. АН СССР.

Фигуровский Н. Г. 1930. Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна. Мат. к общ. сх. исп. водн. рес. Кура-Араксинского бассейна, вып. 1, Тифлис.

Фиолетов А. Ф. 1931. Исследование причин разнообразной окраски артикских туфов. Всес. ин-т строит. матер. минер. происхож., вып. 35.

Фуррер М. А., Содер П. А. 1956. Олигомиоценовая морская формация в районе Куш (Центральный Иран). Геология нефтяных и газовых месторождений (IV Междун. нефт. конгресс), т. I.

Фюрон Р. 1955. Введение в геологию и гидрогеологию Турции (перевод с франц. В. Г. Левинсона). М., Изд. иностр. лит.

Хачатурян Э. А. 1950. О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8.

Хачатурян Э. А. 1959. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, т. 12, № 5.

Хаин В. Е. 1949. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39.

Хаин В. Е. 1953. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития. Тр. конф. по геоморф. Закавказья., Изд-во АН Аз. ССР.

Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол. XXV, вып. 3—4.

Халилов А. Г. 1959. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Изд-во АН Аз. ССР.

Цимельзон И. О. 1959. *К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума.* «Геология нефти и газа», № 3.

Цулукидзе Г. Г., Архипов В. И., Халатов Г. Б. 1869. Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 1.

Цулукидзе Г. Г., Архипов В. И., Халатов Г. Б. 1870. *Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского уезда Елисаветпольской губернии.* Мат. для геол. Кавказа, сер. 1, кн. 2.

Цхакая А. Д. 1950. Очерк развития сейсмологии в Грузии. Ин-т физ. и геофиз. АН Груз. ССР.

Цхакая А. Д. 1956. К вопросу сейсмичности Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1.

Ширинян К. Г. 1956. *Стратиграфическое расчленение четвертичной* туфолавовой толщи области горы Арагац. Вопр. геол. и гидрогеол. Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР.

Ширинян К. Г. 1959. Некоторые закономерности развития четвертичного вулканизма в Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1.

Ширинян К. Г. 1961. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд-во АН Арм. ССР.

Ширинян К. Г. 1962. *Антропогеновый вулканизм Армении.* Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР.

Ширинян К. Г. 1963. Петрохимические особенности молодого верх. плиоценового-постплиоценового вулканизма Армении. Сб. Петрохим. особенности молодого вулканизма. Изд. АН СССР.

Ширинян К. Г., Аракелян Р. А., Елисеева О. П., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. 1963. Основные закономерности эффузивного магматизма Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН Арм. ССР.

Шихалибейли Э. Ш. 1952. Юрские отложения Азерб. ССР. Тр. конф. по вопрос. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР.

Штёклин Дж. 1966. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1. М., изд-во «Наука».

Щукин И. С. 1926. *Очерки геоморфологии Кавказа.* Тр. Научн.-исслед. ин-та геогр., т. I, вып. 2.

Щукин И. С., Щукина А. 1927. Очерки Армянского нагорья. «Землеведение», т. XXIX, вып. 1—2.

Эйнор О. Л., Миклухо-Маклай А. Д. 1947. К фауне фораминифер *Закавказья.* Докл. АН СССР, *нов. сер., т.* LXIII, № 7.

Эйнор О. Л. 1951. Визейский ярус Армении. Докл. АН СССР, т. LXXVIII, № 6.

Эйфельд И. И. 1827. Геогностическое описание гор Грузинского края или областей, принадлежащих России между Черным и Каспийским морями. «Горный журнал», кн. 7.

Эристави М. С., Егоян В. Л. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XX, № 3.

Яковлев Н. Н. 1931. *Геологическое исследование Даралагеза в Закавказье.* Изв. ГГРУ, т. L, вып. 32.

Яковлев Н. Н. 1933. Две верхнепермские морские лилии из Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

Abdalian S. 1935. Le *Zangezur sismique.* Extrait du Bull. du Labor, de Georg. physique de la Faculte des Sciences de l'Université de Paris. Paris.

Abich H. 1858. Vergleichenge geologische Gruntzüge der Kaukasischen und Nordpersischen Gebirge. Prodromus einer geol. der Kaukasischen Zänder. Mem. Sc. de Petersburg, VI — Ser., Sci. Nath. et Phys., 7.

Abich H. 1859. Vergleichenge geologische Gruntzüge der Kaukasischen armeni hen. und Nordpersischen Gebrige, Prodromus einer geol. der Kaukasischen Zänder. Mem. Ac. Sc., Ser. 6, sci. math. et phys., VII (IX) st. Petersburg.

August Sieberg. 1923. Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. Jena.

Bonnet P. 1910. Sur l'existense du Trias et du Mesojurasique aux environs de Djoulfa (Transcaucasica meridionale). Comptes rendus Acad., t. 150.

Bonnet P. 1912a. *Note preliminarie sur la constitution geologique de la gorge* de Djoulfa et des ses environs. Bulletin de la Société geologique de France, 4 Ser., t. 12.

Bonnet P. 1912b. Sur le permien et le Trias du Daralagoez. Comptes rendus hebd. de l'Ac. d. sc. t. 154.

Bonnet P. 1923. Sur le Néocrétace du Daralagoez (Transcaucasie meridionale). C. R. Acad. Sci. de Paris, t. 176.

Bonnet P. 1923. Sur l'existense du coniacien dans le massif de Daralagoez (Transcaucasie méridionale). Acad. Sci. de Paris, t. 176.

Bonnet P. 1924. Sur l'existense du Danien et de l'Eocene infériceur en (Transcaucasie méridionale), limite entre le Secondarie et le Tertiaire. Acad. Sci. de Paris, t. 178.

Bonnet P., Gambarian P. 1926. Notes petrographiques sur le Karabach (Transcaucasie orientale). Bull. de la Soc. Geol. de France, s. m. t. XVI.

Bonnet P. 1927. Sur l'Oligocène de la (Transcaucasie meridionale), Comptes rendu. Somm de siences de la Soc. Geol. de France, No. 16—17.

Bonnet P. et m-me Pierre. 1947. Discription geologique de la (Transcaucasie meridionale) (Chaine de l'Arate moyen). Mem. Soc. Geol. de France, N. s., t. XXV, Fasc. 53, Paris.

Bystricky Z., Fusán O., Mahel M. 1956. Prenládná geologiká mapa Spišskogemerskéno Rudonoria. Bratislave.

Chaper M. 1893. Note sur une gite cuivreuse d'origine volcanique du Caucase méridional. Bull. de la Soc. Geol. de France, III Ser., t. 21, No. 2.

Frech F. und Arthaber G. 1899. Neue Forschungen in den Kaukasichen Zändern.

Frech F. und Arthaber G. 1900. Ueber das Paleozoicum in Hocharmenien und Persien mit einen Auhand über die Kreide von Paleont. und Géol. Oster Und. des Orients, Band XII, H. t. VI.

Gutenberg B., Richter C. F. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull. Seism. Soc. Amer., 32.

Valentin J. 1891. Bericht über meine Reise nach Tiflis und die Expedition in den Karabach im somener. 1890. Ber. Senkenberg, Naturf, Gesellsch.

Jones O., Pugh N. 1948. The form and distribution of dolerite masses in the Builth Landrindodinlier, Randnorshire. Quart., S. V. 104.

Ketin T. 1959. The orogenia evolution of Turkey M. T. A. Bull., № 53, Ankara.

Lahn E. 1947. Relations entre Tectonique et Seismicité en Turquie. Bull. Soc. Geol. Fr. Paris, Ser. B, 17, 493—502.

Lahn E. 1949. Seismological investigation in Turkey. Bull. Seism. Soc. Am. No. 39.

Mojsisovice F. 1879. Zur alterestimung der sedimentar Formationen der Araxenen de bei Djoulfa in armenien. Verhande der K.—K. Geol. Reichsanst, No. 2.

Neumayru M. 1887. Neler Trias — und Kohlenkal Kuersteinrungen aus dem nord westlichen Kleinasiens (Balla Maden), Wien, 1887.

Neumayru M. und Uhlig V. 1892. Über die von H. Abich in Kaukasus gesamelten Jurafossilen Denkschr. des mat. nat. classe des Akad. Wissenschaften, Bd. LIX, Wien.

Oswald F. 1906. Treatise on the geology of Armenia Beeston, Nots.

Oswald F. 1908. Geology of Armenia, London.

Oswald F. 1912_1. Armenien, Handbuch d. regionalen Geologie, Heidelberg, 5, 40, farc. 10, 4 Kortes.

Oswald F. 1912_2. Handbuch der Regionalen Geologie. 10 Heft, Bd. V, Abt. 3, Heidelberg.

Redlich K. A. 1895. Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österreichs. Ungarns u. d. Orients, 9, Wien.

Shirinian K. G. 1958. Main features of latest volcanicity in Armenia. Extrait du bulletin volcanologique. Organe de l'Association de volcanologie de l'Union géodésique et géophysique internationale. Série II, Tome XIX. Napoli, Stabilimento Tipografico Francesco Giannini Figli. Via Cisterna dell'Olio.

Sieberg A. 1929. Handbuch der Geophysik. Bd. 18, Zf. 3, Berlin.

Stojanov A. A. 1910. Of the character of the boundary of Palaezoicamd mezozoic near. Mem. Soc. Imp. Russe, Miner, vol. XLVII, St. Petersburg.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение *А. Т. Асланян* 7

Глава I. **История геологического изучения.** *В. Е. Гогинян* 10

Глава II. **Физико-географическое описание и краткая экономическая характеристика** 14

Глава III. **Стратиграфия** 23

Верхний протерозой — кембрий (?). *А. Н. Назарян* 23

Палеозой. *Р. А. Аракелян, А. Т. Вегуни* 34

Девонская система 34

Каменноугольная система 41

Пермская система 43

Мезозой 46

Триасовая система. *Н. Р. Азарян* 46

Юрская система. *Н. Р. Азарян, В. Т. Акопян, Г. А. Чубарян* . . 51

Меловая система. *В. Т. Акопян* 80

Кайнозой 113

Палеогеновая система. *Г. М. Акопян, А. Т. Вегуни, А. Е. Птухян* . 113

Неогеновая система. *С. К. Арзуманян, А. Т. Вегуни, А. Р. Давтян* . 165

Четвертичная система 203

Озерные и озерно-речные отложения. *Л. А. Авакян, А. Р. Давтян* 203

Вулканические образования. *В. М. Амарян* 210

Туфы-туфолавы (игнимбриты). *А. Т. Асланян* 220

Ледниковые отложения. *А. Т. Асланян* 225

Травертины. *А. Т. Асланян* 231

Речные, делювиальные, пролювиальные, эоловые и другие отложения. *А. Р. Давтян* 234

Глава IV. **Магматические породы** 238

Введение. *С. И. Баласанян* 238

Интрузивные породы 241

Интрузивы палеозоя. *А. И. Адамян* 241

Интрузивы мезозоя. *С. И. Баласанян* 246

Среднеюрский интрузивный комплекс. *С. И. Баласанян, П. М. Бартикян* 247

Раннемеловой интрузивный комплекс. *С. И. Баласанян* 256

Алавердская группа интрузивов 256

Цавская группа интрузивов 263

Спитакский интрузив 265

Мезозойские и палеогеновые ультраосновные и основные породы . 274

Интрузивы Присеванского пояса. *С. Б. Абовян, Ю. А. Костанян* 274

Интрузивы бассейна р. Веди. *К. А. Мкртчян* 286

Интрузивы кайнозоя 292

Лалвар-Степанаванская группа интрузивов. *С. И. Баласанян, П. М. Бартикян* 293

Памбак-Базумская группа интрузивов. *С. И. Баласанян* . . . 294

Айоцдзорская группа интрузивов. *Э. Г. Малхасян* 308

Баргушатская группа интрузивов. *Э. Х. Гулян, Т. Ш. Татевосян* 311

Мегринская группа интрузивов. *А. И. Адамян* 323

Субинтрузивные породы. *К. А. Мкртчян* 333

Эффузивные породы. *Э. Г. Малхасян, К. Г. Ширинян* . . . 345

Особенности развития магматизма. *С. И. Баласанян* 353

Глава V. **Тектоника.** *А. Т. Асланян* 366

Глава VI. **Геоморфология.** *С. П. Бальян* 396

Глава VII. **История геологического развития.** *А. А. Габриелян* 424

Литература 444

Приложения. Геологическая и тектоническая карта Армянской ССР (вкладка).

31.60.К
с картами

10242

НЕДРА-1970

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Главная редакция „Геология СССР"

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР

Масштаб 1:600 000

Редакторы: А.Т. АСЛАНЯН, А.Т. ВЕГУНИ

Составили: А.Т. АСЛАНЯН, Г.М. АКОПЯН, В.М. АМАРЯН, А.Т. ВЕГУНИ, К.А. МКРТЧЯН, С.В. МАРТИРОСЯН, Г.Т. ТЕР-МЕСРОПЯН, Дж. А. ОГАНЕСЯН, Г.А. ЧУБОРЯН

1968

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

- Q_{IV} Современные аллювиально-делювиальные и пролювиальные отложения
- Q_{I-III} Нижне–верхнечетвертичные игнимбриты и туфы
- Q_{III} Верхнечетвертичные базальтовые и андезито-базальтовые лавы и аллювий
- Q_{II} Среднечетвертичные базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы и аллювий
- Q_{I} Нижнечетвертичные базальтовые, андезитовые, дацитовые лавы и озерные отложения

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

- N_2^3 Верхний плиоцен. Долеритовые, базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы, их пирокласты, озерные и аллювиальные образования
- N_2^2 Средний плиоцен. Андезиты, андезито-дациты и дациты
- N_2^1 Нижний плиоцен. Липариты, обсидианы, перлиты и их пирокласты
- N_1^3 Верхний миоцен. Туфобрекчии и туфы андезитов
- N_1^2S Сарматский ярус. Глины, песчаники и известняки
- N_1^2 Средний миоцен. Гипсоносно-соленосные глины и пески
- N_1^1 Нижний миоцен. Пестроцветные конгломераты, песчаники, санидиновые трахиты и их туфы

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

- Pg_3^{2-3} Средний – верхний олигоцен. Угленосные глины и песчаники
- Pg_3^{1-2} Нижний – средний олигоцен. Песчаники, глины и известняки фациально переходящие в вулканогенные образования
- Pg_2 Эоцен. Порфириты и их пирокласты
- Pg_2^3 Верхний эоцен. Песчаники, известняки и глины фациально переходящие в вулканогенные породы
- Pg_2^2 Средний эоцен. Песчаники, известняки и глины фациально переходящие в вулканогенные породы
- Pg_2^1 Нижний эоцен. Известняки и конгломераты
- $Cr_2d–Pg_1$ Меловая система, верхний отдел, датский ярус – палеогеновая система, палеоцен. Флишоидные карбонатно-песчаные отложения

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

- Cr_2sn_2 Сенонский надъярус, верхняя часть. Известняки и мергели
- Cr_2sn_1 Сенонский надъярус, нижняя часть. Песчаники, конгломераты и вулканогенные образования
- Cr_2t Туронский ярус. Известняки и конгломераты
- Cr_2cm Сеноманский ярус. Песчаники, известняки и туфопесчаники
- $Cr_1ap–al$ Аптский – альбский ярусы. Известняки, мергели и вулканогенные породы
- Cr_1nc Неокомский надъярус. Порфириты, туфобрекчии и туфы с прослоями известняков

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

- $J_3–Cr_1?$ Юрская система, верхний отдел – меловая система, нижний отдел(?) Вулканогенные породы с прослоями известняков
- $J_3ox–km$ Оксфордский – кимериджский ярусы. Порфириты, туфобрекчии и туффиты с прослоями известняков и доломитов
- J_3cl Келловейский ярус. Глинистые сланцы, песчаники с прослоями вулканогенных пород
- $J_2bj_2–bt$ Байосский ярус, верхний подъярус – батский ярус. Порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты с прослоями доломитов, известняков и песчаников
- J_2bj_2 Байосский ярус, верхний подъярус. Кварцевые и кварц-плагиоклазовые порфириты
- $J_2a_2–bj_1$ Аленский ярус, верхний подъярус – байосский ярус, нижний подъярус. Порфириты с прослоями песчаников, известняков и глинистых сланцев
- $J_1l–J_2a_1$ Тоарский ярус – ааленский ярус, нижний подъярус. Песчано-глинистые аспидные сланцы, чередующиеся с порфиритами и туфобрекчиями
- T Триасовая система. Плитчатые известняки, аргиллиты, песчаники, вверху переслаивающиеся с углистыми сланцами
- P Пермская система. Битуминозные, местами плитчатые известняки
- C_1 Каменноугольная ситема, нижний отдел. Кварциты, известняки и глинистые сланцы с прослоями песчаников

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

- D_3 Верхний отдел. Глинистые сланцы, кварциты, песчаники и известняки
- $D_{1-2}?$ Нижний – средний отделы (?). Порфириты с прослоями туфоконгломератов, известняков и кварцитов

- $Pt_3–Cm?$ Верхний протерозой – кембрийская система(?) Метаморфические сланцы, мраморы, доломиты и вулканогенные метаморфизованные породы

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

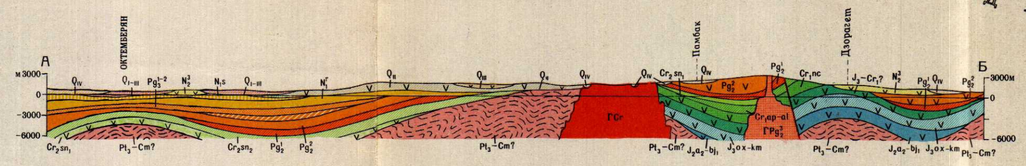
- αN Неогеновые андезиты, дациты, трахидациты, санидиновые трахиандезиты, липариты и обсидианы
- νPg_3 Олигоценовые габбро-порфириты и липарито-дациты
- νPg_2^3 Среднеэоценовые кварцевые порфириты и габбро–порфириты
- δCr_2 Позднемеловые кварцевые порфиры, альбитофиры, липарито-дациты и габбро-порфириты
- $\lambda\pi J_2$ Среднеюрские кварцевые порфиры
- $\beta\nu Pz_2$ Позднепалеозойские диабазовые порфириты

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

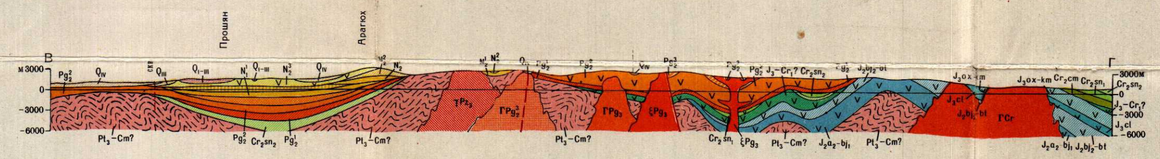
- ξPg_3 Олигоценовые, нефелиновые и щелочные сиениты, сиенит-порфиры, сиениты, граносиениты
- ΓPg_3 Олигоценовые гранитоиды
- ΓPg_2^3 Позднеэоценовые гранитоиды
- νPg Палеогеновые габброиды
- $\sigma Cr_2–Pg$ Позднемеловые – палеогеновые ультрабазиты
- ΓCr Меловые гранитоиды
- ΓJ_2 Среднеюрские гранитоиды
- γPz_2 Позднепалеозойские граниты
- ΣPz_1 Раннепалеозойские гипербазиты
- $\gamma\gamma Pz_1$ Раннепалеозойские гранито–гнейсы

- Плиоцен–четвертичные вулканические центры
- Вулканогенные образования, преимущественно лавы
- Озерные отложения
- Надвиги и взбросы
- Сбросы и сдвиги
- Наклонное залегание пород
- Буровые скважины
- 1 Территория Азербайджанской ССР

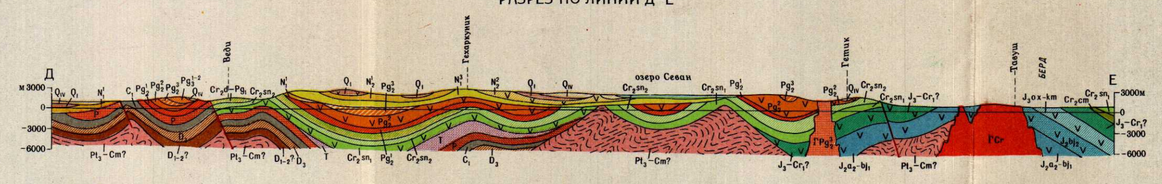
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А–Б



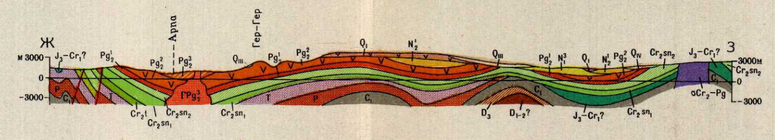
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ В–Г



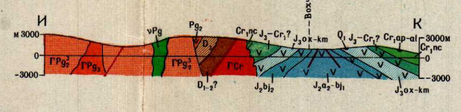
РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ Д–Е



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ Ж–З



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ И–К



Масштабы горизонтальный и вертикальный 1:600 000

Всесоюзный аэрогеологический трест
Министерства геологии СССР
Москва 1969

Карта утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 16 апреля 1968г.

Оформлена и отпечатана на Ленинградской картфабрике ВАГТ
Редакторы оформления: картограф В.Я. Калинин, геолог З.Г. Моисеева. Технический редактор Н.О. Шушковская.
Заказ 626. Тираж 1200 экз. Подписана к печати 23/IX 1969г.

ГИДРОПРОЕКТ
Институт Гидропроект
10885
10242

Приложение к XLIII тому „Геология СССР"

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Главная редакция „Геология СССР"

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР

Масштаб 1:600 000

Редакторы: А. Т. АСЛАНЯН, А. Т. ВЕГУНИ

Составили: А. Т. АСЛАНЯН, А. Р. АРУТЮНЯН, А. Т. ВЕГУНИ, К. А. МКРТЧЯН, Дж. А. ОГАНЕСЯН

1968



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

- Протерозойский – кембрийский
- Силурийский – нижнекаменноугольный
- Пермский – триасовый
- Нижне – среднеюрский
- Верхнеюрский – нижнемеловой
- Верхнемеловой – палеоценовый
- Нижнеэоценовый – среднеолигоценовый
- Верхнеолигоценовый – среднемиоценовый
- Верхнемиоценовый – среднеплиоценовый
- Плиоплейстоценовый

ИЗОЛИНИИ

- Изогипсы поверхности верхнепротерозойского – кембрийского (?) метаморфического фундамента: а) прослеженные, б) предполагаемые (по данным Ю. И. Никольского и Г. Н. Сироткиной)
- Изопахиты неоген-четвертичного чехла: а) прослеженные, б) предполагаемые (по данным Ю. И. Никольского и Г. Н. Сироткиной)

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

- Глубинные разломы
- Надвиги и опрокинутые складки
- Сбросы и взбросы (показаны с некоторой утрировкой масштаба)

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР

- Антиклинали, сформированные перед средним девоном
- Антиклинали, сформированные перед юрой
- Антиклинали, сформированные перед верхним мелом
- Антиклинали, сформированные перед эоценом
- Антиклинали, сформированные перед нижним миоценом
- Антиклинали, сформированные перед верхним миоценом
- Антиклинали, сформированные перед верхним плиоценом

ФОРМАЦИИ

1. ИНТРУЗИВНЫЕ

- Раннепалеозойские гранитоидные
- Раннепалеозойские гипербазитовые
- Позднепалеозойские гранитоидные
- Среднеюрские гранитоидные
- Раннемеловые гранитоидные
- Позднемеловые гипербазитовые
- Средне- и позднепалеогеновые гранитоидные

2. ПЛАСТОВЫЕ ЗАЛЕЖИ И ЭКСТРУЗИИ

- Позднепалеозойские
- Среднеюрские
- Раннемеловые
- Позднемеловые
- Среднепалеогеновые
- Позднепалеогеновые
- Ранненеогеновые
- Позднеогеновые
- Четвертичные вулканические центры

3. СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ

- Флишевая
- Песчано-глинистая
- Карбонатная
- Офиолитово-радиоляритовая
- Туфо-порфиритовая зеленокаменная
- Молассовая
- Соленосная эвапоритовая
- Угленосная
- Позднеорогенная вулканогенная
- Посторогенная вулканогенная
- Озерно-лагунная

СХЕМА ДОНЕОГЕНОВОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

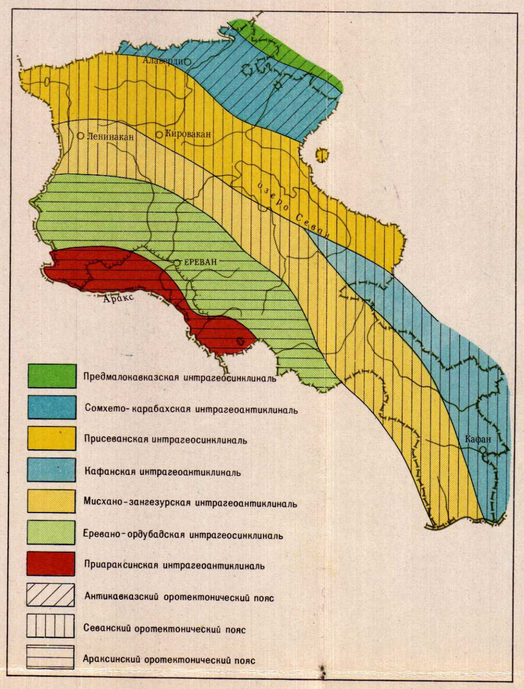
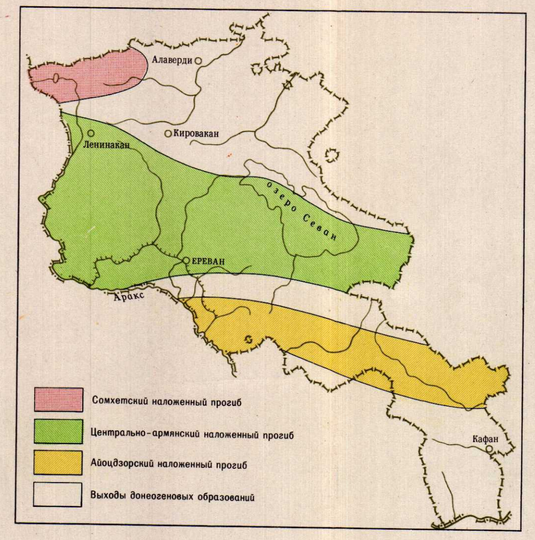
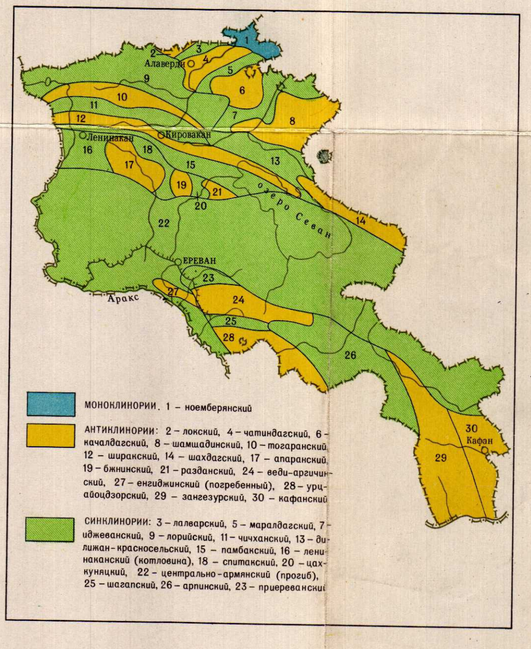


СХЕМА ПОСЛЕПАЛЕОГЕНОВОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРМЯНСКОЙ ССР



ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ АРМЯНСКОЙ ССР



Всесоюзный аэрогеологический трест
Министерства геологии СССР
Москва 1969

Оформлена и отпечатана на Ленинградской картфабрике ВАГТ
Редакторы оформления: картограф В. А. Калинин, геолог Э. Г. Моисеева. Технический редактор Н. О. Шушковская
Заказ 626. Тираж 1200 экз. Подписана к печати 23/IX 1969 г.

Институт Геологических Наук
~~20685~~ 10242