ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Ֆիզ.-մաթ., բն. և տեխն. գիտությ. IX, № 2, 1956 Физ.-мат., естеств. и техн. науки

ГЕОЛОГИЯ

А. А. Габриелян

# Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород

## Введение

Складчатые области поверхности нашей планеты характеризуются сложностью и разнообразием своего геологического строения. Они расчленяются на структурные комплексы — глубинные структуры по терминологии А. В. Пейве [30], отличающиеся друг от друга по характеру и интенсивности дислокаций, по метаморфизму, а также и по формациям слагающих осадочных, эффузивных и интрузивных горных пород.

Одним из основных методов изучения истории развития структурных элементов земной коры считается формационный метод, в основе которого лежит выяснение закономерностей локализации формаций горных пород в пространстве и во времени. Следуя Н. С. Шатскому [42], В. В. Белоусову [9], А. В. Пейве [30], В. Е. Хаину [41], Л. Б. Рухину [35] и др., под названием формации мы понимаем „естественные комплексы осадочных и вулканических горных пород, отдельные члены которых парагенетически тесно связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношениях".

Различные типы формаций образуются в определенных геотектонических условиях и в определенных стадиях развития структурных комплексов. Геосинклинальные области, как известно, характеризуются особым комплексом формаций горных пород — флишевой, молассовой, спилито-кератофировой, яшмовой, известняковой и др., в то время как на платформах мы имеем формации, существенно отличные от геосинклинальных, а именно: глинисто-глауконитовую, карбонато-глауконитовую, пестроцветную, трапповую и др.

В краевых прогибах, являющихся переходными между геосинклиналями и платформами, развиты особые типы формаций: угленосная, соленосная и др. Внутри геосинклинальных областей распределение отдельных типов формаций строго зависит от структурных особенностей отдельных участков (геосинклиналь, геоантиклиналь, межгорный прогиб и пр). Вместе с тем, разные стадии развития структурных комплексов также обусловливают формирование определенных типов формаций. Так, в начальной стадии развития геосинклинальных зон

обычно образуются терригенные и вулканогенные формации, в средней стадии развития, в эпоху максимальной трансгрессии,—карбонатная формация, а в конце цикла, в эпоху поднятия и регрессии, последовательно образуются соленосные, красноцветные и молассовые формации. Последние характерны преимущественно для внутренних и краевых впадин. Отсюда вытекает, что формация — это понятие прежде всего геотектоническое, ибо оно отражает определенные геотектонические условия времени их образования и определенные стадии развития структурных зон. Различные типы формаций характеризуются также своим вещественным составом и литолого-петрографическими особенностями пород, что обусловлено не только геотектоническими условиями, но в значительной степени и комплексом палеогеографических условий (климат, развитие организмов и т. п.). Например, развитие соленосных формаций происходит в условиях аридного, т. е. жаркого, засушливого климата, а для образования красноцветных формаций необходимым условием является чередование пустынных и аридных климатических условий с влажными. Таким образом, формация — это понятие не только геотектоническое, но и палеогеографическое, ибо в различных типах формаций горных пород мы находим отражение определенных тектонических и палеогеографических условий.

В связи с вышеизложенным возникает вопрос о стратиграфическом объеме формации. Конечно, зачастую формации не соответствуют единицам геохронологической шкалы земной коры — векам, эпохам и т. п., в связи с чем их нельзя рассматривать в качестве стратиграфических единиц, как это справедливо отмечают Б. М. Келлер [20], В. Е. Хаин и др. Однако их приуроченность к крупным стратиграфическим единицам очевидна. По примеру Армении и прилежащих районов Антикавказа, что будет видно из нижеизложенного, можно считать, что определенные сообщества горных пород-формаций все же часто укладываются в рамках крупных стратиграфических единиц — отделов, подотделов и реже ярусов. Такое размещение формаций по времени является вполне естественным, ибо геотектонические и палеогеографические условия, определяющие типы формаций горных пород, в большинстве случаев совпадают с естественно-историческими подразделениями толщ, слагающих земную кору, основанными на биостратиграфическом принципе. Изучение формаций горных пород, в смысле их закономерного развития в пространстве и во времени, имеет не только большое научное значение, но представляет также существенный практический интерес, ибо в отдельных типах геологических формаций локализованы определенные группы месторождений полезных ископаемых.

В настоящей статье мы пытаемся рассмотреть развитие главнейших формаций горных пород, слагающих территорию Армении, на фоне структурной эволюции последней.

## Этапы тектонического развития и формирование главнейших типов формаций горных пород

История тектонического развития Армении и Антикавказа в целом делится на три естественных этапа, в течение которых произошли существенные изменения в пространственном размещении глубинных структур, качественные изменения структур и обусловленное ими образование различных типов формаций. Эти этапы будут: а) докембрийский-каледонский, б) герцинский (D—T), в) альпийский (J—Q).

**Докембрийский-каледонский этап.** Наши представления об истории докембрийского-каледонского этапа развития Армении крайне ограничены ввиду малой обнаженности пород соответствующих возрастов. Последние фрагментарно выступают на дневную поверхность в Арзаканском кристаллическом массиве, в Зангезуре, в Ераносском хребте (к юго-востоку от Еревана) и обнаружены буровыми скважинами в Араратском межгорном прогибе на глубине 600—700 *м*. В прилегающих к Армении частях Антикавказа они обнажаются в Локском массиве и в бассейне р. Гасан-су. В Южном Зангезуре, по данным С. С. Мкртчяна [26], к докембрийскому-нижнепалеозойскому возрасту относится мощная (свыше 2 *км*) толща разнообразных метаморфизованных пород, представленных слюдисто-кварцитовыми сланцами, с пачками и линзами мраморов, а также эпидотизированными порфиритами с подчиненными слоями метаморфизованных туфоконгломератов и туфобрекчий, обнажающимися по левобережью реки Аракс и вдоль Хуступ-Гиратахского разлома. Толща эта интрудирована диоритами и габбро-диоритами, также рассланцованными. Со сходными фациями метаморфические породы догерцинского возраста обнажаются и в северной части Зангезура, в бассейне р. Воротан (район сс. Татев — Сваранц), где они, как и в Южном Зангезуре, несогласно перекрываются девоном. Сравнительно более широко обнажается рассматриваемый комплекс отложений в Арзаканском кристаллическом массиве, представляющем в тектоническом отношении крупную брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания. В сложном комплексе метаморфических пород здесь, по А. Е. Назаряну и по нашим наблюдениям, можно выделить три свиты, повидимому несогласно налегающие друг на друга.

а) Нижняя, арзаканская свита, представленная разнообразными глубоко метаморфизованными породами — лейкократовыми, ясно полосчатыми, средне- и мелкозернистыми, иногда с очковой структурой, серыми ортогнейсами и сланцами северо-восточного простирания.

б) Средняя, бжнийская свита, состоящая из мигматитов, мраморов и хлоритово-слюдистых и графитистых сланцев, мощностью до 1 *км*.

в) Верхняя свита, агверанская, сложена разнообразными, сравнительно слабо метаморфизованными вулканогенными образова-

ниями, в основном порфиритами, переслаивающимися с различными сланцами и мраморами.

На разных горизонтах описанного метаморфического комплекса трансгрессивно и с резким угловым несогласием ложится фаунистически охарактеризованный верхний мел. Возраст метаморфических пород Арзаканского массива, как и других районов Антикавказа, определяется путем региональных сопоставлений с докембрийскими и нижнепалеозойскими породами Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта. Метаморфические породы Арзаканского массива прорваны мелкими интрузиями основного (габбро) и гранитоидного состава. При этом, габбровые интрузии считаются В. Н. Котляром протерозойским, а гранитоидам приписывается герцинский (карбоновый) возраст, хотя для обоснования такого заключения не имеется веских данных.

Согласно нашим наблюдениям, наиболее древним является развитый в районе сел. Бжни комплекс глубоко метаморфизованных, превращенных в гнейсы полосчатых гранитов, которому условно можно приписывать докембрийский возраст. Более молодыми, вероятно каледонскими, являются габбровые интрузии, а затем лейкократовые граниты Агверана, прорывающие агверанскую свиту. Имеющиеся данные по истории догерцинского этапа Армении и других районов Антикавказа указывают на то, что этот этап развития принципиально отличается от следующих — герцинских и альпийских этапов. Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является общее фациальное сходство пород данного возраста, обнажающихся в разных районах и в самых различных геотектонических условиях. Общим для всех районов и их выходов является однообразный региональный метаморфизм и чрезвычайно сильная складчатость пород. Эти показатели приводят к мысли, что в догерцинское время на территории Антикавказа существовал более или менее однообразный геосинклинальный режим, а в конце этапа, в результате складчатости и поднятия, оформилась консолидированная жесткая платформенная оболочка, которая в последующем служила субстратом герцинских и альпийских глубинных структур.

**Герцинский этап** (D—T). История герцинского этапа тектонического развития Антикавказа в настоящее время освещена гораздо более детально и обоснованно, чем догерцинского этапа. Для данного этапа на территории Антикавказа можно выделить две области, резко различающиеся по истории геологического развития. Первая охватывает северную и северо-восточную часть Антикавказа и характеризуется полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Другая область, расположенная к югу и юго-западу от первой, т. е. приуроченная к южному склону Антикавказа, наоборот, характеризуется мощным развитием отложений от среднего девона и до верхнего триаса включительно. Граница указанных областей проходит примерно по линии Ленинакан—озеро Севан—западнее Кафан—р. Аракс. Первая из ука-

занных областей в средне- и верхнепалеозойское время, несомненно, являлась областью размыва. Об этом свидетельствует полное отсутствие здесь отложений среднего и верхнего палеозоя*, а также уменьшение мощностей палеозойских отложений второй области в северо-восточном направлении и прибрежный характер последних в районах, граничащих с описываемой областью.

Перейдем теперь к краткому анализу фаций и формаций средне- и верхнепалеозойских отложений южной зоны. Эти отложения за последние десятилетия детально изучены многими исследователями и в особенности Р. А. Аракеляном и М. С. Абрамян [2, 3], данными которых в последующем изложении мы и пользуемся. Породы этого возраста хорошо обнажаются в бассейне реки Аракс, где они слагают Урцский (Зинджирлинский) и Даралагезский хребты, а также в южной части бассейна озера Севан, в Джульфинском ущелье и в Зангезурском хребте.

Наиболее древним членом разреза являются отложения среднего девона (эйфельский и живетский ярусы), представленные зоогенными (кораллово-брахиоподовыми) темно-серыми плотными массивными известняками с прослоями песчано-мергелистых пород, с максимальной обнаженной мощностью до 800 *м*. Выше согласно залегает верхний девон, представленный перемежающейся свитой, мощностью до 650 *м*, кварцитов, песчаников, глинистых и песчанистых сланцев и подчиненных им известняков. В песчаниках верхнего фамена встречаются фосфориты, в виде мелких зерен, желваков и тонких пластов. Породы нижнего карбона, согласно налегающие на верхний девон, в нижней части разреза сложены, как и верхний девон, терригенными песчано-сланцевыми породами, с подчиненными пластами известняков, в верхах же разреза (визейский ярус) преобладающими становятся кораллово-фораминиферовые мергелистые известняки. Породы среднего и верхнего карбона регионально отсутствуют. Этот перерыв выражен тонким (0,3—1,5 *м*) слоем яркокрасного и оранжевого цвета песчанистых глин с редкими мелкими галькáми карбонатных пород. Это продукт длительного химического выветривания подстилающих пород, известный в литературе под названием „кора выветривания", или „лойпон".

Пермь (нижняя и верхняя) трансгрессивно, но обычно без видимого углового несогласия залегает на известняках визе и выражена исключительно в фации кораллово-фузулиновых карбонатных пород—известняков, мергелистых известняков, максимальной мощностью в 650 *м*. Породы нижнего и среднего триаса согласно пластуются с верхней пермью и представлены почти исключительно известняками мощностью до 1000—1200 *м*. Верхним членом разреза герцинского комплекса отложений является верхний триас, сложенный угленосной песчаниково-

* Здесь, в ряде мест — Локский массив, бассейн р. Гасан-су, СВ побережье оз. Севан—юрские и верхнемеловые отложения непосредственно ложатся на догерцинский субстрат.

аргилитовой свитой с богатой флорой. Таким образом, в комплексе отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса можно выделить следующие естественные литолого-тектонические группы пород-формаций, генетически тесно связанные с историей колебательных движений области: а) известняковая формация среднего девона, б) терригенно-фосфоритовая формация верхнего девона — нижнего карбона, в) известняковая формация перми — среднего триаса и г) угленосная формация верхнего триаса.

В истории герцинского этапа совершенно определенно выделяются два подэтапа развития. Первый из них охватывает время от среднего девона и до нижнего карбона включительно, а второй — от нижней перми до верхнего триаса. Каждый из этих подэтапов начинается опусканием и трансгрессией и завершается поднятием и регрессией. Они разделены регионально выраженным перерывом, соответствующим среднему и верхнему карбону.

Начало первого подэтапа, вероятно, относится еще к нижнему девону, о чем может свидетельствовать вскрытие буровыми скважинами отложений нижнего девона в терригенной фации (район сел. Садарак). В этом подэтапе намечаются три стадии развития и соответственно им образование трех формаций: нижняя терригенная формация нижнего девона, соответствующая начальной стадии развития — стадии трансгрессии, известняковая формация ($D_2$), образовавшаяся в эпоху стабилизации колебательных движений, и верхняя терригенная формация ($D_3$—$C_1$), которая соответствует стадии поднятия и регрессии. Если считать маломощный слой песчано-глинистых пород, образовавшихся в течение средне-верхнекарбонового перерыва (кора выветривания), как образование самостоятельной стадии развития, то изложенная нами схема развития для первого подэтапа будет полностью соответствовать четырем „осадочным ритмам или динамическим комплексам осадочных пород", выделенным Н. М. Страховым [37]. При этом важно отметить, что по Н. М. Страхову эти основные динамические комплексы осадочных пород соответствуют не главным тектоническим циклам (например, герцинскому или альпийскому), а более мелким циклам, или подциклам, как это имеет место у нас в описываемой области Антикавказа.

Во втором подэтапе отмечаются две стадии развития. Первой, трансгрессивной стадии соответствует карбонатная (известняковая) формация пермо-триаса, а второй стадии, стадии регрессии, — угленосная формация верхнего триаса. Естественно, возникает вопрос, в каких геотектонических условиях происходило осадконакопление в средне- и верхнепалеозойское время на южном склоне Антикавказа — в геосинклинальных или платформенных? Ответ на этот вопрос представляет большой интерес в смысле установления начала геосинклинального режима развития Антикавказа, входящего в состав альпийской геосинклинальной системы юга СССР. Точки зрения исследователей по данному вопросу расходятся.

В. В. Белоусов [9], В. Е. Хаин [41], В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев [40], средне- и верхнепалеозойскую историю Антикавказа (как и Большого Кавказа) рассматривают как историю геосинклинального режима. При этом северную из указанных нами областей Антикавказа, где палеозойские отложения отсутствуют, они называют Закавказской геоантиклиналью, а южную область накопления осадков, — Армянской геосинклиналью (интрагеосинклиналь, по В. В. Белоусову).

Совершенно противоположное решение вопроса мы находим у А. В. Пейве и В. М. Синицына [31]. Учитывая типы горных пород, а также характер и дислокации и степень метаморфизма, указанные исследователи приходят к выводу, что „Армянская геосинклиналь и Закавказская геоантиклиналь выделены без достаточных оснований" и что „первая из них является типичной синеклизой, а вторая антеклизой герцинского времени".

Наши соображения по данному вопросу заключаются в следующем. Если иметь в виду типичные геосинклинали со всем комплексом характерных для них признаков, то можно придти к выводу, что герцинский этап развития Антикавказа не похож на историю геосинклинального режима. В этом отношении средне- и верхнепалеозойская история Антикавказа несравнима с историей развития типичных герцинских областей, например Урала, южного Тянь-Шаня и др. В пользу такого заключения говорят следующие факты:

1. Формации горных пород — карбонатная (битуминозная), терригенно-фосфоритовая, угленосная — по своему характеру скорее платформенные, чем геосинклинальные.

2. Породы указанных выше формаций характеризуются устойчивостью и однородностью фаций; не наблюдается обычных для геосинклинальных областей резких (в данном случае даже заметных) фациальных изменений.

3. Как область накопления осадков, так и область размыва характеризуются чрезвычайной устойчивостью, что тоже свойственно платформенному режиму. Занимаемая ими площадь и конфигурация указанных двух областей почти неизменно сохранялись в течение всего герцинского цикла, начиная от среднего девона и до триаса включительно. Устойчивостью характеризуются также области больших и меньших мощностей, разница которых и, кроме того, незначительна. Это свидетельствует об отсутствии дифференциального характера тектонических движений, свойственных геосинклинальным областям.

4. Отсутствие грубообломочных компонентов пород (конгломератов) в терригенных формациях может свидетельствовать о выровненном характере рельефа суши. Примечательно, что даже после регионально выраженного перерыва, имевшего место в среднем и верхнем карбоне, новый трансгрессивный цикл перми начинается с органогенно-известняковой формации, без заметных терригенных материалов в основании.

5. Мощность отложений также сравнительно невелика. Средняя суммарная мощность пород среднего и верхнего палеозоя (D—P) составляет около 2500 *м*, что несравнимо с мощностями альпийского этапа развития той же области. Для наглядности отметим, что мощность юры Антикавказа равна около 10 *км*, а эоцена—около 5 *км*.

Мощность отложений герцинского этапа рассматриваемой области лишь незначительно превосходит мощности того же цикла развития платформенных областей, например Русской платформы.

6. Слабое проявление складчатых движений в герцинское время. Породы перми согласно пластуются с триасовыми отложениями, а девонские отложения с нижнекарбоновыми. В районе Джульфинского ущелья даже юра ложится на триас без видимого углового несогласия. Регионально выраженный перерыв среднего и верхнего карбона фиксируется, в основном, стратиграфическим (параллельным) несогласием, и только в сводовых частях крупных антиклинальных структур отмечается угловое несогласие между пермью и более древними отложениями. Но важно отметить, что указанное несогласие отделяет две формации друг от друга, которые литологически очень сходны. Это может свидетельствовать о том, что движения, обусловившие несогласие, не привели к переработке общей структуры и не вызвали существенных изменений физико-географических условий района, как в области осадконакопления, так и на суше.

7. Отсутствие эффузивного вулканизма в области распространения средне- и верхнепалеозойских отложений. С. С. Мкртчян [26] эффузивной фацией нижнего девона считает условно мощную (до 1 *км*) вулканогенную толщу (порфириты, их туфы и туфобрекчии) южного Зангезура, возраст которой, однако, нельзя считать установленным. Она трансгрессивно налегает на метаморфическую толщу кембрия-докембрия и трансгрессивно же перекрывается осадочной толщей верхнего девона. В более поздней своей работе (1953) указанный исследователь эту вулканогенную толщу относит к нижнему палеозою.

Р. А. Аракелян к девонскому возрасту относит метаморфизованную вулканогенную толщу (агверанскую свиту) Арзаканского массива. Однако стратиграфическое положение этой свиты совершенно не противоречит также выводу о ее принадлежности к нижнему палеозою. Достоверным можно считать наличие продуктов эффузивного вулканизма (порфириты и их пирокластолиты) в осадочной свите верхнего девона в Зангезуре, что, вероятно, связано с формированием Севано-Зангезурского глубинного разлома, который более отчетливо вырисовывается только с начала альпийского тектонического этапа.

8. Почти полностью отсутствует и интрузивный вулканизм, что, повидимому, связано со слабым проявлением складчатых движений. Незначительно развитые интрузивные породы, связанные с отложениями рассматриваемого этапа, представлены небольшими дайками преимущественно основного состава (андезиты, габбро-диабазы, порфириты), при полном отсутствии настоящих интрузивных тел — батолитов,

лаколитов, пластовых залежей и т. п. Указанные дайковые породы прорывают отложения до нижнего карбона включительно, но ничем не перекрываются, что затрудняет определение верхнего возрастного предела их. По Р. А. Аракеляну, имеется основание некоторые из этих даек считать более молодыми. Отнесение некоторыми исследователями [23] к герцинскому циклу (карбону) кислых интрузий Арзаканского кристаллического массива нельзя считать доказанным, так как эти интрузивные породы секут только агверанскую свиту, о вероятном нижнепалеозойском возрасте которой говорилось выше. По нашим соображениям они скорее всего каледонские.

9. С вышеизложенным хорошо согласуется и полное отсутствие металлических полезных ископаемых в толще средне- и верхнепалеозойских отложений.

Все эти данные приводят нас к мысли, что герцинский этап развития Антикавказа, по условиям геотектонического развития, несколько напоминает „парагеосинклиналь" В. В. Белоусова, „геосинклинали неполного развития" В. Е. Хаина [41] и „известняковые геосинклинали первого порядка" М. В. Муратова [27], но не тождественен с ними. Отсутствие в нашей геологической литературе унифицированной схемы деления геосинклинальных и платформенных областей по типу их развития не позволяет нам в настоящее время более утвердительно высказаться по поводу поставленного вопроса. Но мы все же склонны присоединиться к мнению А. В. Пейве и В. М. Синицына и считать герцинский этап развития Антикавказа более близким к платформенному типу. В таком случае, можно говорить об „Армянской синеклизе" для области накопления осадков и „Закавказской антеклизе" для суши, как это предлагают А. В. Пейве и М. В. Синицын. Однако по некоторым признакам — степени дислокации пород, метаморфизму и др. — данный этап развития Антикавказа все же неполностью соответствует типичному платформенному режиму; это, видимо, особый тип платформенного развития, который можно назвать „субплатформенным".

**Альпийский этап** (J—Q). История альпийского этапа Антикавказа гораздо более сложная, чем герцинского. Она делится на несколько самостоятельных подэтапов или циклов, каждый из которых, так же как и подэтапы предыдущего цикла, начинается прогибанием земной коры, трансгрессией и завершается складчатостью, поднятием и регрессией. Эти циклы будут:

1) юра-неоком, 2) альб-верхний мел, 3) эоцен-нижн. миоцен, 4) средний миоцен-средний плиоцен, 5) верхний плиоцен-антропоген.

*Юра-неоком.* С нижней юры начинается новый этап геологической истории Антикавказа, отличающийся тем, что после субплатформенного режима герцинского времени он вновь вступает в стадию настоящего геосинклинального развития.

Начало рассматриваемого этапа знаменуется образованием крупного Севано-Зангезурского глубинного разлома, по которому терри-

рия Антикавказа делится на две резко отличные части: северо-восточную и юго-западную. Последние территориально почти полностью совпадают с выделенными выше двумя структурными зонами герцинского этапа, от которых, однако, они отличаются историей своего развития. В первой из указанных областей, т. е. на месте Закавказской антеклизы, устанавливается геосинклинальный режим—Антикавказская геосинклиналь, а вторая область — Армянская синеклиза, приобретает геоантиклинальный характер — Армянская геоантиклиналь. Указанному глубинному разлому мы придаем очень важное значение, так как в течение всей последующей истории альпийского этапа им определяются структурные и формационные особенности вышеотмеченных двух различно построенных геотектонических блоков Антикавказа.

Юрские образования, пользующиеся чрезвычайно широким и мощным развитием в Антикавказской геосинклинали, изучены многими исследователями, однако общая схема стратиграфического расчленения их установилась, главным образом, работами А. Т. Асланяна [4], Л. Н. Леонтьева [22] и Э. Ш. Шихалибейли [44]. Общий разрез юрских образований на северном склоне Малого Кавказа, по указанным исследователям, представляется в следующем виде. Разрез юры начинается средним лейасом, отложения которого трансгрессивно налегают на метаморфические сланцы нижнего палеозоя (Локский массив, бассейны рек Асрик-чай, Гасан-су) и выражены в терригенной фации. В основании их залегает мощный (до 200 *м*) горизонт базальных конгломератов и аркозовых и слюдисто-кварцевых песчаников, которые выше сменяются толщей песчано-глинистых сланцев, с редкими прослоями кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий, относящейся уже к верхнему лейасу. На северном склоне хребта Мургуз максимальная мощность лейаса достигает 1000 *м*.

А. Т. Асланяном условно к нижнему лейасу относится свита так называемых „нижних порфиритов" и их пирокластолитов, а также вышележащие свиты зеленовато-серых и голубовато-серых туфобрекчий андезито-дацитового и порфиритового состава и кислых эффузивов (кератофиры, кварцевые порфиры, альбитофилы и др.) и их пирокластических производных. Указанные свиты хорошо обнажаются в среднем течении реки Дебет и в бассейне р. Акстев.

К среднему лейасу А. Т. Асланян относит свиту туффитов, вулканических туфов, туфопесчаников с аммонитовой фауной и диоритовых порфиритов, обнажающихся на склонах горы Лалвар, в районе Алавердского медного месторождения. В этом же районе верхний лейас (тоар-аален) трансгрессивно, но без углового несогласия, залегает на более древних отложениях и представлен, по указанному исследователю, порфиритовыми туфоконгломератами, туффитами, кварцевыми порфирами, туфопесчаниками и другими туфоосадочными образованиями.

Образования средней юры пользуются наибольшим развитием в

площадном и объемном отношениях и выражены, в основном, в вулканогенной фации. По А. Т. Асланяну, фаунистически доказан бат, средний и верхний байос, при региональном отсутствии нижнего байоса. Средний байос представлен плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, их туфобрекчиями, туфами и другими пирокластолитами, с прослоями нормально-осадочных морских отложений с аммонитовой фауной [4]. К верхнему байосу относится известный в литературе „горизонт кварцевых порфиров" и их пирокластолитов, а также вышележащие плагиоклазовые порфириты, агломератовые туфы и другие их пирокластические производные.

Батские отложения в Северной Армении имеют ограниченное распространение (в Алавердском районе) и представлены крупно- и среднезернистыми желтоватыми песчаниками небольшой мощности.

По данным Л. Н. Леонтьева [22], в районе Муровдагского хребта батские образования достигают максимальной мощности и сложены разнообразными эффузивами, их пирокластолитами и терригенными осадками.

В Зангезуре нижняя юра фаунистически пока еще не доказана. К этому возрасту условно относят нижнюю часть мощной вулканогенной толщи, относящейся, в основном, к средней юре (байос). Последняя начинается горизонтом порфиритов и их туфов и туфобрекчий (нижн. и средн. байос), который выше по разрезу сменяется свитой кварцевых порфиров и их пирокластолитов (верхний байос). По Л. Н. Леонтьеву [22], батские отложения здесь отсутствуют.

Верхнеюрские отложения, по А. Т. Асланяну, в Северной Армении имеют весьма широкое распространение и выражены всеми ее ярусами. Келловей залегает везде трансгрессивно на подстилающих вулканогенных породах средней юры и представлен, в основном, песчаниково-сланцевыми породами с небольшими прослоями вулканических пород в основании разреза. Оксфорд выражен в вулканогенной фации — порфириты, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии. В виде прослоев встречаются также нормально-осадочные породы — рифовые известняки, глинистые сланцы и др. Лузитанский ярус выражен в карбонатной фации — доломиты, переслаивающиеся с известняками. Выше доломитовой свиты в Иджеванском районе залегает свита песчанистых известняков, относящаяся к кимериджу. Разрез верхней юры венчается известняковой толщей титона, залегающей трансгрессивно на кимериджских и более древних отложениях юры. Это известняки оолитовые, коралловые, мшанковые, доломитизированные, отлагавшиеся, по А. Т. Асланяну, в эпиконтинентальных условиях. В южном Зангезуре, по данным А. Т. Асланяна, С. С. Мкртчяна [26] и П. Л. Епремяна, верхняя юра слагает оба крыла Кафанской брахиантиклинальной складки и налегает трансгрессивно, с незначительным угловым несогласием на отложения более древних свит. Нижняя часть разреза верхней юры (оксфорд-кимеридж) сложен преимущественно вулканогенными образованиями (порфириты, туфы, туфобрекчии) с линзами и

прослоями осадочных пород, а верхняя — карбонатными породами титона.

В конце юры, в результате тектонических движений, происходивших в нижнем мелу, описываемая область северного и северо-восточного склонов Антикавказа испытывает сильное эпейрогеническое поднятие, чем обусловлено чрезвычайно ограниченное распространение отложений неокома. К неокомскому возрасту В. П. Ренгартен относит, так называемую артаминскую свиту обломочно-вулканогенных образований, развитую в меридиональном прогибе, охватывающем бассейны рек Акстев и Тауз-чай [34]. Эта свита мощностью до 350 *м*, по В. П. Ренгартену, согласно залегает на титонских известняках и сложена туфопесчаниками (в низах разреза), туфобрекчиями, туфами и потоками порфиритов. Верхний предел возраста артаминской свиты, по указанному исследователю, определяется тем, что в Ноемберянском районе Северной Армении, в песчано-глинистых отложениях, налегающих на артаминскую свиту, была встречена фауна верхнебарремского-нижнеаптского возраста. Фаунистически охарактеризованные отложения неокома известны в Кафанском районе южного Зангезура, где они представлены известняками, песчаниками и конгломератами, мощностью до 200 *м*, и относятся к баррему. Здесь эти отложения подстилаются свитой вулканогенных пород (порфириты и туфобрекчии), относящейся В. П. Ренгартеном и П. Л. Епремяном к валанжину и готериву. Эта вулканогенная свита (тапасардагская) по своему стратиграфическому положению, повидимому, соответствует артаминской свите.

Таким образом, в цикле отложений юра-неоком в Антикавказской геосинклинали можно выделить следующие формации осадочных и эффузивных пород.

1. Нижняя терригенная формация лейаса, мощностью до нескольких сотен метров, трансгрессивно залегающая на каледонском субстрате.

2. Спилито-кератофировая формация доггера. Это комплекс разнообразных вулканических пород, среди которых наиболее характерными являются спилиты, диабазы, андезитовые порфириты, кератофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии; отдельные горизонты их характеризуются быстрой фациальной изменчивостью. Резко подчиненное значение имеют прослои нормально-осадочных пород. Суммарная мощность пород этого комплекса огромная, свыше 4 *км*.

3. Терригенно-вулканогенная (вулканогенно-осадочная) формация нижнего мальма (келловей-оксфорд), мощностью до 1 *км*, трансгрессивно залегающая на подстилающих породах.

4. Известняковая формация верхнего мальма (лузитан-титон), мощностью до 600 *м*.

5. Терригенно-вулканогенная формация неокома.

По типу осадочных и эффузивных формаций в рассматриваемом

подэтапе определенно выделяются две стадии развития: первая стадия охватывает нижнюю и среднюю юру, а верхняя — верхнюю юру и неоком. Они разделены регионально выраженной предкелловейской регрессией.

Из интрузивных формаций для первой стадии развития характерны мелкие штоки и дайки кварцевых порфиров и альбитофиров субвулканического типа, а для второй стадии — крупные и мелкие массивы гранитоидов, кварцевые диориты, плагиограниты и др. Возраст указанных гранитоидов, широко развитых в Северной Армении (Шнох—Кохбская группа интрузий), А. Т. Асланяном [4], И. Г. Магакьяном [24] и др. определяется как досеноманский на основании того, что они прорывают вулканогенно-осадочную толщу оксфорда, а гальки их встречаются в базальном конгломерате сеномана. Однако, учитывая, что альбская история Антикавказа тесно связана с верхним мелом и что обширная верхнемеловая трансгрессия здесь начинается с альба, можно предполагать, что указанный интрузивный комплекс является доальбским, т. е. неокомским. Примечательно, что отмеченные две стадии развития довольно четко выделяются и по металлогеническим признакам. По И. Г. Магакьяну [24], для первой стадии характерны медно-колчеданные месторождения (Алаверды, Кафан)*, а для второй — небольшие концентрации меди, полиметаллов и скарновые месторождения железа. Приведенные данные указывают на то, что по типу развития (формация горных пород, металлогения) первая из указанных стадий соответствует первичным геосинклинальным системам, а вторая стадия — вторичным геосинклинальным системам, по схеме А. В. Пейве и В. М. Синицына.

Совершенно противоположную картину развития мы наблюдаем в Армянской геоантиклинальной зоне. Большая часть этой зоны в юрское и нижнемеловое время представляла собой область размыва. Осадконакопление в указанное время происходило только в небольшом, унаследованном от герцинского этапа прогибе, вытянутом в северо-западном направлении от района Джульфинского ущелья и до Даралагезского хребта.

Здесь, в разрезе Джульфинского ущелья нижняя юра без углового несогласия залегает на известняках триаса и представлена порфиритами, сменяющимися выше по разрезу песчаниками ааленского яруса. Выше следует свита известняков, мергелей, песчаников и глинистых сланцев средней юры, сменяющаяся по разрезу маломощными мергелями келловея [44]. К северо-западу от Нахичевани, в районе сел. Азнабюрт, и в Даралагезском хребте имеется средняя юра в фации известковистых песчаников, известняков и мергелей небольшой мощности. Максимальная мощность разреза юры в Джульфинском районе не превышает 300 *м*.

* Доверхнеюрский возраст колчеданных руд установлен Р. А. Аракеляном и Г. О. Пиджяном, которые в Кафанском районе нашли гальки рудоносных пород в базальном конгломерате верхней юры.

Мощность юрских отложений Армянской геоантиклинали, а также их формационные типы, не оставляют сомнения в том, что они отлагались в условиях геоантиклинального (платформенного) режима.

*Альб-верхний мел.* Начиная с верхнего мела (точнее с альба) Антикавказ вступает в новую стадию геологического развития, существенно отличающуюся от прежних этапов. В верхнем мелу происходит повсеместное погружение территории Антикавказа, обусловившее обширную трансгрессию моря, самую крупную среди всех трансгрессий на Кавказе. В результате большая часть территории его покрывается морем, и только отдельные небольшие участки, соответствующие геоантиклинальным поднятиям, в виде островков выступают над уровнем моря. Однако это погружение происходило неравномерно: отдельные участки испытывали более сильное прогибание и превратились в геосинклинальные зоны, а другие опускались меньше и приобрели характер геоантиклинальных зон. Первые из указанных зон характеризуются сравнительной полнотой разреза верхнемеловых отложений, большими мощностями, а вторые — геоантиклинали, наоборот, отличаются меньшей мощностью отложений и более частыми перерывами в разрезах.

В. П. Ренгартен [32] выделяет на Антикавказе три геосинклинальные зоны — Прикуринскую, Присеванскую и Приараксинскую и соответственно им две геоантиклинальные зоны — Мровдаг-Мургузскую, (Сомхето-Карабахскую), расположенную между Прикуринской—и Присеванской геосинклинальными зонами, и Агмагано-Кафанскую (Мисхано-Зангезурскую), отделяющую Присеванскую геосинклинальную зону от Приараксинской. Таким образом, если в герцинском этапе и в начальной стадии альпийского этапа (юра-неоком) на Антикавказе мы имели две глубинные структурные зоны (Армянская синеклиза и Закавказская антеклиза в герцинское время и Армянская геоантиклиналь и Антикавказская геосинклиналь в юре-неокоме), то в верхнем мелу число их резко увеличивается. Отсюда можно заключить, что верхнемеловая стадия развития знаменуется новым раскалыванием территории Антикавказа и расчленением ее на большее число глубинных структурных комплексов, чем это было в прежних этапах развития. При этом важно отметить, что большинство из вышеуказанных геосинклинальных прогибов верхнемелового времени (Присеванский, Приараксинский) зародилось и развилось на тех участках, которые до этого имели геоантиклинальный или платформенный режим. Это говорит о том, что в верхнем мелу мы имеем дело с существенной перестройкой режима геотектонического развития Антикавказа. Подобная перестройка плана структурого развития соответственно не могла не сопровождаться глубинными разломами субстрата.

Севано-Зангезурский глубинный разлом, столь четко вырисовывавшийся в юре, в верхнем мелу продолжает развиваться, ограничивая Присеванский геосинклинальный прогиб с севера. Однако в верхнем мелу образуется новая ветвь этого разлома, идущая от района

оз. Севан в юго-восточном направлении в бассейн р. Акера и тем самым обусловливает формирование крупного Акеринского верхнемелового прогиба, являющегося непосредственным юго-восточным продолжением Присеванской геосинклинальной зоны. Можно предполагать также образование крупных разломов и по южному борту Севано-Акеринского синклинория и в Приараксинском прогибе (Вединский разлом). Образованием Акеринского мелового прогиба, Алаверды — Кафанская единая зона юрского времени разделяется не две части — Кафанскую и Сомхето-Карабахскую, которые в последующих стадиях альпийского этапа развития вырисовываются, как самостоятельные геоантиклинальные поднятия. В теле Сомхето-Карабахского поднятия также формируются поперечные, но небольшие прогибы (заливы и проливы) — Иджеванский, Мардакертский, Мартунинский, которые указанную зону расчленяют на отдельные поднятия второго порядка (Алавердское, Шамхорское, Мровдагское, Карабахское и др.).

Показательно, что вышеуказанные основные структурные элементы верхнемелового времени со сравнительно небольшими изменениями продолжают развиваться в палеогене и, в особенности, в эоцене и в значительной степени отражают современные структурные комплексы Антикавказа. Отсюда следует, что рассматриваемую стадию развития альпийского этапа можно считать как начало формирования современных тектонических комплексов Антикавказа.

Перейдем к краткому обзору фаций верхнемеловых отложений. Стратиграфия меловых отложений Антикавказа в настоящее время достаточно хорошо разработана благодаря коллективному труду кавказских геологов. Мы имеем в виду сводные работы В. П. Ренгартена [32, 33, 34], В. В. Тихомирова [39], М. М. Алиева по Азербайджану, В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева, а также новые исследования А. А. Атабекяна [7, 8] и В. Л. Егояна [17, 18, 19] по мелу Армении.

Наиболее полно представлены меловые отложения в Прикуринской зоне. Здесь нижним членом разреза являются отложения среднего и верхнего альба, имеющие ограниченное распространение (Иджеванский хребет и бассейн р. Джогас) и залегающие трансгрессивно. Представлены они, по А. А. Атабекяну [7], мелководными песчаными туфогенными и мергельными породами, в которых выделяются два горизонта: нижний — туфогенные и глауконитовые песчаники и верхний — песчанистые мергели. Сеноманские отложения также имеют ограниченное распространение и залегают трансгрессивно на различных горизонтах более древних свит. Это туффиты, туфопесчаники, песчанистые известняки и мергели, мощностью до 600 *м*. По новейшим данным (А. А. Атабекян) отложения нижнего турона отсутствуют и следующий комплекс верхнемеловых отложений начинается с трансгрессивного верхнего турона, пользующегося гораздо более широким распространением, чем более древние ярусы верхнего мела. Верхний турон, коньяк и сантон представлены более или менее единым комплексом терригенно-вулканогенных образований, в котором, однако,

вулканогенные материалы преобладают. А. А. Атабекяном здесь выделяются три свиты, соответствующие верхнему турону-нижнему коньяку, верхнему коньяку-нижн. сантону и верхнему сантону. Первая из указанных свит состоит из туфогенных и полимиктовых песчаников с базальтным конгломератом в основании, а вторая — из туфов, туфобрекчий, порфиритов и туфопесчаников. Верхняя свита представлена терригенными образованиями (главным образом песчаниками), с отдельными горизонтами вулканогенных образований — мандельштейнов, агломератовых туфов, андезитовых порфиритов и др.

Следующий комплекс отложений обнимает кампанский и маастрихтский ярусы. Этот комплекс начинается трансгрессивным кампаном, представленным свитой слоистых известняков с прослоями мергелей. В отдельных местах в нижней части свиты появляются горизонты агломератовых туфов и туфобрекчий. Маастрихтские отложения, в основном, постепенными переходами связаны с кампанскими, но в отдельных местах они залегают трансгрессивно. Последние представлены свитой пелитоморфных, слегка песчанистых известняков и мергелей.

Отложения датского яруса пользуются весьма ограниченным развитием, что обусловлено интенсивными тектоническими движениями этого времени, вызвавшими крупное и регионально выраженное поднятие всего Антикавказа.

К датскому возрасту, по В. П. Ренгартену, В. Е. Хаину и В. В. Тихомирову, относится маломощная (до 50 *м*) свита плотных мергелей с линзами конгломератов в основании и песчанистых известняков, обнажающаяся в междуречье Ганджа-чай и Инджа-чай.

На основании вышеизложенного, в верхнемеловом цикле развития Прикуринской зоны можно выделить три основные формации осадочных и эффузивных пород, соответствующих трем крупным трансгрессиям.

1. Терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана мощностью до 500 *м*.

2. Терригенно-вулканогенная формация верхнего турона-нижнего сенона (в. турон-в. сантон) максимальной мощностью до 1500 *м*.

3. Известняковая формация кампан-маастрихта мощностью до 500 *м*. Эти формации отделены друг от друга перерывами, соответствующими нижнему турону и границе сантона и кампана. Внутри каждой формации тоже имеются перерывы, например, между кампаном и маастрихтом, между коньяком и сантоном, но они гораздо более второстепенные, локальные и поэтому не нарушают общего хода развития в рамках выделенных выше формационных групп отложений.

Другая область мощного развития верхнемеловых отложений — Севано-Ширакская зона (Присеванская по В. П. Ренгартену). Она протягивается с северо-запада на юго-восток от района Ширакского хребта вдоль Памбакского и Севанского хребтов к бассейну р. Тертер, где она, по В. П. Ренгартену, разветвляется тремя проги-

бами-заливами: Мардакертским, Мартунинским и Акеринским. Последние разделяются геоантиклинальными выступами — Хачинчай-Акдамским и Карабахским. Время заложения самого Севано-Ширакского прогиба, по В. П. Ренгартену, относится к коньякскому веку, что доказывается трансгрессивным налеганием в ряде мест коньякских отложений на метаморфические породы древнего палеозоя. В связи с этим разрез меловых отложений здесь начинается с коньяка, при полном отсутствии нижней формации (альб-сеномана) Прикуринской зоны. Однако восточные ветви указанного прогиба—Мартунинский, Мардакертский и Акеринский прогибы, зародились раньше (в альб-сеномане), о чем свидетельствует мощное развитие отложений соответствующего возраста.

В Севано-Ширакской зоне, в толще верхнемеловых отложений, можно выделить две формации, соответствующие двум верхним формациям Прикуринской зоны:

а) терригенно-вулканогенная формация коньяк-сантона, мощностью до 1000 *м*. Это песчаники, конгломераты с подчиненными пачками известняков и мергелей. В бассейне р. Тертер это уже настоящая вулканогенная толща — порфириты, их туфы, туфобрекчии и др.;

б) известняковая формация флишоидного характера кампан-маастрихта, мощностью от 400 до 1000 *м*.

В Приараксинской зоне лучший разрез меловых отложений имеется в бассейне р. Веди, детально изученный за последние годы В. Л. Егояном. Пользуясь данными В. П. Ренгартена и В. Л. Егояна, здесь можно выделить следующие формационные группы отложений:

а) терригенно-карбонатная формация сеномана — грубослоистые органогенные известняки, конгломераты, мощностью до 200 *м* (вединская свита по В. Л. Егояну);

б) терригенно-вулканогенная формация турон-коньяка — конгломераты, песчаники, известняки (ераносская свита), фациально замещающиеся хосровской вулканогенной свитой — порфириты, туфобрекчии и др., мощностью около 300 *м*;

в) известняковая формация сантон-маастрихта (бозбурунская свита), представленная известняками, мергелями и отчасти известковистыми песчаниками, мощностью 600 *м*;

г) терригенная формация (верхнетерригенная) датского яруса*— (подкетузская свита В. Л. Егояна)— песчаники, глины и обломочные известняки, мощностью до 300 *м*, пользующаяся весьма ограниченным распространением. Наличие датского яруса примерно в аналогичной фации (песчано-аргиллитовой) предполагается и в Ордубатском районе Нахичеванской АССР. Из более древних горизонтов меловых отложений в Приараксинской зоне известен только альб в песчано-мергельной фации в Даралагезе. Разрезы меловых отложений геоантиклинальных зон характеризуются уменьшенными мощностями, частыми

* Датский возраст этих отложений в последние годы микрофаунистически доказала Ю. А. Мартиросян.

перерывами, а также слабым вулканизмом. Таким образом, формационные комплексы отложений альб-верхнемелового подэтапа развития наиболее полно представлены в Прикуринской и Приараксинской зонах и менее полно развиты в Севано-Ширакской зоне, что связано с более поздним заложением последней (коньяк) по сравнению с первыми (альб).

В итоге в комплексе отложений альб-верхнемелового подэтапа развития для Антикавказа в целом достаточно отчетливо выделяются следующие четыре формации осадочных и эффузивных пород.

1. Терригенно-глауконитовая формация (альб-сеноман)
2. Терригенно-вулканогенная формация (верхн. турон-нижн. сенон).
3. Известняковая формация (верхний сенон).
4. Верхняя терригенная формация (датский ярус).

Более выдержаны по стратиграфическому объему нижняя и верхняя терригенные формации и менее устойчивы вторая и третья формации, границы которых в отдельных зонах колеблются, что обусловлено спецификой истории их тектонического развития.

Нижняя терригенная формация соответствует начальной стадии общего погружения Антикавказа, вторая — стадии наиболее сильного погружения, с чем связывается подводный вулканизм, а третья — эпохе некоторой стабилизации режима колебательных движений и максимального развития трансгрессии. Четвертая, терригенная формация соответствует эпохе регионально выраженной регрессии.

Среди интрузивных формаций рассматриваемого цикла наибольшее значение имеют ультраосновные породы — пироксениты, перидотиты, дуниты, отчасти и габбровые породы, выходы которых, в виде отдельных небольших вытянутых тел, приурочены к вышеописанному Севано-Акеринскому глубинному разлому (офиолитовый пояс Антикавказа). Возраст этих гипербазитов в настоящее время большинством исследователей определяется как предверхнесантонский [21], и внедрение их связывается со временем образования мощной нижнесантонской вулканогенной толщи. Таким образом, формация гипербазитов в общем эквивалентна терригенно-вулканогенной формации верхн. турона-нижн. сенона и соответствует, по времени внедрения, эпохе наиболее сильного погружения Антикавказа, совпадающей с эпохой заложения Севано-Акеринского прогиба. Однако имеются и гипербазиты и габбровые породы, повидимому более молодого, верхнесенонского и эоценового возраста. Габбровые интрузии в бассейне оз. Севан, в бассейне р. Веди, а также гипербазиты Ширакского хребта (к северу от Ленинакана), размещены в теле верхнесенонских карбонатных пород.

Суммируя вышеизложенное по альб-верхнемеловому подэтапу геологической истории Антикавказа, приходим к выводу, что это совершенно другой тип структурного развития, который предлагаем назвать наложенным типом геосинклинального развития. Он характеризуется тем, что земная кора расчленяется на гораздо большее чис-

ло геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, чем в предыдущих этапах развития, и при этом геосинклинальные прогибы развиваются по новому плану, секущему структурные зоны предыдущих этапов.

*Эоцен-нижн. миоцен.* Следующая стадия альпийского этапа развития охватывает время от эоцена и до нижнего миоцена включительно, стратиграфическая последовательность отложений которых, в смысле фациального изменения, в общем составляет один крупный ритм. Этот ритм так же, как и вышеописанные, начинается трансгрессивной серией отложений и завершается регрессивным комплексом пород. После крупного регионального поднятия и регрессии, имевших место в датском веке и палеоцене, новое прогибание и соответственно ему — трансгрессия начинается в нижнем эоцене и достигает максимума развития в лютете. В связи с предолигоценовыми тектоническими движениями и обусловленными ими поднятиями в нижнем и среднем олигоцене область осадконакопления, по сравнению с эоценом, резко сокращается, а в верхнем олигоцене и нижнем миоцене происходит накопление только континентальных образований молассового типа в краевых и межгорных прогибах.

Общий план структурного развития, заложенный в верхнемеловое время, в рассматриваемую стадию не претерпевает крупных изменений. Те основные геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные выступы, которые так отчетливо сказывались в верхнем мелу, продолжают существовать и в палеоген-нижнемиоценовую стадию и в особенности в эоцене. Однако эти структурные зоны все же подвергаются некоторой перестройке. Последняя заключается в том, что геосинклинальные зоны верхнемелового времени в эоцене расчленяются на более мелкие чашеобразные прогибы — „брахигеосинклинали", между которыми формируются соответствующие им зоны поперечных поднятий. Так, в Приараксинской геосинклинальной зоне (Еревано-Ордубатская зона по Л. Н. Леонтьеву) в эоцене формируются Ереванский, Даралагезский и Нахичеванский прогибы, которые были разделены участками поперечных поднятий, соответственно — Карахач-Зовашенским и Даралагезским.

Указанные прогибы характеризуются сравнительной полнотой разреза палеогена с большими мощностями отложений в то время, как в зонах поперечных поднятий мы имеем резко сокращенные мощности отложений, частое выпадение из разреза отдельных горизонтов и трансгрессивное залегание отдельных ярусов. Показательно, что аналогичные изменения мощностей на этих участках наблюдаются и в средне-верхнепалеозойских отложениях [3]. Отсюда можно заключить, что указанные зоны поднятий не являются новообразованиями эоценового времени, но они были заложены еще со среднего палеозоя.

В Севано-Акеринской синклинальной зоне поперечное поднятие формируется в районе Лачина (Лачинское поперечное поднятие), ко-

торое указанную зону делит на два самостоятельных прогиба — Нижнеакеринский и Кельбаджарский. Аналогичные преобразования происходят и в Прикуринской геосинклинальной зоне.

Геоантиклинали, расположенные между геосинклинальными зонами, также не представляются целостными в структурном отношении. Каждая из них слагалась из отдельных крупных антиклинориев, чередовавшихся с синклинальными седловинами, по которым сообщались друг с другом морские водоемы соседних геосинклинальных чаш. Эти синклинальные седловины на геоантиклинальных зонах располагались по линии, совпадающей с наиболее глубоко прогнутыми частями соседних геосинклинальных зон. Отложения нижнего эоцена пользуются ограниченным распространением, что обусловлено поднятием и регрессией, имевших место в конце верхнего мела. Наиболее полный разрез их имеется в Ереванском прогибе, в бассейнах рек Гарни и Веди, где они представлены мощной (до 1500 *м*) свитой туфогенно-терригенного флишоида. Эта свита, названная нами г а р н и й с к о й, залегает на терригенных отложениях датского яруса и покрывается нуммулитовыми отложениями среднего эоцена. Представлена она разнообразными полимиктовыми песчаниками, часто туфогенными алевролитами, аргиллитами, туффитами и, редко, порфиритами и конгломератами.

Характерной особенностью этой свиты является закономерное переслаивание различных типов пород, ритмичное чередование их, что свойственно, как известно, формациям флишевого типа. Кроме того, в гарнийской свите изобилуют различные типы нероглифов (биоглифы, механоглифы и др.), особенно хорошо развитых на нижних поверхностях пластов. Начавшееся в нижнем эоцене прогибание геосинклинальных зон достигает в среднем эоцене максимума развития, обусловившего обширную лютетскую трансгрессию — самую крупную из третичных трансгрессий на Антикавказе. В результате этого не только геосинклинальные прогибы, но и значительные части геоантиклиналей покрываются морем и только наиболее приподнятые участки последних выступают над уровнем моря в виде небольших островков.

В Севано-Ширакском геосинклинальном прогибе средний эоцен представлен мощной (до 4 *км*) толщей разнообразных вулканогенных образований — порфиритов, андезитовых и порфиритовых туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов, туффитов, туфосланцев, переслаивающихся с различными осадочными породами (песчаниками, глинами, известняками) с богатой фауной нуммулитов, пелеципод, гастропод, кораллов и морских ежей.

В Ереванском бассейне, средний, а также и верхний эоцен представлены формацией глинисто-песчаного туфогенного флиша, мощностью до 1000 *м*. В Даралагезском прогибе, как и в Нахичеванском, средний и верхний эоцен выражены в фации разнообразных вулканогенных и туфогенно-обломочных пород, переслаивающихся с нормально-осадочными породами.

Совершенно иными фациями представлены отложения средне- и

верхнеэоценового возраста в зонах геоантиклинальных поднятий, например, в Даралагезском хребте, в бассейне р. Шагап и др. В этих местах вулканогенные фации отсутствуют или почти отсутствуют и их замещают нормально-осадочные морские отложения. Так, например, в бассейне р. Шагап в отложениях среднего и верхнего эоцена выделяются две свиты: нижняя, нуммулитовая-известняковая, с базальным конгломератом в основании и верхняя – песчано-глинистая, с характерным, регионально выраженным, приуроченным к низам свиты горизонтом глауконитовых песчаников. Максимальная мощность указанных двух свит здесь не превышает 700—800 *м*.

В геотектоническом режиме Антикавказа очень существенные изменения происходят в конце эоцена, в связи с проявлявшимися в это время предолигоценовыми движениями [12, 29]. Однако эти движения в отдельных геотектонических зонах имели разную интенсивность и носили различный характер. Наиболее интенсивно проявились они в Севано-Ширакской геосинклинальной зоне и в прилегающих к ней частях соседних геоантиклиналей.

В результате складчатости и поднятия последняя воссоединяется с соседними геоантиклиналями и тем самым в центральной части Антикавказа формируется огромная Антикавказская геоантиклиналь.

В соответствии с геоантиклинальным вздыманием Антикавказа в олигоцене и нижнем миоцене произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу — в Приараксинскую зону и к северу — в Куринскую депрессию. Таким образом, олигоценовую эпоху можно рассматривать, как начало возникновения современных крупных геотектонических и орографических комплексов Антикавказа – Куринского и Среднеараксинского межгорных прогибов и разделяющего их антикавказского поднятия. В этих межгорных прогибах и происходило осадконакопление в олигоцене и нижнем миоцене.

В Ереванском бассейне мы имеем следующую картину стратиграфической последовательности отложений рассматриваемых эпох. Нижний и средний олигоцен представлены мощной (до 1 *км*) толщей серых и коричневых слабо гипсоносных глин и желтовато-серых и желтовато-бурых, средне- и мелкозернистых полимиктовых, туфогенных песчаников с характерной шаровой и матрацевидной отдельностью. В толще встречаются также коралловые и нуммулитовые известняки в виде отдельных, сравнительно небольших линз и банок. В центральных частях бассейна эти отложения постепенными переходами связаны с верхним эоценом, а по южному борту его они трансгрессивно залегают на различных горизонтах эоцена.

Трансгрессивное налегание олигоцена здесь обусловлено смещением осевой части прогиба к югу, в связи с поднятием его северного крыла, примыкавшего к растущей Антикавказской геоантиклинали. Таким образом, здесь мы имеем дело с явлением „несогласного (миграционного) смещения", по М. В. Муратову [27], широко распростра-

ненным в межгорных и краевых прогибах. Аналогичными песчано-глинистыми терригенными фациями (майкопская фация) представлены нижне- и среднеолигоценовые отложения в Даралагезе, в Ахалцыхском бассейне Грузии и Кировабадском районе (Куринская депрессия) и в Нижнеакеринском прогибе (район Кубатлы). Вообще же, отложения рассматриваемой эпохи характеризуются устойчивостью и выдержанностью фаций, что свойственно всей Крымско-Кавказской области.

В Ереванском бассейне поверх песчано-глинистых отложений нижнего и среднего олигоцена, с перерывом и несогласием залегает толща отложений молассового типа, относящаяся к верхнему олигоцену-нижнему миоцену [13]. Это толща озерно-континентального происхождения пестроцветных (с преобладанием красного цвета), гипсоносных глин и рыхлых косослоистых песчаников и галечников, мощностью до 700 *м*.

В Нахичеванском бассейне к олигоцену относится туфогенная свита Абракуниса и, вероятно, также вышележащая красноцветная песчано-глинистая свита, залегающая в основании миоценовой соленосной толщи (1. 16). Условно к олигоцену относится также вулканогенная толща (андезиты, порфириты и их пирокластолиты) восточного Даралагеза, сев. части Зангезура и бассейна р. Тертер.

Суммируя вышеизложенное, в рассматриваемой стадии развития можно выделить следующие основные типы формаций:

а) флишевая формация нижнего эоцена;

б) вулканогенно-обломочная формация среднего-верхнего эоцена, которая в зонах поперечных поднятий замещается известняковой формацией в основании разреза и терригенно-глауконитовой в верхней части его;

в) верхняя терригенная формация нижнего-среднего олигоцена, замещающаяся в восточном Даралагезе и в Нахичеванской АССР вулканогенно-обломочной формацией;

г) красноцветная молассовая формация верхнего олигоцена-нижнего миоцена.

Первая из указанных формаций соответствует началу погружения, вторая — эпохе максимального прогибания—трансгрессии, а третья и четвертая формации образовались соответственно в начале поднятия к концу цикла развития.

Интрузивные формации рассматриваемого времени представлены двумя разновозрастными комплексами: эоценовым и миоценовым.

1) К верхнему эоцену относятся крупные массивы гранитоидов, щелочных пород (сиениты, нефелиновые сиениты) и реже габбро крупнейшего в Закавказье Мегринского плутона, Памбакского хребта, а также сравнительно мелкие гранитоидные интрузии Севано-Ширакской зоны. Щелочные интрузии Памбака и, вероятно, также Мегринского плутона являются более молодыми, чем гранитоиды и основные интрузии. Они послескладчатые и по времени их внедрения со-

ответствуют эпохе постэоценового поднятия и растрескивания земной коры. Эти щелочные интрузии приурочены к древним разломам и расположены по швам геосинклинальных прогибов (Севано-Ширакского и Даралагезско-Ордубатского) и древних устойчивых геоантиклинальных поднятий (Арзаканское, Южно-Зангезурское). К эоценовому же возрасту (среднему эоцену) относятся пластовые залежи габбровых пород Ширакского хребта и басс. оз. Севан.

2) К миоценовому возрасту условно можно отнести гранитоидные интрузии сев. Зангезура (Сисианского района) и восточного Даралагеза, которые прорывают вулканогенный олигоцен (?) и перекрываются вулканогенной же толщей мио-плиоцена.

Переходя к общей характеристике эоцен-нижнемиоценовой стадии развития, можно отметить следующее: основные глубинные структуры (геосинклинальные прогибы и геоантиклинали), заложенные еще в верхнемеловую эпоху, с незначительными изменениями продолжают развиваться и в рассматриваемую эпоху. Резкие изменения в структурном плане происходят лишь в олигоцене, что соответствует концу цикла развития.

Исходя из этих соображений, данную стадию развития можно рассматривать как тип унаследованного развития.

*Средний миоцен - ср. плиоцен.* В среднем миоцене продолжается поднятие и рост Антикавказской геоантиклинали, в связи с чем площадь накопления осадков еще более сокращается. Вместе с тем Ереванская и Нахичеванская брахигеосинклинали испытывают дальнейшее прогибание и обособляются более отчетливо, чем раньше. В них устанавливается лагунный режим и происходит накопление мощных толщ гипсоносно-соленосных образований. В сармате намечается тенденция общего погружения южной половины Антикавказа, что вызывает новую ингрессию моря, обусловливающую расширение площадей соленосных бассейнов и их опреснение.

Ереванский миоценовый соленосный бассейн через Разданский поперечный прогиб простирается значительно на север, до бассейна оз. Севан, о чем свидетельствует нахождение сарматских отложений в Севанской котловине [25, 15, 6]. Значительно расширяется также Нахичеванский соленосный бассейн, верхнемиоценовые отложения которого по краям депрессии трансгрессивно перекрывают самые различные горизонты более древних отложений вплоть до среднего палеозоя. По всей вероятности, Ереванский и Нахичеванский бассейны в это время сообщались друг с другом через узкий и неглубокий пролив, простиравшийся в северо-западном направлении по осевой части Урцского палеозойского антиклинория. Можно полагать также связь Севанского басейна с Куринской депрессией через Акеринский прогиб, с одной стороны, и Дилижан-Иджеванский — с другой.

В указанных бассейнах сарматские отложения представлены свитой разнообразных гипсоносно-соленосных песчано-глинистых отложе-

ний с прослоями известняков-ракушечников с богатой мактровой фауной. За пределами депрессии гипсоносно-соленосные отложения сармата, а также возможно частично и среднего миоцена, фациально замещаются вулканогенными образованиями, представленными разнообразными эффузиями и их пирокластолитами. Это, главным образом, эффузивы трахилипаритового состава, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и др. породы, которые среди других верхнетретичных вулканогенных образований легко выделяются своим светлым цветом и кислым составом. Они широко распространены в Даралагезе, в бассейне оз. Севан, на Мисханском хребте и в верховьях бассейнов рек Гарни и Веди. Характер вулканогенно-обломочных пород (слоистость, отсортированность, местами хорошая окатанность и др.) свидетельствует о том, что они образовались в условиях водного бассейна, представлявшего мелководное, пресное озеро.

Об эксплозионном типе вулканической деятельности на Антикавказе в верхнемиоценовое время свидетельствует также нахождение пепловых материалов вулканических выбросов в сарматских отложениях Куринской депрессии [36].

Указанные нормально-осадочные и вулканогенные образования сармата территориально приурочены исключительно к южному и юго-западному блоку Антикавказа, который в юрское время представлял собой геоантиклиналь, а в герцинском этапе, характеризовался режимом синеклизы.

Как увидим дальше, аналогичной представляется картина распространения плиоценовых и постплиоценовых вулканогенных и пресноводно-озерных образований. Это дает нам основание считать, что два крупных тектонических комплекса Антикавказа, оформившиеся с начала герцинского этапа развития, вновь сказываются в верхнем миоцене и антропогене. После сармата происходят довольно интенсивные тектонические движения, обусловившие дислокацию миоценовых отложений и регрессию. Начиная с мэотиса, Антикавказ вступает в континентальную фазу своего развития. В нижне- и среднеплиоценовое время (мэотис—век продуктивной толщи) на южном блоке Антикавказа происходит накопление мощной, свыше 500 *м*, толщи разнообразных вулканогенно-обломочных образований, представленных преимущественно андезитового состава туфобрекчиями и туфоконгломератами, агломератовыми туфами, с отдельными прослоями туфопесчаников, вулканических пеплов и песков, андезитовых потоков и изредка глин и мергелей. Последние отлагались преимущественно в условиях мелководного пресного озерного режима. Толща эта хорошо обнажается в Приереванском районе, где она известна под названием „Вохчабертской толщи", в Даралагезе, в Гегамском и Варденисском хребтах, на Мисханском массиве и по периферии Ширакской котловины. Она же широко развита в Аджаро-Имеретинском хребте—„Годердзская свита". В северо-западной части Араратской котловины ей соответствует молассовая серия отложений, залегающих

поверх сармата. Возраст этих молассовых образований (конгломераты, песчаники, глины и др.) А. Т. Асланяном определяется, как мэотис-понт*[5].

Во многих районах (периферия Ширакской котловины, Мегринский район и др.) в основании этой вулканогенной толщи залегает горизонт угленосных и сланцевых образований, соответствующий по возрасту, вероятно, мэотису.

В Приереванском районе эти вулканогенно-обломочные образования (Вохчабертская толща) с угловым и эрозионным несогласием залегают на различных горизонтах более древних отложений, от верхнего сармата и до эоцена включительно [14].

Указанная толща нижне- и среднеплиоценового возраста, имеющая широкое площадное распространение по всей центральной диагональной части Антикавказа, обнаруживает в общем слабую дислоцированность и в разных частях области залегает приблизительно в одинаковых геоморфологических условиях. Это обстоятельство может свидетельствовать о слабых проявлениях складчатых движений после сарматского времени. Эквивалентные образования в Куринской депрессии представлены пресноводно-озерными континентальными отложениями (ширакская и душетская свиты, продуктивная толща Апшеронского полуострова), в которых в виде линз и прослоев встречаются пирокласты. Таким образом, в отложениях среднего миоцена-среднего плиоцена достаточно четко выделяются следующие формации, в соответствии с историей тектонического развития области.

а) В Среднеараксинской депрессии, в остаточных геосинклинальных прогибах: 1) *лагунная соленосно-гипсоносная* формация среднего и верхнего миоцена. 2) *молассовая* формация мэотиса-понта.

б) В зонах же поднятий им соответствует формация *вулканогенно-обломочных* пород — *наземная вулканогенная* формация по В. Е. Ханну. В некоторых местах, главным образом в древних эоценовых синклинориях (Севано-Ширакский) и в грабенообразных трогах (Мегринский район южного Зангезура) выделяется также свита угленосно сланцевых отложений, залегающих под вулканогенно-обломочной формацией.

Интрузивные формации развиты очень слабо.

В Приереванском районе последние выражены силловой залежью базальта в соленосной толще, а в других районах — дайками преимущественно основного состава.

По типу развития рассматриваемая стадия соответствует *остаточным геосинклиналям*, характеризующимся, по А. В. Пейве и В. М. Синицыну, признаками угасания геосинклинального режима.

*Верхний плиоцен-антропоген.* В верхнем плиоцене и постплиоцене Антикавказ испытывает новое эпейрогеническое поднятие [10, 11]. Однако на фоне общего сводообразного воздымания области происходят движения дифференциального харак-

тера. Последние приводят к расчленению страны на приподнятые жесткие консолидированные участки (Гегамский, Арзаканский, Арагацкий, Варденисский и др. массивы) и синклинальные и грабен-синклинальные прогибы (Араратская, Ширакская, Севанская и др. котловины). Указанные дифференциальные движения естественно сопровождались образованием крупных тектонических разрывов, которые приурочивались преимущественно к швам указанных растущих геосинклинальных поднятий и синклинальных чаш, а местами и к сводовым частям первых. К этим линиям глубоких тектонических расколов и были приурочены центры и трещины мощных излияний лав верхнеплиоценового и постплиоценового времени. Показательно, что эти молодые разломы, в отличие от более древних, глубинных разломов, по простиранию не совпадают с планом складчатости, а вытянуты в направлении, поперечном к складчатости.

Можно наметить следующие линии разломов:

1) Массив горы Арагац—Араи-лер—Атис и южный склон Гегамского хребта.

2) По западному склону Гегамского хребта в субмеридиональном направлении.

3) По верхнему и среднему течению р. Раздан.

4) По юго-западному и северо-западному побережью оз. Севан.

5) По хребту Мокрых гор.

6) Бассейн реки Воротан — район Джермук (Воротанский разлом).

7) По Ишхансарскому хребту.

8) По реке Маман, ограничивающей Арзаканский массив с севера.

9) Ряд разломов с северо-западным простиранием отмечается в южном Зангезуре, в районе Мегринского плутона.

10) Крупнейший разлом северо-западного простирания отмечается также в районе Араратской котловины, по линии Веди Агамзалу—Тазагюх—Паракар.—Арагац (Амберт—Манташ) Разлом этот, вероятно, является древним, по крайней мере доверхнемеловым, о чем свидетельствуют данные буровых скважин (резкое сокращение мощностей третичных и верхнемеловых отложений и выклинивание отдельных их горизонтов к разлому). Однако, несомненно, что он продолжает „жить" и в антропогене, доказательством чего могут служить строгая приуроченность к этому разлому поля травертинов и месторождения арагонитов, генетически тесно связанные с действием минеральных источников. Можно допустить также, что группа постплиоценовых вулканических аппаратов южного подножья массива горы Арагац генетически тесно связана с описываемым разломом и расположена на северо-западном продолжении последнего.

В результате такого раскалывания страны (юго-западного блока Антикавказа) структура ее приобретает складчато-глыбовый характер, о чем справедливо писал еще Ф. Освальд [28]. Развитие формаций горных пород в антропогена строго соответствует структурным комплек-

сам этого времени. Выделяются два типа глубинных структур: а) наложенные мульды — Араратская, Нахичеванская, Ширакская котловины, впадина оз. Севан, Воротанский и Акеринский прогибы и б) горст-антиклинальные поднятия, которые разделяют вышеуказанные прогибы.

В структурных комплексах первого типа, в верхнем плиоцене—постплиоцене устанавливается озерный режим и происходит накопление различных пресноводных отложений — диатомиты, диатомитовые глины, туфодиатомиты (смесь вулканического стекла и диатомитов), пески, песчаники, зачастую переслаивающиеся с продуктами рыхлых вулканических выбросов (диатомитовые свиты Сисиана, басс. оз. Севан, Араратской и Ширакской котловин и др.).

Эти озерные водоемы через узкие проливы сообщались друг с другом, о чем свидетельствует большое фациальное сходство отложений указанных мульд и, в особенности, однотипность фауны и флоры.

Этот комплекс отложений, очень характерный для антропогена Антикавказа, можно назвать диатомитовой формацией, которая генетически тесно связана с определенными физико-географическими и тектоническими условиями, создавшимися в указанное время. Главными из этих условий являются:

а) мелководный характер бассейна, способствующий пышному развитию диатомовых водорослей;

б) вулканическая деятельность, продукты которой служат источником кремнезема, необходимого для обильного развития организмов с кремнистым скелетом — диатомей. Разложение и выщелачивание продуктов вулканических извержений, в особенности кислых эффузивов, и последующее извлечение и осаждение кремнезема диатомеями, привели к образованию диатомитов и других диатомитовых осадков.

Тесная генетическая связь отложений диатомитов с процессом эффузивного вулканизма наблюдается не только в Закавказье, но и в многочисленных месторождениях диатомитов других стран (Калифорнии, Японии, Австралии, Франции, Новой Зеландии и др.). Показательно в этом отношении, что эти месторождения диатомитов приурочены, главным образом, к Альпийской геосинклинальной области и по возрасту относятся к третичному и четвертичному периодам — эпохам интенсивной вулканической деятельности;

в) большое значение в образовании диатомитовой формации имел, очевидно, и климатический фактор, о чем может свидетельствовать зональное распространение диатомитовых отложений кайнозойского возраста на поверхности земного шара.

Эквивалентом диатомитовой формации является наземно-вулканогенная формация (по В. Е. Хайну), породы которой распространены в областях поднятий, вокруг центров извержений и излияний

Основными породами этой формации являются долеритовые ба-

зальты, андезито-базальты, андезиты (Канакерское, Егвартское, Ахалкалакское, Лорийское, Ераблурское плато, массив горы Арагац, Гегамский и Варденисский хребты и др.), кислые эффузии-липариты, дациты, трахиты и вулканогенно-обломочные породы — агломератовые и витрокластические туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и др. (горисская толща, акеринская свита и др.).

Указанные две формации—диатомитовая и наземно-вулканогенная—составляют естественный формационный ряд и почти во всех районах их распространения фациальными взаимопереходами связаны друг с другом. Возраст этих формаций на основании палеоботанических и регионально-геологических данных определяется, как верхний плиоцен (акчагыл-апшерон).

Другим формационным типом пород являются покровные галечники молассового типа, которые в виде пролювиального шлейфа окаймляют горные хребты, сложенные вышеописанными вулканогенно-обломочными образованиями миоплиоцена. К этому типу пород относятся покровные галечники Советашенского плато (Приереванский район), Айнадзорской наклонной равнины (Даралагез) и бассейнов рек Воротан, Акера, Памбак и предгорья Араратской котловины.

По возрасту они соответствуют, вероятно, верхнему апшерону—эпохе поднятия—и являются продуктом размыва вулканогенных образований миоплиоцена, слагающих области интенсивно растущих геоантиклинальных зон.

Образования собственно четвертичного возраста на Антикавказе фациально и территориально тесно связаны с вышеописанными верхнеплиоценовыми формациями и составляют верхний член разреза последних.

Интрузивный цикл выражен очень слабо. К этому времени относятся различные дайки андезитового и андезито-базальтового состава и экструзивные купола кислых пород (дациты, трахиты, обсидианы, липариты и их переходные разности). К числу последних относятся массивы Артени, Атис, Спитак-сар, Илан-даг (Нахичеванская АССР), Ишхан-сар и др. Возраст их достаточно точно определяется как верхний плиоцен на том основании, что они прорывают вулканогенно-обломочную толщу миоплиоцена, а породы их служили материалом для изготовления орудий первобытным человеком (шель-ашель)*.

Переходя к общей характеристике структурного развития верхн. плиоцена-антропогена, следует отметить, что эта стадия развития существенно отличается от всех предыдущих стадий и по своим качественным признакам не подходит к тем типам геосинклинального развития, которые выделяются разными исследователями.

Отличительными свойствами рассматриваемой стадии развития Ан-

* С. Сардарян, Палеолит в Армении, Изд. АН Армянской ССР, 1954.

тикавказа являются континентальный режим, резко дифференциальный характер тектонических движений и обусловленная ими сейсмичность, интенсивный эффузивный вулканизм и сильно расчлененный тип рельефа. Быть может, правильно будет данный тип структурного развития назвать, следуя В. Е. Хайну [41], неогеосинклинальным, обозначающим новый этап геосинклинального развития.

Суммирование всего вышеизложенного представлено в прилагаемой схеме-таблице, при этом, характерные типы месторождений, в особенности рудных, заимствованы из работы И. Г. Магакьяна (1954).

## Заключение

Приведенные выше данные позволяют следующим образом представить схему структурного развития Армении:

Краткая характеристика отдельных типов геосинклинального развития заключается в следующем:

1. Первичные геосинклинали характеризуются большой глубиной заложения, чрезвычайно интенсивным подводным вулканизмом (спилито-кератофировая формация), отсутствием или слабым развитием крупных гранитоидных массивов типа батолитов. Из интрузивных комплексов характерны альбитофиры и кварц-порфиры гипабисального типа. Этот тип геосинклинали образуется на месте антеклизы предыдущего цикла. Процесс превращения платформы в первичную геосинклиналь происходит быстро, путем обрушения определенных платформенных участков по глубинным разломам, ограничивающим геосинклинальные троги. В связи с этим первичные геосинклинали, по морфологическому типу, обычно характеризуются в большей или меньшей степени прямолинейностью и однородностью.

2. Вторичные геосинклинали представляют следующую стадию развития первичных геосинклиналей и территориально совпадают с последними. Они характеризуются мощным развитием крупных гранитоидных интрузий, сравнительно слабым эффузивным вулканизмом и развитием терригенных и карбонатных формаций. Геосинклинальный

трог этого типа отличается большой расчлененностью на внутренние прогибы и поднятия и при этом к концу стадии процесс поднятия преобладает над опусканием.

3. Наложенные геосинклинали образуются в результате дальнейшего структурного расчленения страны, как вторичной геосинклинали, так и геоантиклинали. Важнейшая особенность геосинклиналей наложенного типа заключается в большей расчлененности области на геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, чем в предыдущих стадиях. При этом по плану расположения эти новые глубинные структуры не совпадают с древними, но с большим стратиграфическим перерывом пересекают их (как геосинклинали, так и геоантиклинали), иногда под большим углом.

Новые геосинклинальные прогибы образуются не только на местах прежних прогибов, но и на ранее существовавших геоантиклиналях. Таким образом, в этой стадии геосинклинального развития мы имеем дело с резкой перестройкой геотектонического плана страны.

Наложенный тип геосинклинального развития характеризуется также определенными группами формаций — офиолитовой, известняковой, терригенно-вулканогенной, мощность которых меньше по сравнению с мощностями формаций первичных геосинклиналей.

4. В стадии унаследованного геосинклинального развития, основные структурные элементы — геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия по своим контурам в общем совпадают с таковыми предыдущего этапа.

В структурном плане в этом случае принципиальных изменений не происходит; наоборот, главнейшие структуры унаследуют формы и контуры структур предыдущего этапа.

Комплекс отложений унаследованного типа развития четко отграничивается от более древних пород резкими фациальными различиями, регионально выраженным стратиграфическим перерывом и поверхностью трансгрессии. Отсюда вытекает, что после общего поднятия, перерыва и регрессии, имевших место в конце наложенной стадии развития, геосинклинальный режим вновь восстанавливается в стадии унаследованного развития в контурах прогибов и поднятий предыдущего цикла.

5. Остаточный тип геосинклинального развития отличается уменьшенными контурами геосинклинальных прогибов и вместе с тем, ростом площадей геоантиклинальных поднятий. В этой стадии происходит окончательное замыкание первичных геосинклинальных прогибов, часть которых превращается в межгорные или предгорные впадины. Для этого типа развития очень характерны гипсоносно-соленосные и молассовые формации, с участием пирокластолитов и отдельных лавовых потоков, а также слабый интрузивный вулканизм и складчатость типа брахиструктур.

Ереванский государственный университет
им. В. М. Молотова

Поступило 10 VI 1955

Ա. Հ. Գաբրիելյան

# ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԷՏԱՊՆԵՐՆ ՈՒ ՏԻՊԵՐԸ ԵՎ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՄԱՊԱՏԱՍԽԱՆ ՁՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ

## Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

*Հոդվածում ընութագրվում են Հայաստանի ապարների ֆորմացիաները, դրանց զարգացումը կապելով Անտիկովկասի ստրուկտուրային էվոլյուցիայի հետ։*

*Հեղինակի կարծիքով, Հայաստանի գեոտեկտոնական զարգացումն ընթացել է հետևյալ գլխավոր ստադիաներով.*

*1. Միջին և վերին պալեոզոյի ընթացքում (D—p) նրա ստրուկտուրային զարգացումն արտահայտվել է պլատֆորմային տիպով (հայկական սինեկլիզա, Անդրկովկասյան անտեկլիզա)։*

*2. Յուրայի և պլիոցենի միջև ընկած ժամանակաշրջանում Հայաստանում նղել է իսկական գեոսինկլինալային ռեժիմ, ընդ որում, սկզբում սկզբնական գեոսինկլինալային ռեժիմ, իսկ վերջում (միոցեն-պլիոցեն)՝ Քացորդային գեոսինկլինալային ռեժիմ։*

*3. Անտրոպոգենի ընթացքում (վերին պլիոցեն—չորրորդական) Հայաստանը (ինչպես և ամբողջ Կովկասը) թևակոխում է իր ստրուկտուրային զարգացման նոր փուլը, որը հեղինակն առաջարկում է անվանել նեոգեոսինկլինալային էտապ։*

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Азизбеков Ш. А.* О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. ДАН Азербайджанской ССР, т. 7, № 6, 1951.
2. *Аракелян Р. А.* История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв. АН Армянской ССР (серия ФМЕТ наук), т. IV, № 2, 1951.
3. *Аракелян Р. А.* Палеозойские отложения Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
4. *Асланян А. Т.* Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Армянской ССР, 1949.
5. *Асланян А. Т.* Новые данные по неогеновой тектонике Армении. ДАН Армянской ССР, т. XII, № 2, 1950.
6. *Асланян А. Т.* Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. труд. Ерев. политехн. ин-та, № 8, 1954.
7. *Атабекян А. А.* К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев. Изв. АН Армянской ССР (серия ФМЕТ наук), т. V, № 4, 1952.
8. *Атабекян А. А.* К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Армянской ССР. ДАН Армянской ССР, т. XVII, № 1, 1953.
9. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., 1954.
10. *Варданянц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1.000.000. Изв. АН Армянской ССР, сер. ест. наук, № 8, 1947.
11. *Варданянц Л. А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Армянской ССР, 1948.
12. *Габриелян А. А.* К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. 53, № 2, 1946.

13. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
14. *Габриелян А. А.* О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Научн. тр. Ерев. гос. ун-та, т. XXXVII, 1952.
15. *Габриелян А. А., Асратян В. П.* и *Назарян А. Е.* К стратиграфии и тектонике сарыканинской толщи бассейна оз. Севан. Сб. науч. труд. Ерев. политехн. ин-та, № 8, 1954.
16. Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
17. *Егоян В. Л.* Некоторые новые данные о стратиграфии и структуре меловых отложений ераносской антиклинали (АрмССР). Изв. АН Армянской ССР, (серия ФМЕТ наук), т. V, № 1, 1952.
18. *Егоян В. Л.* К вопросу о верхнем туроне в бассейне р. Веди (АрмССР). ДАН Армянской ССР, т. XV, № 5, 1952.
19. *Егоян В. Л.* Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1955.
20. *Келлер Б. М.* Стратиграфические подразделения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
21. *Леонтьев Л. Н.* и *Хаин В. Е.* Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. 65, № 1, 1949.
22. *Леонтьев Л. Н.* К стратиграфии юрских отложений Северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1950.
23. *Леонтьев Л. Н.* и *Хаин В. Е.* К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
24. *Магакьян И. Г.* Магматизм и металлогения Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
25. *Милановский Е. Е.* Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
26. *Мкртчян С. С.* Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1948.
27. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, 1949.
28. *Освальд Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. 29, вып. 2, 1916.
29. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на армянском языке). Изд. АН Армянской ССР, 1947.
30. *Пейве А. В.* Типы и развитие палеозойских глубинных структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
31. *Пейве А. В.* и *Синицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
32. *Ренгартен В. П.* Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. ДАН СССР, т. 29, № 5—6, 1940.
33. *Ренгартен В. П.* Задачи изучения стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
34. *Ренгартен В. П.* К стратиграфии меловых отложений Северной зоны Малого Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, сер. геол. (№ 62), 1953.
35. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. М., 1953.
36. *Саркисян С. Г.* и *Шаповалова Г. А.* Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
37. *Страхов Н. М.* О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.
38. *Страхов Н. М.* К вопросу об общей теории осадочного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

39. *Тихомиров В. В.* Малый Кавказ в верхнемеловое время. (Основные типы отложений и условия их образования). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 123, сер. геол., № 44, 1950.
40. *Хаин В. Е.* и *Леонтьев Л. Н.* Основные этапы геотектонического развития Кавказа, ч. I—II, Б. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950.
41. *Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтиздат, 1954.
42. *Шатский Н. С.* О некоторых насущных задачах геотектоники. Сов. геол., сб. 16, 1945.
43. *Шатский Н. С., Косыгин Ю. А.* и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. „К вопросу о сост. науки об осад. породах". Изд. АН СССР, 1951.
44. *Шихалибейли Э. Ш.* Юрские отложения Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геолог. Закавказья. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.