

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Формирование современной структуры Антикавказа носило длительный и сложный характер и протекало в несколько этапов, охватывающих время от докембрия до антропогена включительно. В течение этих этапов происходили существенные изменения в структурном плане, палеогеографических условиях, проявлениях эффузивного и интрузивного магматизма, эндогенной и экзогенной минерализации. Почти все орогенические фазы, обусловившие качественные изменения в плане расположения главнейших структурно-формационных зон, как в собственно геосинклинальный, так и орогенный этапы, сопровождались магматической деятельностью. В современной геологии исключительное значение имеет изучение связей магматизма с тектоникой в пространстве и во времени. В той или иной степени эта проблема для Антикавказа освещена в работах многих исследователей [8, 11, 14—17, 32, 35, 36, 37, 42, 50], однако, первая попытка рассмотрения этого вопроса с применением формационного анализа для магматизма альпийского этапа территории Армянской ССР была осуществлена лишь в последнее время [24].

За последние 10 лет накопилось огромное количество новых данных по тектонике, магматизму и радиогеохронологии, которые позволяют уточнить наши представления о геологическом строении, истории геологического развития области и, основываясь на формационном анализе [34], по иному истолковать ряд вопросов магматизма и тектоники.

Байкальский — Каледонский (?) этап

Наши представления о верхнепротерозойском-нижнепалеозойском этапе развития в значительной мере ограничены, поскольку породы, условно относимые к этому возрасту, обнажаются лишь фрагментарно в ядрах альпийских антиклинорных структур (Цахкуняцкий, Шамшадинский, Сюникский) и к тому же настолько метаморфизованы, что по ним очень трудно восстановить условия и время их седиментации.

Представлены они в различной степени метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами, типичными для зеленосланцевой и частью амфиболитовой фаций (актинолитовые, хлорит-

эпидотовые, кварц-слюдистые и др. сланцы) с прослоями и пачками филлитов, мраморов, доломитов и рассланцованных андезитовых, базальтовых порфиритов, диабазов и других.

Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является определенное фациальное сходство пород, обнажающихся в различных районах Антикавказа, а также однотипный региональный метаморфизм и интенсивная складчатость. Возраст их определяется условно как верхний протерозой—кембрий на основании их стратиграфического положения и региональных сопоставлений с более или менее близкими по степени метаморфизма образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов [6, 8, 14, 50]. Абсолютный возраст указанных образований, определенный К-Аг методом, составляет 190—297 млн. лет для Шамшадинского, 278 млн. лет для Зангезурского и 160—184 млн. лет для Цахкуняцкого антиклинориев и соответствует интервалу времени от верхнего карбона до средней юры. Однако, эти данные указывают несомненно не на возраст первичных пород, а на время последнего метаморфизма. Показательно, что на Б. Кавказе, в некоторых районах Антикавказа и в других зонах альпид Евразии древние метаморфические образования, согласно радиологическим данным, имеют байкальский (рифейский) возраст [54].

Можно полагать, что в рассматриваемый этап на территории Антикавказа существовал единый ультрагеосинклинальный режим, характеризующийся исключительной тектонической подвижностью и проницаемостью земной коры.

Проблема магматизма байкальского-каледонского (?) этапа до сих пор не получила своего разрешения. К этому этапу, по-видимому, следует отнести излияния основных лав, внедрение габброидных (амфиболиты) и ультраосновных интрузий (апоперидотиты). Гранитоидные интрузии (плагиограниты, кварцевые диориты, мигматит-граниты), обнажающиеся в пределах метаморфических комплексов, в частности, Цахкуняцкого антиклинория, по мнению ряда исследователей [6, 50], относятся либо к докембрию—нижнему палеозою, либо к верхнему палеозою [8]. Учитывая геологические (рвущий характер контактов, контактовый метаморфизм) и радиолого-геохронологические данные последних лет, указанные интрузии можно отнести к мезозойскому (170—110 млн. л.) возрасту [10].

Варисский этап

Этот этап охватывает время от девона до триаса включительно, в течение которого на территории Антикавказа уже четко выделялись две геотектонические зоны, резко отличающиеся по истории геологического развития. Первая из них охватывает южную и юго-западную части Антикавказа и характеризуется широким развитием морских отложений от девона и до триаса включительно—

Приараксинский прогиб субплатформенного (или многоосинклинального) типа.

Вторая зона охватывает северную и северо-восточную части Антикавказа и вместе с территорией Рионо-Куринской депрессии, образует Закавказское геоантиклинальное поднятие. Последнее характеризуется почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя и только в районе Храмского массива известны вулканогенно-континентальные образования пермо-карбона.

Закавказская геоантиклинальная суша отделяла Приараксинский прогиб от геосинклинальной зоны южного склона Б. Кавказа.

История варисцийского этапа развития на Антикавказе делится на два подэтапа: девон — нижнекарбонный и пермь — триасовый, которые разделены региональным перерывом, соответствующим среднему-верхнему карбону. В Приараксинском многоосинклинальном прогибе устанавливается мелководный эпиконтинентальный морской режим и происходит накопление терригенной формации в нижнем девоне, известняковой в среднем девоне, терригенно-фосфоритовой в верхнем девоне — нижнем карбоне, известковой в перми — среднем триасе и угленосно-молассовой в верхнем триасе.

Вулканогенные образования андезитового и базальтового составов описываются в Южно-Сюникском антиклинории в составе верхнего девона и перми [45], а также пермо-карбона в Храмском массиве.

По ряду важнейших геологических признаков — типам формаций горных пород, устойчивости фаций и мощностей отложений, отсутствию грубо-крупнообломочных пород, слабому проявлению складчатых движений и почти полному отсутствию магматизма, варисцийский этап напоминает платформенный (субплатформенный) стиль развития. Подробные данные по этому вопросу приводятся в работах А. А. Габриеляна [14]. За последние годы все большее число геологов приходят к такому же выводу в отношении средневерхнепалеозойской истории развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса [13, 61, 62].

Альпийский этап

Территория Антикавказа вступает в настоящую геосинклинальную фазу развития начиная с юры. В альпийском этапе выделяются два крупных подэтапа развития: а) юра-эоценовый — главный или собственно геосинклинальный подэтап, характеризующийся наиболее интенсивным прогибанием земной коры, энергичным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма и эндогенной минерализации и б) верхний эоцен-антропогеновый — орогенный или заключительный подэтап, ознаменовавшийся завершением геосинклинального режима, горообразованием, формированием современного рельефа.

фа. накоплением молассовых формаций и проявлением финального вулканизма.

Альпийский собственно геосинклинальный подэтап

Этот подэтап делится на три стадии развития: юра-нижнемеловая — раннеальпийская (киммерийская), альб-верхнемеловая — среднеальпийская и палеоцен-эоценовая — позднеальпийская.

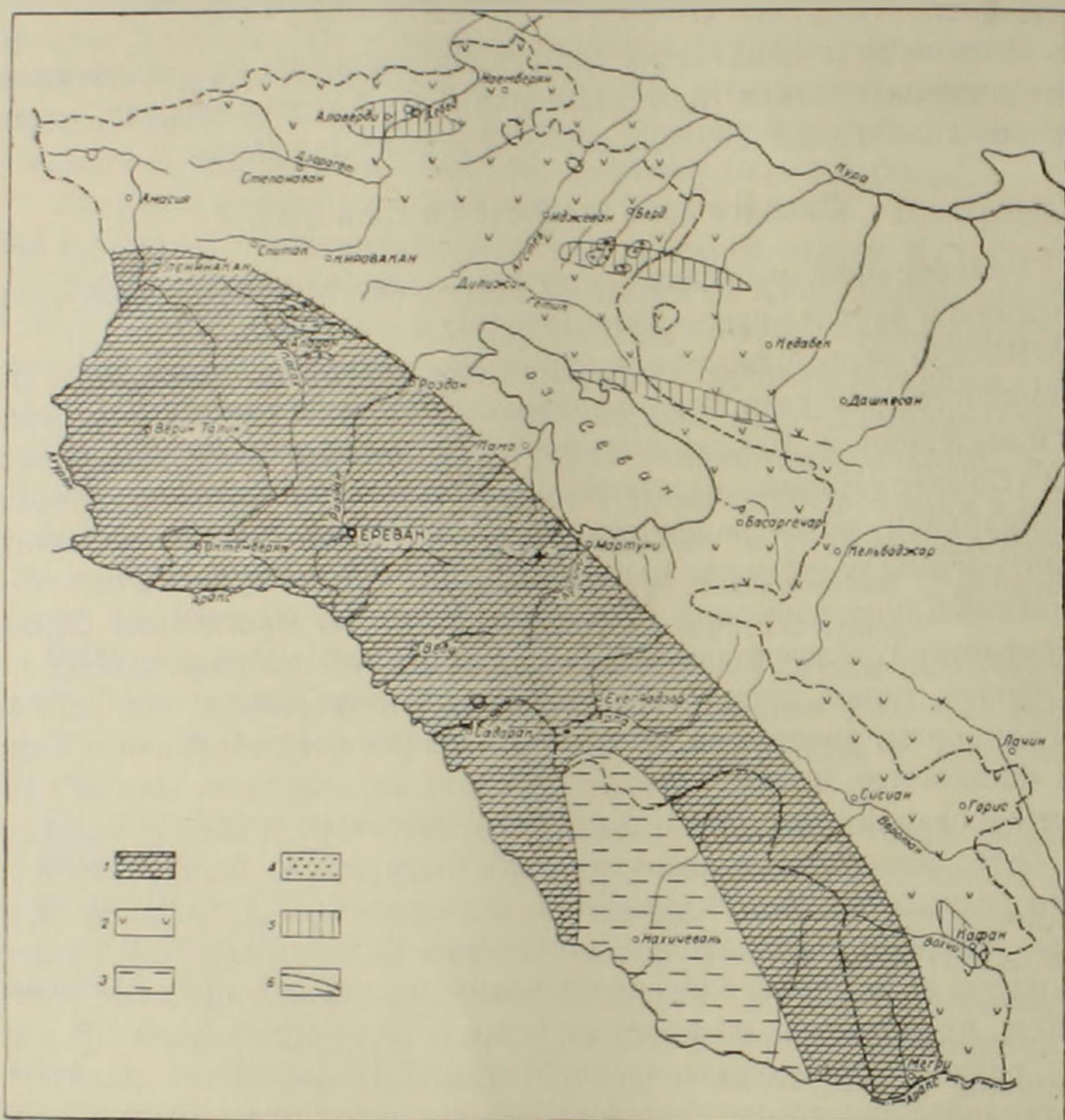
Р а н н е а л ь п и й с к а я с т а д и я

Раннеальпийская стадия делится на две подстадии: нижне-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую.

Начало первой подстадии характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и выделением двух структурно-формационных зон — Антикавказской (Сомхето-Кафанской) эвгеосинклинальной и Армянской геоантиклинальной, резко различающихся историей своего развития. Границей между ними являлась заложённая еще в среднем палеозое Анкавано-Сюникская зона глубинного разлома. Прогибание Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоны (лейас) сопровождается накоплением пород терригенно-граувакковой формации (базальные конгломераты, аркозовые и смолисто-кварцевые песчаники и сланцы) мощностью до 300 м, трансгрессивно залегающих на байкальском основании (Локский и Ахумский массивы). В байосе происходит более интенсивное, максимальное погружение Сомхето-Кафанского прогиба, сопровождающееся, одновременно в пределах всей зоны, мощным проявлением ареального вулканизма [38]. Среди продуктов вулканизма байосского времени, общей мощностью около 3000 м, преобладают разности андезитового (андезитовая формация), реже — андезито-базальтового, андезито-дацитового, дацитового, липарито-дацитового составов (потоки, пирокласты, реже субвулканические образования). В составе этой мощной толщи А. Т. Асланяном [8] выделяется стратифицированный (верхний байос) горизонт кварцевых дацитов, плагиолипаритов (кварцевые плагиопорфиры), формирование которого приурочено к участкам локальных поднятий в пределах эвгеосинклинального прогиба. Наиболее широко отмеченные образования развиты в пределах Шамшадинского блока, где они выделяются в виде плагиолипаритовой субформации [24]. Продукты среднеюрского вулканизма характеризуются известково-щелочным химизмом, некоторой пересыщенностью глиноземом, особенно в кислых разностях, и пониженной, отчетливо проявленной натриевой щелочностью.

Заметное ослабление вулканических процессов происходит в бате, отложения которого имеют более ограниченное распространение и представлены туфоосадочными, вулканогенными фациями, характеризующимися невыдержанностью отдельных слоев, быстрой

сменой фацнального состава и другими признаками, указывающими на частые изменения палеогеографических условий в период их формирования.



Фиг. 1. Палеотектоническая схема раннеальпийской стадии ($I_1—I_2$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации. 3. Терригенная (песчано-глинистая) формация. 4. Интрузивы плагиогранитной формации. 5. Участки, испытавшие частичную инверсию в конце средней юры — ядра будущих антиклинорий. 6. Разломы.

На границе средней и верхней юры, в связи с предкелловейскими тектоническими движениями, Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона испытывает геоантиклинальное поднятие; происходит перерыв в осадконакоплении, более длительный в юго-восточной и кратковременный в северной части прогиба, в связи с чем породы верхней юры повсеместно трансгрессивно налегают на различные горизонты отложений средней юры. В это же время (конец доггера — начало мальма) возникают ячейки современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) и происходит формирование среднеюр-

ского плагиогранитного комплекса (Ахлатский, Тавушский, Хндзорутский массивы), слагающего единую плагиогранитную формацию Сомхето-Кафанской зоны [26, 41].

Согласно геологическим данным возраст отмеченных интрузий определяется как верхнебайосский-докелловейский [8, 12]. Радиологические данные (143—146 млн. лет), с учетом допускаемой (до 10%) погрешности К-Аг метода, близко отвечают геологическим данным.

Интрузивы Шамшадинского антиклинория представлены многофазными [12] массивами (1. плагиограниты; 2. плагиогранит-портиры; 3. порфиридные плагиограниты; 4. «граниты») при резком преобладании плагиогранитов. Для этого комплекса характерны: кислый состав пород, некоторая пересыщенность глиноземом и резко выраженная натриевая щелочность.

Начиная с верхней юры, Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона вновь испытывает погружение, при этом трансгрессия начинается с севера (келловей) и постепенно распространяется на юго-восток (верхний оксфорд).

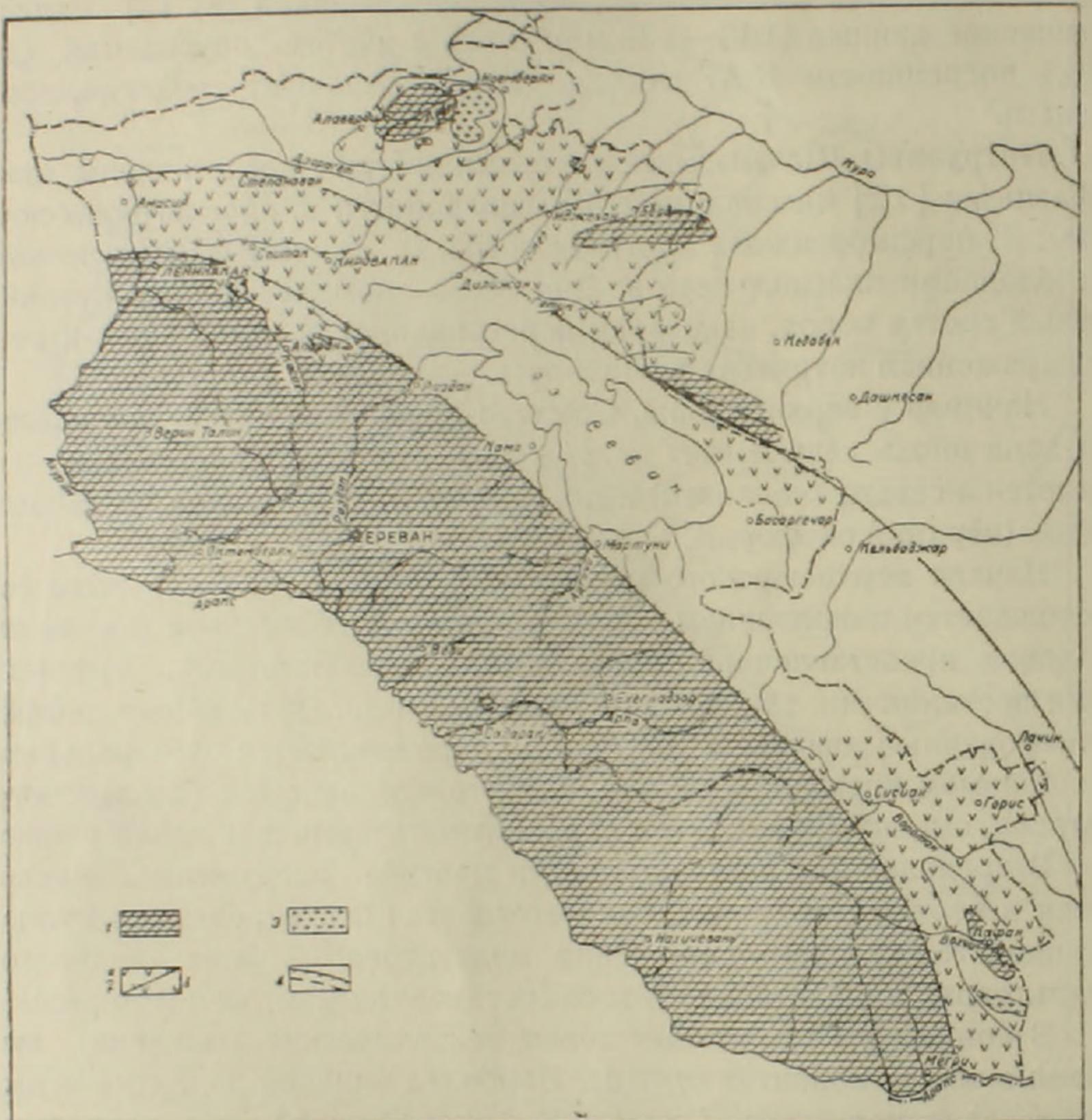
Начало верхнеюрского погружения в северной части зоны сопровождается накоплением пород терригенно-туфогенной формации келловей, представленной аркозовыми, полимиктовыми, туфогенными песчаниками, глинистыми сланцами и др. Дальнейшие дифференцированные движения (оксфорд) сопровождаются субэральным вулканизмом преимущественно андезитового, андезито-базальтового составов, сменяющимся затем карбонатной формацией киммериджа.

В пределах юго-восточной части прогиба погружение, начавшееся в верхнем оксфорде, сопровождается формированием вулканогенной толщи преимущественно андезитового, реже — андезито-базальтового, андезито-дацитового составов (андезитовая формация).

В конце юры происходят новые тектонические движения, вызвавшие общее поднятие страны. Наиболее сильное поднятие испытывает северная часть Сомхето-Кафанской зоны, оно сопровождается возникновением разноориентированных (обычно поперечных) разломов и внедрением многочисленных субвулканических образований альбитизированных, преимущественно натриевых, липаритов (кварцевые альбитофиры). Геологическими данными возраст этих образований укладывается в пределах верхняя юра — эоцен [3, 8, 25]; учитывая же факт прорывания этих образований Шнох-Кохбским интрузивом [25], а также радиологические данные (137.5 млн. лет), возраст их датируется как верхнеюрский.

В юго-восточной части Сомхето-Кафанского прогиба погружение, начавшееся в лузитан-киммеридже и сопровождающееся вулканизмом, непрерывно продолжается и в нижнем мелу, в течение которого формируются вулканогенно-обломочная свита среднего валанжина, зоогенные известняки верхнего валанжина-баррема и терригенно-вулканогенная свита апта [4]. Внедрение кислых суб-

вулканических образований, представленных альбитизированными натриевыми липаритами (кварцевые альбитофиры), здесь также приурочено к периодам геоантиклинального воздымания, однако ввиду его неодновременности, формирование однотипных образова-



Фиг. 2. Палеотектоническая схема раннеальпийской стадии (I₂—Cr₁). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 3. Интрузивы диоритовой формации. 4. Разломы.

ний растянуто во времени, начиная от верхней юры на участках ранней консолидации (Алавердский антиклинорий), до конца нижнего мела на участках сравнительно поздней консолидации (Кафанский антиклинорий).

В конце рассматриваемой подстадии развития (неоком), ознаменовавшейся складчатостью, общим поднятием и регрессией, происходит становление неокомского-доверхнемелового интрузивного комплекса (Кохб-Шнох-Чочканский, Цахкашатский, Бардадзорский, Цавский, Вачаганский массивы). Первые, несмотря на некоторую территориальную разобщенность, слагают единое крупное штокообразное тело, контуры которого отчетливо фиксируются гравиметри-

ческими данными. В вопросе о возрасте Кохб-Шнох-Чочканского массива имеются мнения о его досеноманском (согласно новым данным [55] доверхнеконьякском) точнее неокомском возрасте [3, 8, 12, 25], эоценовом [50] и, наконец, посленижнеконьяк-доверхнеконьякском возрасте [55]. Многочисленные радиологические данные свидетельствуют о неокомском-доальбском возрасте Кохб-Шнох-Чочканского (127—137 млн. лет), Цахкашатского (125—135 млн. лет) и Вачаганского (118—125 млн. лет) интрузивов. Ввиду неодновременного характера консолидации, внедрение отмеченных массивов несколько разорвано во времени друг от друга. Неокомский интрузивный комплекс (в частности Кохб-Шнох-Чочканский интрузив) представлен многофазным массивом (1. кварцевые диориты; 2. лейкократовые граниты; 3. трондьемиты), преобладающая часть которого сложена биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами (диоритовая формация). Весьма характерно для этого комплекса широкое развитие процессов гибридизма и ассимиляции. Отмеченные интрузивы относятся к известково-щелочным сериям, отличаясь от последних некоторой пересыщенностью глиноземом и незначительно пониженной, натриевой щелочностью.

Таким образом, отчетливо выявляется длительное развитие заложенных еще в средней юре антиклинальных структур, которое сопровождается внедрением магматических масс, что в свою очередь ведет к их разрастанию и формированию своеобразных брахиантиклинорных структур [47].

Армянская геоантиклинальная зона в юре и нижнем мелу представляла область поднятия и размыва. Только в небольшом прогибе, вероятно в северо-западном направлении от Джульфинского района до Айоцдзора, в условиях локального мелководного морского залива в средней и верхней юре происходило накопление терригенных и карбонатных отложений малой мощности.

На Айоцдорском хребте среднеюрские отложения трансгрессивно и несогласно налегают на известняки триаса.

В связи с предкейловейскими и неокомскими тектоническими движениями, интенсивно проявленными в Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоне, в юго-западном борту этой зоны вдоль Анкаван-Сюникского разлома, в частности, в Цахкуняцском блоке, в связи с тектонической активизацией, происходило формирование одновозрастных интрузивных комплексов аналогичного состава — среднеюрского плагиогранитного комплекса (Адамадзорский массив, Лусажухская, Чкнахская группы мелких интрузивов) и неокомского кварц-диоритового комплекса (Миракский, Анкаванский, а также Гехаротский массивы). Выделение отмеченных комплексов стало возможным благодаря данным определений абсолютного возраста [10, 57], отчетливо указывающим на наличие среднеюрского (149—169 млн. лет) и неокомского (109—127 млн. лет) интрузивных комплексов.

Геологическими данными возраст отмеченных интрузивов с достаточной определенностью не датируется. Лишь для Гехаротского массива Г. П. Багдасаряном (1956) было отмечено трансгрессивное залегание на размытой поверхности интрузива нижнесенонских известняков, содержащих гальки того же интрузива.

Среднеальпийская стадия

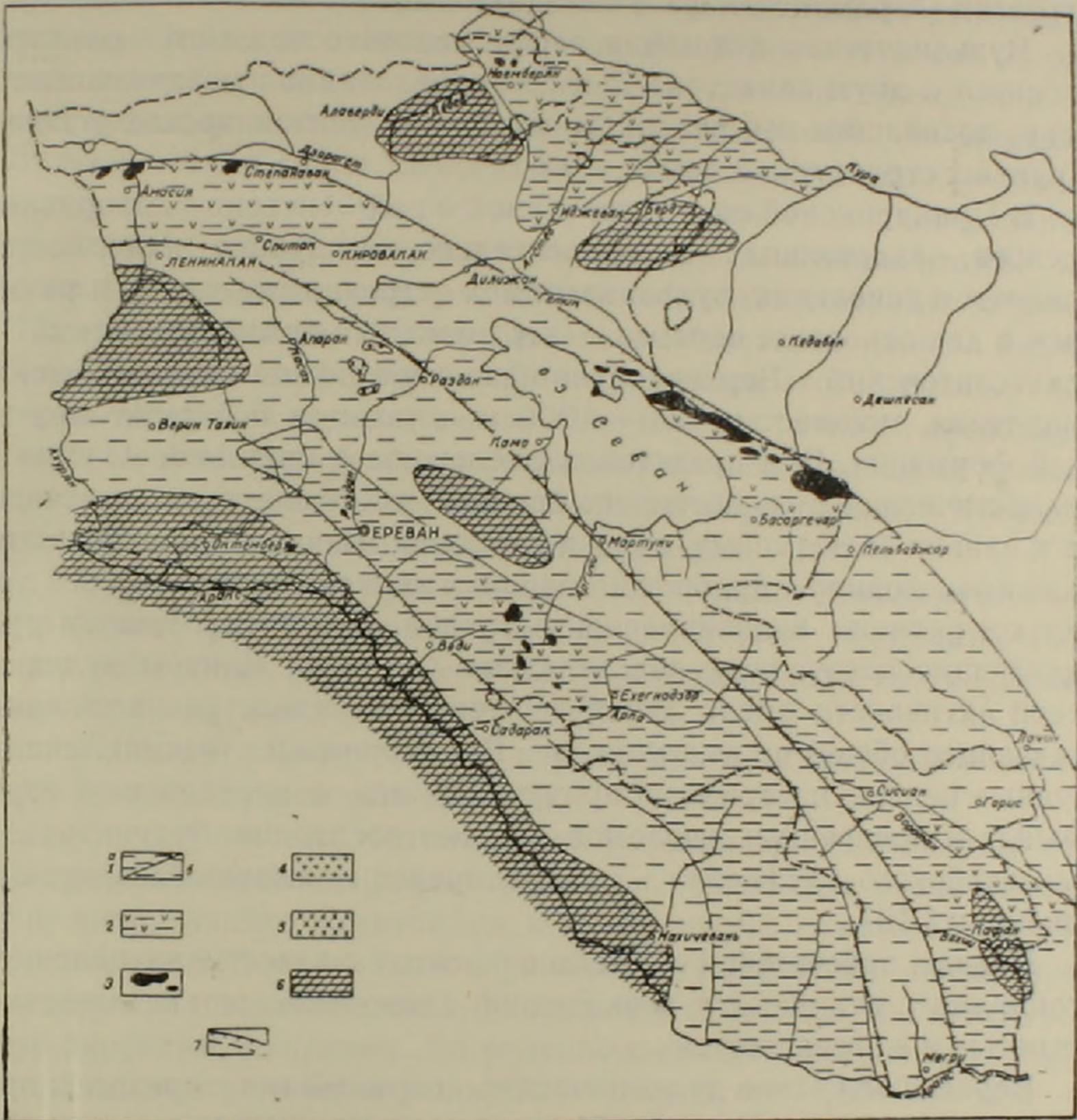
Среднеальпийская стадия характеризуется коренной перестройкой тектонического плана Антикавказа, обширной трансгрессией и возникновением новых прогибов, наложенных на разнородные структурные элементы складчатого фундамента. Выделяются три крупные геосинклинальные зоны — Прикуринская, Присеванская, Приараксинская и разделяющие их две геоантиклинальные зоны — Сомхето-Карабахская и Анкавано-Сюникская [8, 14, 51]. В пределах первых из них закладываются геосинклинальные прогибы — Прикуринский, Севано-Акеринский, Еревано-Вединский, Айоцдзорский, формирование которых сопровождалось образованием разломов глубокого заложения, имеющих продольное северо-западное простирание и смещенных относительно юрских складчатых структур к северо-востоку и юго-западу. Кроме того, по системе поперечных разломов на север — северо-востоке закладываются примыкающие к Прикуринскому прогибу Иджеванский, Таузский, Мардакертский, Мартунинский и другие новые прогибы. Акеринский меловой прогиб на юго-востоке разделил единую юрскую Сомхето-Кафанскую структурно-формационную зону на два геоантиклинальных поднятия — Сомхето-Карабахское и Кафанское. В пределах последнего возникает и развивается Срабердский поперечный прогиб.

Одни верхнемеловые прогибы, имеющие преимущественно характер узких приразломных трогов северо-западного простирания, продолжали свое развитие далее в позднеальпийской стадии (Севано-Акеринский, Еревано-Вединский), другие — Прикуринская система прогибов, представляющая сложное сочетание продольных и поперечных разломных структур, замыкались в конце среднеальпийской стадии (дат-палеоцен).

Таким образом, своеобразие тектонических условий наряду со специфичностью магматических формаций этого возраста дают основание выделить среднеальпийский подэтап развития в качестве самостоятельного.

Началом заложения Прикуринского и Севано-Акеринского прогибов следует считать верхнеюрское-нижнемеловое время и поставить его в прямую связь с инверсией геотектонического режима в Сомхето-Кафанской юрской геосинклинальной зоне. Интенсивное геоантиклинальное поднятие последней сопровождалось дроблением новых участков Закавказского срединного массива на северо — северо-востоке территории и Армянского геоантиклинального поднятия —

на юго-востоке. Несколько позже, в сеномане-туроне в пределах того-же Армянского поднятия формируются Еревано-Вединский и Айоцзорский геосинклинальные прогибы.



Фиг. 3. Палеотектоническая схема среднеальпийской стадии ($Cr_2^b - Cr_2$). 1. Терригенно-вулканогенные и карбонатные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 2. Вулканогенно-осадочные формации (с преобладанием вулканогенного материала). 3. Интрузивы офиолитового пояса. 4. Интрузивы габбро-диоритовой формации. 5. Интрузии мигматит-гранитов. 6. Области поднятия и размыва. 7. Разломы.

В комплексе отложения альб-верхнемеловой стадии выделяют следующие формационные ряды: 1) терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана, соответствующая начальным стадиям общего погружения Антикавказа; 2) вулканогенно-обломочная формация коньяка-сантона Прикуринской зоны, знаменующая возникновение вулканических островов; 3) терригенно-спилит-диабазовая формация верхнего турона — нижнего коньяка Еревано-Вединской зоны, образовавшаяся в период наиболее интенсивного погружения данной зоны; 4) известняковая формация верхнего сенона, соответствующая

стадии стабилизации тектонических явлений и максимальной трансгрессии в пределах всего Антикавказа; 5) верхнетерригенная флишевая формация даний-палеоцена, образовавшаяся в эпоху поднятий и регрессии (ларамийская фаза складчатости).

Вулканические формации верхнемелового подэтапа развития относятся к двум самостоятельным параллельно развивающимся рядам, возникшим как результат различных тектонических условий в крупных структурных зонах.

В Прикуринской зоне и связанной с ней системе поперечных прогибов, заложенных на относительно неглубоко залегающем складчатом основании, вулканизм имел островной характер и развивался в два основных периода — верхнеконьяк-нижнесантонский и верхнесантонский. Верхнеконьяк-нижнесантонские вулканические накопления, мощностью 800—1000 м, относятся к базальт-андезитовой формации. Они представляют сложное фацциальное сочетание эпикластических вулканических брекчий, конгломератов, песчаников и оливин-базальтовых, андезитовых лав. Накопление этого материала происходило в прибрежно-морских мелководных условиях, при быстром размыве вулканических островов, компенсировавшем преобладающие погружения дна морского бассейна. Центры вулканической активности имели линейное, северо-западное расположение, отвечающее общей протяженности Прикуринской геосинклинали. Крупные центры извержений приурочивались к пересечению продольных и поперечных разломов, причем последние, будучи разломами глубокого заложения, контролировали оливин-базальтовый вулканизм [46].

Породы описанной формации относятся к известково-щелочной ассоциации и отличаются повышенной глиноземистостью, известковистостью и железистостью.

Верхнесантонские вулканические образования представляют своеобразную липаритовую субформацию, образовавшуюся в субаэральных условиях и сложенную разнообразными пирокластическими породами, потоками и экструзивами липаритовых лав, с абсолютным возрастом 74—80 млн. лет. Эта субформация также относится к известково-щелочному ряду, отличаясь неоднородностью составов пород и различными соотношениями K_2O и Na_2O . Вулканические центры верхнего сантона смещаются относительно верхнеконьяк-нижнесантонских к северо-востоку и сосредоточиваются в единой северо-западной полосе поднятия, маркирующей по выходам липаритовых экструзивов. Это свидетельствует о том, что липаритовый вулканизм контролировался в этот период продольными разломами.

В Срабердском поперечном прогибе верхнемеловые вулканические образования сантона представлены главным образом вулканическими брекчиями и мощными потоками лав андезитобазальтового и андезитового состава. По особенностям строения и

формационной принадлежности вулканическая серия Срабердского прогиба сходна с рассмотренной выше серией Прикуринской зоны.

В Еревано-Вединской геосинклинальной зоне верхнемеловой вулканизм связан с развитием узкого трогообразного прогиба, наложенного на консолидированное палеозойское основание по разломам северо-западного простирания, по времени проявления отвечает начальным этапам развития верхнемеловой геосинклинали. Вулканическая серия, относящаяся к нижнеконьякскому возрасту, мощностью около 400—600 м сложена в основном преобразованными лавами, чередующимися с известняками, алевролитами, кремнистыми породами, реже — с туфами и вулканическими брекчиями. Лавы представлены базальтовыми, диабазовыми, реже андезитобазальтовыми порфиритами. Для эффузивов этого региона характерно повышенное содержание щелочей при резком преобладании Na_2O . Особенности петрографического состава и химизма позволяют относить верхнемеловые вулканические образования Еревано-Вединской зоны к спилит-диабазовой формации.

Тесно связанная пространственно со спилит-диабазовой и комагматичная с ней интрузивная габбро-диабазовая формация включает небольшие пластовые и штокообразные тела габбро-диабазов, диабазов и диоритов.

Сходный характер имеет верхнемеловая вулканическая формация Севано-Акеринского прогиба.

Специфические тектонические условия заключительного периода среднеальпийской стадии развития обусловили слабое проявление интрузивного магматизма и, в частности, гранитоидного. Установленные в Ноемберянском районе, в Кафанском антиклинории мелкие тела верхнемеловых интрузивов относятся по составу к габбро-диоритам, диоритам. По радиолого-геохронологическим данным, к низам верхнего мела относятся Агверанский (85—95 млн. лет), Такарлинский (80—90 млн. лет) интрузивы кварцевых диоритов и Арзакан-Бжнийский массив мигматит-гранитов (82—94 млн. лет) в пределах Цахкуняцкого антиклинория.

Из интрузивных формаций рассматриваемой стадии важное значение имеет гипербазитовая, выходы которой в виде разобщенных небольших вытянутых тел, трассирующих зоны глубинных разломов, развиты в бортовой части Севано-Акеринского (северный офиолитовый пояс) и Еревано-Вединского (южный офиолитовый пояс) геосинклинальных прогибов.

Вместе с аналогичными интрузивами Азербайджанской ССР и Северной Анатолии они слагают единый и, по-видимому, одновозрастный офиолитовый пояс. Возраст гипербазитовых интрузивов в пределах азербайджанской части Антикавказа устанавливается, исходя из размещения их в отложениях нижнего сенона, вместе с которыми они согласно дислоцированы, и нахождением их галек в отложениях верхнего сантона, кампана и среднего эоцена. Приведен-

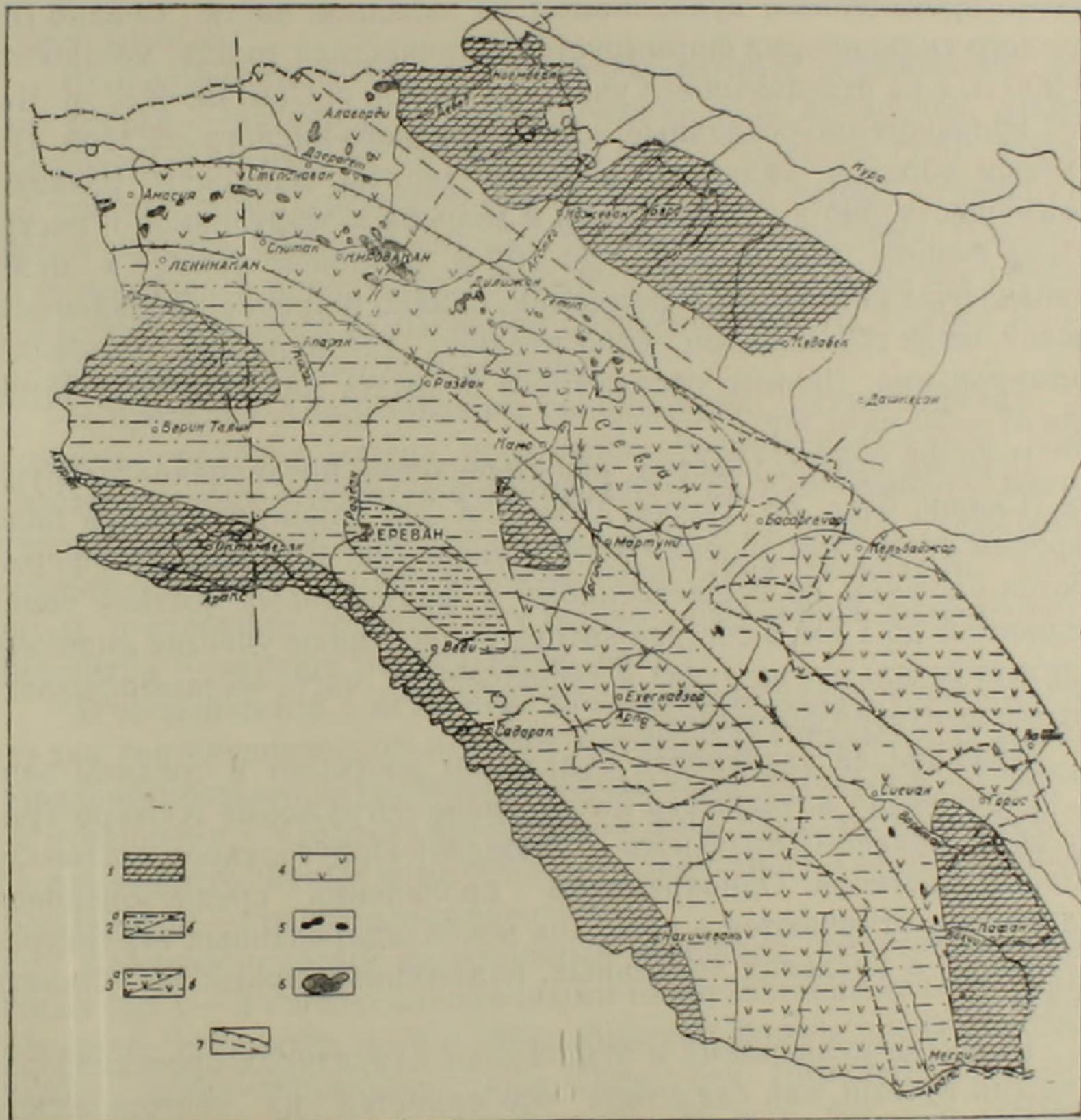
ные данные позволяют возраст гипербазитов определить как досенонский [7, 31, 35, 39, 49, 53, 60]. В пределах западного сегмента офиолитового пояса возраст гипербазитовых интрузий определяется, исходя из нахождения галек серпентинизированных ультраосновных пород в конгломератах сенона. Вопрос о возрасте ультраосновных пород армянской части Антикавказа до настоящего времени является дискуссионным. В настоящее время доказано, что на северо-восточном побережье оз. Севан окатанные гальки ультраосновных и основных пород изобилуют в составе терригенной формации верхнего коньяка-сантона, исходя из чего можно заключить, что магматическое внедрение ультрабазитов происходило до верхнего сенона. Перемещение гипербазитов в верхние структурные ярусы (вплоть до миоцена) обязано повторным активизациям глубинного разлома [40].

Нижний возрастной предел внедрения гипербазитов остается неясным, однако наиболее вероятным является мнение о связи этого внедрения с возникновением Севано-Акеринского глубинного разлома. Заложение последнего имело место в верхней юре-неокоме в эпоху инверсии геотектонического режима, когда происходило геантиклинальное поднятие Сомхето-Кафанской зоны, сопровождавшееся заложением Севано-Акеринского и Аджаро-Триалетского наложенных прогибов. В составе офиолитового пояса выделяются гипербазитовая и пироксенит-габбровая формации [49], которые некоторыми исследователями рассматриваются, однако, в составе единой габбро-перидотитовой формации [1]. Гипербазитовая формация представлена однофазными недифференцированными массивами гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, которые обычно интенсивно серпентинизированы. Интрузивные комплексы пироксенит-габбровой формации представлены многофазными дифференцированными массивами, сложенными габбро, пироксенитами, дунитами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами. Отмечаемая многими исследователями связь пород габброидной линии со спилит-диабазовой формацией в определенной степени выдерживается, однако, говорить об их генетической связи несколько затруднительно.

Позднеальпийская стадия

На рубеже верхнего мела и палеогена на Антикавказе происходят регионально выраженные складкообразовательные движения, обусловившие значительный перерыв в осадконакоплении, смену формаций и резкое изменение вулканизма. Некоторые из основных структурных единиц, возникших в меловой период, продолжают свое развитие в эоцене, что выражается, как в наследовании плана развития структур, так и в мощностях отложений. Вместе с тем в эоцене происходит дальнейшее дробление фундамента и расчленение геосинклинальных трогов на более мелкие, относительно самостоятельные прогибы, разделенные «поперечными» к ним поднятиями.

Так, Севано-Акеринская геосинклинальная зона поперечными поднятиями района с. Лачин и Зодского перевала расчленяется на три прогиба: Севано-Ширакский, Кельбаджарский и Нижнеараксинский. Продолжают развиваться Еревано-Вединский, Айоцзорский и Ордубадский прогибы, разделенные соответственно Карахач-Зовашенским и Айоцзорским (Мартиросским) поперечными поднятиями. Другая зона поднятия отмечается на территории современной долины р. Аракс; южнее нее расположен верхний мел-эоценовый прогиб Армянского Пара.



Фиг. 4. Палеотектоническая схема позднеальпийской стадии ($P_{g1} - P_{g2}^2$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Терригенно-флишевая и карбонатная формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 3. Вулканогенно-осадочные формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 4. Вулканогенные формации. 5. Интрузивы габбро-диоритовой формации. 6. Интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации. 7. Разломы.

В указанных синклинальных прогибах датский ярус и палеоцен представлены, в основном, терригенной флишевой формацией, которая в мульдовых частях прогибов согласно сменяет карбонатные от-

ложения верхнего сенона, а в антиклинальных структурах перекрывает несогласно более древние отложения.

Бурный вулканизм эоцена проявляется на огромной площади указанных геосинклинальных прогибов. Однако, неоднородность строения и тектонического развития последних обусловили очень сложную картину вулканизма и крайне неравномерное его развитие как территориально, так и во времени.

Новое погружение территории, начавшееся в нижнем эоцене, носит более дифференцированный характер и сопровождается локально проявленным вулканизмом. В западной части Севано-Ширакского синклинория формируется флишеидная толща, мощностью до 200 м, а на отдельных его участках (район г. Спитак, басс. р. Черная) вулканогенно-осадочные толщи среднего-кислого состава. Это, главным образом, андезиты, андезито-дациты, лшпариты, развитые преимущественно в эксплозивной и меньше в эффузивной и экструзивной фациях, мощность их до 600 м. Комплекс пород в целом принадлежит андезитовой формации, однако широкое проявление ее кислой ветви обусловлено относительно устойчивыми условиями формирования. Данные абсолютного возраста колеблются в интервале 47—50 млн. лет.

В то же время, участки, испытывающие интенсивное погружение (Сюник, басс. рр. Вохчи, Гехи и т. д.), характеризуются более широким развитием андезитового вулканизма. В результате, формируются сложные по вещественному и фациальному составу толщи мощностью до 1 км, в составе которых принимают участие андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, часто метаморфизованные (андезитовая формация).

Наибольшей активности вулканизм достигает в среднем эоцене, сопровождая начавшееся интенсивное погружение Аджаро-Триалетского, Севано-Ширакского и Айоцдзор-Ордубадского геосинклинальных прогибов. Одновременно проявления среднеэоценового вулканизма отмечаются в соседних консолидированных структурах, развиваясь в пределах локальных, наложенных прогибов (Лалварский и др.).

Развитие вулканизма в отмеченных структурах протекало различными путями, как следствие особенностей их тектонического строения. В то же время, в пределах каждого прогиба вулканизм развивался неравномерно. Так, в Севано-Ширакском синклинории отмечаются постепенное смещение центров активности вулканизма с запада на юго-восток, в Аджаро-Триалетии с востока на северо-запад [22, 23], тогда как в Айоцдзорском прогибе такая направленность проявлена менее отчетливо.

Вулканическая деятельность в среднем эоцене носит, в основном, подводный характер, отличается значительной интенсивностью и масштабами проявления и контролируется преимущественно региональными нарушениями общекавказского простирания.

В пределах Севано-Ширакского синклинория в этот период формируются ширакская, базумская (кироваканская) и блданская свиты мощностью до 2.5 км, которые составляют единый комплекс. Последний характеризуется довольно сложным фаціальным составом — чередованием эффузивных, эксплозивных и экструзивных образований, перемежающихся с терригенно-обломочными. Вулканические образования составляют серию от базальтов до липаритов, с преобладанием пород средней основности и принадлежат андезитовой формации, для которой характерен нормальный известково-щелочной химизм.

Вулканические и вулканогенно-обломочные образования кислого состава — потоки и субвулканические тела липаритов, дацитов (абсолютный возраст их 45—49 млн. лет), а также их туфы, туфолавы, туфобрекчии, туфопесчаники, песчаники, в верхах среднеэоценового разреза принадлежат липаритовой субформации. Появление этого комплекса пород характеризует собой специфические условия, возникшие в связи с замыканием среднеэоценового прогиба и появлением цепи вулканических островов.

В пределах Айоцдзорского синклинория вулканическая деятельность среднего эоцена проявлена сравнительно слабо. Здесь, к этому периоду относится формирование вулканогенно-обломочных и терригенных толщ мощностью до 1.5—2.0 км (туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники, а также известняки, песчаники, алевролиты), в строении которых собственно эффузивные фации — потоки андезитов — играют подчиненную роль.

В тесной связи с историей позднегеосинклинальной-эоценовой стадии геотектонической истории Антикавказа происходит развитие довольно мощного интрузивного магматизма, который в зависимости от отношения к предверхнеэоценовой фазе складчатости разделяется на два интрузивных комплекса: доскладчатый — среднеэоценовый и синхронный — предверхнеэоценовый.

Среднеэоценовый интрузивный комплекс представлен небольшими (до 1—2 кв. км) однофазными интрузивными телами пластообразной, штокообразной и дайкообразной формы преимущественно габбро, габбро-диоритового ряда (Давид-бек, Пирилю). Абсолютный возраст их колеблется в пределах 48—50 млн. лет, т. е. соответствует среднему эоцену, что подтверждается нахождением их галек в основании верхнего эоцена [21, 52]. Типичные доскладчатые интрузии, составляющие габбро-диоритовую формацию, развиты в пределах осевой части Севано-Ширакского, а также Айоцдзор-Ордубадского синклинориев, в гребневой части Мегринского, Айоцдзорского, Баргушатского хребтов и связаны с эпохой максимальных прогибаний геосинклинали. Они соответствуют субинтрузивной формации Севанской геосинклинали и предбатолитовому комплексу Айоцдзор-Ордубадской зоны [21, 44].

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс, отмеченный в пределах Севано-Ширакского синклинория, представлен вытянутыми вдоль преобладающих структур, многофазными (1. габброиды; 2. кварцевые диориты; 3. гранодиориты) интрузивными массивами (Лермонтовский, Базумский). Более мелкие интрузии расположены цепочкой вдоль зоны центрального поднятия и ограничивающих региональных разломов общекавказского направления (Хндзорутский, Головинский, Ждановский, Галаварский, Чернореченский массивы), реже вдоль поперечных разломов (Ягданская, Урутская, Мецдзорская, Агаракская и др. интрузии). Предверхнеэоценовые интрузии приурочены также к бортовым активизированным структурам (Банушская и др.). Возраст интрузивов этой группы, относящихся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, определяется по прорыванию смятых в складки вулканогенно-обломочных пород среднего эоцена и по перекрыванию толщей конгломератов с обломками этих интрузий, датируемой как верхний эоцен [44, 52], а также радиологическими данными — 40—46 млн. лет. Характеризуется известково-щелочным химизмом нормальной щелочности.

Верхнеальпийский орогенный подэтап

Верхнеальпийский орогенный подэтап охватывает время от верхнего эоцена до антропогена включительно и представляет собой заключительную стадию альпийского этапа развития, эпоху горообразования и формирования современного рельефа Антикавказа, заложения новых наложенных прогибов и впадин, накопление орогенных формаций (молассовой, красноцветной, соленосной) и проявления субсеквентного и финального магматизма.

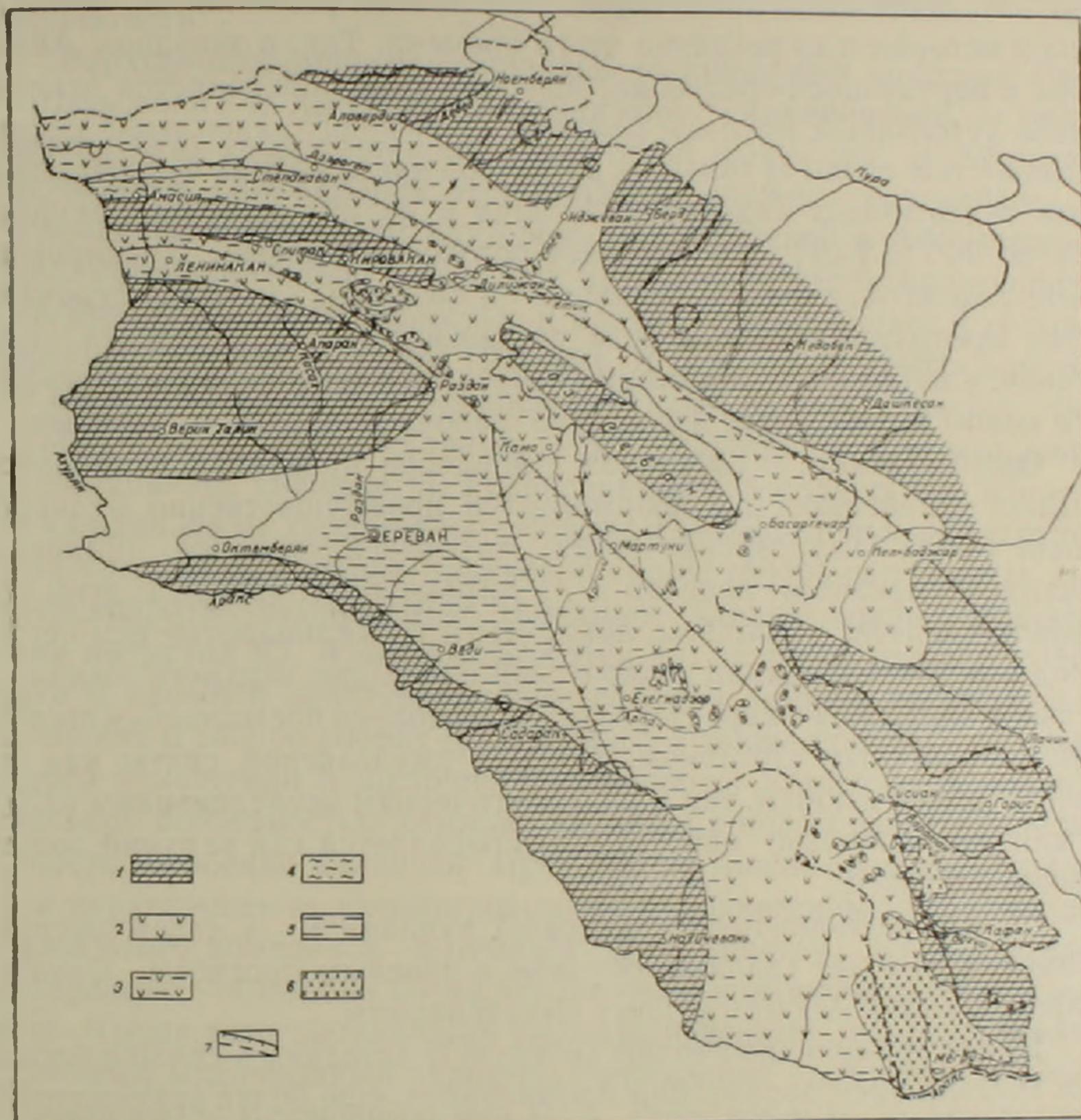
История орогенного этапа подразделяется на две стадии: 1. раннеорогенную (верхний эоцен—верхний миоцен) и 2. позднеорогенную (верхний миоцен (мэотис)—антропоген).

Раннеорогенная стадия

Раннеорогенная стадия подразделяется на две подстадии: верхнеэоцен-среднеолигоценовую и верхнеолигоцен-верхнемиоценовую.

На границе среднего и верхнего эоцена происходят складкообразовательные движения (первая пиренейская или Аджаро-Триалетская фаза складчатости по П. Д. Гамкрелидзе), вызвавшие значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов и отчетливо фиксирующие трансгрессивное залегание пород верхнего эоцена. Наиболее интенсивно эти движения проявились в Аджаро-Триалетском и Севано-Ширакском прогибах и менее интенсивно в Еревано-Вединском и Айоцзор-Ордубадском. В Севано-Ширакском прогибе осевая полоса (наиболее прогнутая в среднем эоцене) геоантиклинально воздымается, превращаясь в область

размыва — зону центрального поднятия. Севернее и южнее этого поднятия в верхнем эоцене формируются Лорийский — Базумский и Памбакский краевые прогибы.



Фиг. 5. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии ($Pg_2^3 - Pg_3^3$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Вулканогенные формации. 3. Вулканогенно-осадочные формации. 4. Песчано-глинистая (туфогенная) раннемолассовая формация. 5. Угленосно-сланцевосная молассовая формация. 6. Интрузивы габбро-монзонит-сиенитовой формации. 7. Разломы.

В пределах Лорийского и Памбакского краевых прогибов Севано-Ширакского синклинория формируется разнообразная по характеру вулканизма и сложная по вещественному составу памбакская свита. Характерной особенностью строения этой толщи является одновременное развитие на смежных территориях двух серий пород: 1) оливиновый базальт-трахилипарит; 2) тразнандезит-лейцитовый фонолит. По особенностям петрографического состава и химизма они относятся к трахиандезитовой формации, для которой характерна повышенная щелочность с преобладанием калия. Дан-

ные абсолютного возраста, для пород как одной, так и другой серий соответствуют цифре 36—37 млн. лет.

Особенности тектонического строения западной и восточной частей Айоцзорского синклинория обусловили различия их геологической истории и вулканизма этого времени. Так, в западном Айоцдзоре в верхнеэоцен-среднеолигоценовое время сохраняется относительно устойчивый морской режим и происходит накопление песчано-глинистых толщ. И только в восточной части района формируется свита палеотипных андезито-базальтов и их пирокластов, мощностью до 300 м [48]. Это пироксен-роговообманковые, двупироксеновые андезиты, андезито-базальты и базальты и т. д., встречающиеся преимущественно в виде пирокластических разностей или потоков, для которых характерно некоторое повышение щелочности, но в целом нормальный известково-щелочной характер химизма.

Одновременно, в восточном Айоцдзоре вулканизм отличается большей интенсивностью: формируется преимущественно вулканогенная толща (амулсарская свита), характеризующаяся широким развитием андезитов, дацитов и их пирокластов, вместе с этим отмечаются андезито-базальты, липариты и трахилипариты. Вся серия пород относится к единой андезитовой формации верхнего эоцена — среднего олигоцена и характеризуется несколько повышенным щелочно-известковистым химизмом. Возраст амулсарской свиты как по геологическим данным, так и радиологическим исследованиям (32—38 млн. лет) довольно однозначно определяется как верхний эоцен-нижний олигоцен.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый вулканизм в своем распространении тяготеет главным образом к краевым прогибам Севано-Ширакского и к Айоцзорскому синклинориям.

В верхнеэоцен-нижнеолигоценовую подстадию, в связи с блоковым воздыманием территории Антикавказа, еще более усугубляется неоднородность проявления вулканизма на разных участках. В связи с неодновременностью блокового воздымания, связанного с различной мобильностью блоков, вулканизм раннеорогенной андезитовой формации в Севано-Ширакском синклинории проявляется в верхнем эоцене, а в Айоцзорском — смещается вплоть до среднего олигоцена.

Анализ петрографических, химических особенностей и характера проявления вулканизма, а также данные радиологических исследований, позволяют рассматривать вулканогенные толщи Севано-Ширакского и Айоцзорского синклинориев, как сформировавшиеся в единую верхнеэоцен-среднеолигоценовую подстадию.

В раннеорогенную стадию магматическая деятельность в эффузивной фации несколько ослабевает по сравнению с позднегеосинклинальной стадией, однако резко возрастает роль плутонизма. Мощный гранитоидный магматизм начальной ($Pg_1^1 - Pg_2^2$) и ко-

нечной ($Pg_3^3 - N_1^3$) подстадий приводит к «гранитизации» — омертвлению геосинклинали.

Интрузивный магматизм сопровождает как главную предолигоценую, так и заключительную предсреднемиоценовую фазы складчатости.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценый интрузивный комплекс Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского синклинали в целом соответствует габбро-монзонит-сиенитовой формации. В Айоцзор-Ордубадском синклинали этот комплекс сложен крупнейшим на Антикавказе Мегринским плутоном, Баргушатской и Айоцзорской группами сравнительно небольших интрузивов, характеризующихся полигенностью, многофазностью и крайне неоднородным и пестрым петрографическим составом [21, 45]. В целом характерна однотипная последовательность внедрения главных интрузивных фаз: 1. Габбриоды и ультраосновные дифференциаты; 2. Сиенито-диориты, монзониты, сиениты; 3. Граносиениты, гранодиориты. В пределах каждой фазы характерны субфазы и дополнительные интрузии, а для комплекса в целом — дайковая серия: габбро-порфириты, диорит-порфириты, лампрофиры. Наиболее характерными особенностями интрузий Ю. Армении являются интенсивные явления гибридизма и сложной дифференциации по двум линиям: габбро-монзонит-сиенит и габбро-диорит-гранодиорит, а также процессы магматического замещения и щелочного (калиевого) метасоматоза. Отличительной особенностью химизма является в целом повышенная щелочность, особенно калиевая. Прорывание ниже-среднеэоценовых, реже верхнеэоцен-нижнеолигоценых вулканогенных пород интрузивами этого комплекса позволяет большинству исследователей придерживаться мнения об их верхнеэоцен-нижнеолигоценом возрасте. Кроме того, детальными радиологическими исследованиями установлен полихронный характер становления плутонов Южной Армении [21]. Исследованиями Р. Х. Гукасяна и Б. М. Меликсетяна [21] в Мегринском плутоне и в Баргушатской группе, Г. А. Казаряна в Айоцзорской группе [27] выделены два самостоятельных интрузивных комплекса: верхнеэоцен-нижнеолигоценый и верхнеолигоцен-нижнемиоценовый. Данные по абсолютному возрасту следующие: Мегринский плутон — 37—41 млн. лет, Баргушатская группа (Гехинская, Ковшутская) — 37—40 млн. лет. Исследованиями Г. П. Багдасаряна, Р. Х. Гукасяна и А. Г. Акопяна в Айоцзорской группе выделены и радиологически датированы нижнеолигоценые интрузивы — Амулсарский, Базарчайский, Каялинский, Джермукский, Гюмушханский, абсолютный возраст которых укладывается в узкие пределы — 32—34 млн. лет. К этому же возрасту принадлежат, по данным Г. П. Багдасаряна [10], дорудные дайки гранодиорит-гранит-порфиров Анкаванского района (30—35 млн. лет).

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс Севано-Ширакского синклинория включает Ахавнадзорскую с Меградзорской апофизой, Атарбекянскую, Севанскую и ряд небольших интрузий, приуроченных к Анкавано-Сюникскому разлому, и характеризуется многофазностью (1. габбро, 2. кварцевые диориты, монцониты, 3. граносиениты), повышенной калиевой щелочностью, габбро-монцонит-сиенитовым формационным типом и сходством с интрузиями Южной Армении.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс, по-видимому, формируется также в бортовых активизированных структурах — Лалварский синклинорий, где он представлен небольшим одноименным гранодиоритовым интрузивом. Возраст его определяется на основании прорывания им отложений среднего эоцена (лютетский ярус) и согласно радиологическим данным (37 млн. лет) соответствует верхнему эоцену.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый щелочной-субщелочной интрузивный комплекс (Тежсарский, Амзачиманский, Бундукский, Гарнасарский, северная часть Такарлинского и др.) представляет собой яркий пример оригинальных интрузивных комплексов центрального типа, характеризующихся концентрически-кольцевым строением, тесной связью с верхнеэоцен-нижнеолигоценовой трахиандезитовой формацией [9, 33], резко повышенной калиевой щелочностью, отсутствием основных щелочных разновидностей и многофазностью (1. щелочные, нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, 2. кварцевые щелочные сиениты, 3. граносиениты, сиенито-граниты). По совокупности признаков относится к щелочно-сиенитовой субформации. Возраст ее определяется прорыванием щелочных вулканитов верхнего эоцена и нахождением галек их в средне-верхнеолигоценовых отложениях [52], что подтверждается и радиологическими исследованиями Тежсар—32—37, Бундук—33—38, Гарнасар—34—36, Амзачиман—36—39 млн. лет, северная часть Такарлинского интрузива—38 млн. лет.

Во вторую подстадию раннеорогенной стадии (в верхнеолигоцен-верхнемиоценовую) интенсивные горообразовательные движения приводят к общему воздыманию Антикавказа. Области осадконакопления резко сокращаются и смещаются на юг — Среднеараксинская впадина, где продолжается накопление молассовых толщ. Области же вулканической активности проявляются в пределах Айоцдзора, Варденисского хребта и бассейна оз. Севан. Вулканизм носит наземный характер и отличается развитием преимущественно кислых продуктов. Это потоки, экструзивные тела, дайки, а также туфы, туфобрекчии дацитов, липаритов и реже трахиандезитов, трахилипаритов. В пределах Зодского рудного поля на продолжении Восточно-Севанского хребта, к этому возрасту относятся липариты низов басаргерачской свиты, абсолютный возраст которых дал

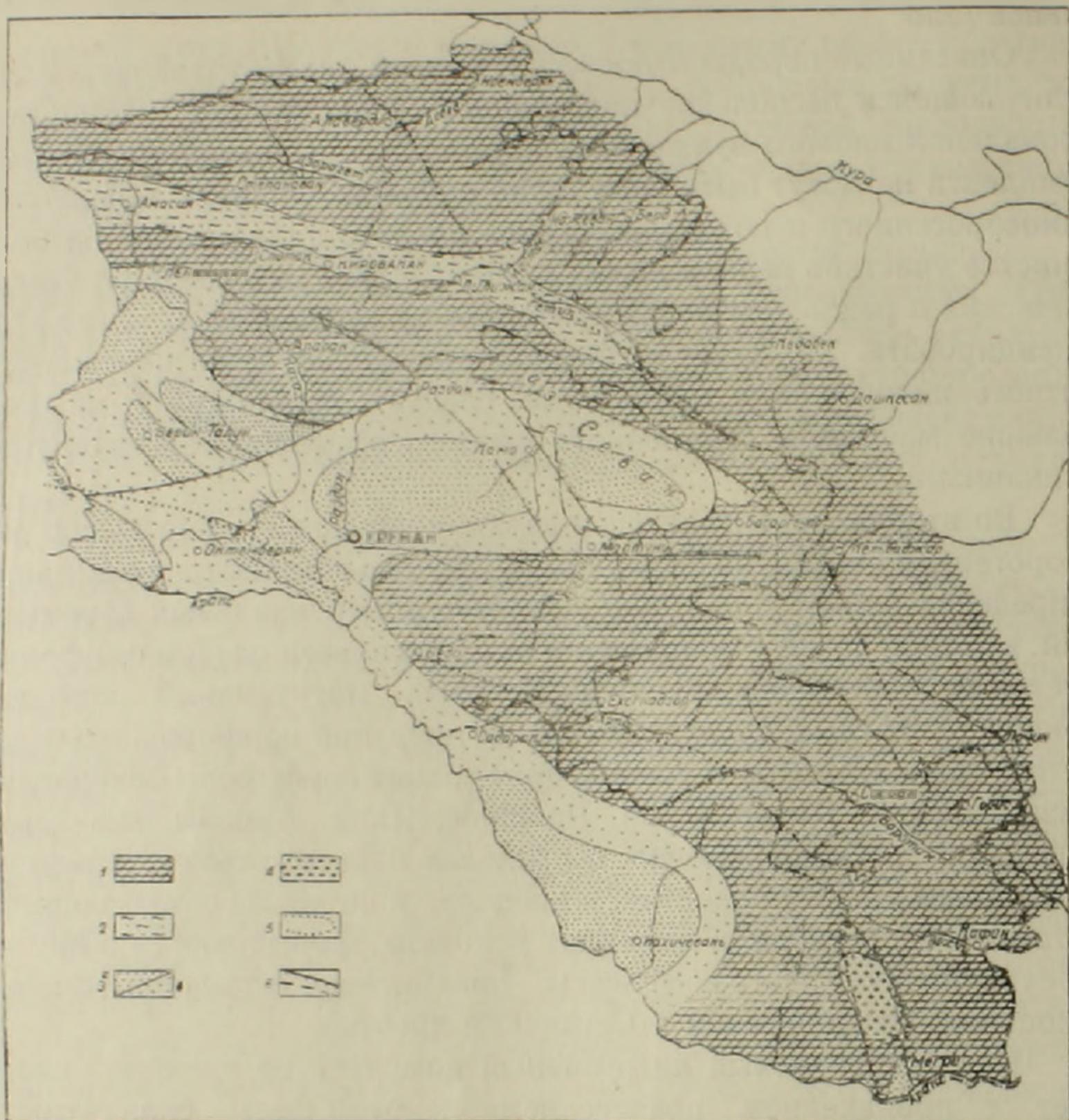
$22 \pm 1,5$ млн. лет [40]. Санидиновые трахилипариты бассейна р. Гетик (абсолютный возраст 25 ± 2 млн. лет) слагают небольшое экструзивное тело.

Описанные породы относятся к единой липаритовой формации, отличающейся несколько повышенной щелочностью. Масштабы проявления кислого вулканизма верхнеолигоцен-нижнемиоценового комплекса не могут быть пока точно оценены. Области проявления раннеорогенного и позднеорогенного кислого вулканизма на большинстве участков перекрываются, а отсутствие надежных стратиграфических и радиологических критериев не позволяют их четко стратифицировать. Учитывая широкое развитие для этого периода гранитного интрузивного магматизма, следует, по-видимому, полагать большие масштабы синхронного кислого эффузивно-экструзивного вулканизма.

Во вторую верхнеолигоцен-верхнемиоценовую подстадию раннеорогенной стадии, на фоне общего блоково-глыбового воздымания, в пределах блоков с большой амплитудой вертикальных перемещений, в тесной связи с молодыми и омоложенными разломами формируется верхнеолигоцен-нижнемиоценовый интрузивный комплекс приповерхностных, субвулканических интрузий порфировидных гранитов, гранодиоритов и гранодиорит-гранит-порфиров (Вохчинский, Казанличский, Шенатагский, Прошибердский, Анкаванские дорудные дайки?). Одновременно в пределах блоков с относительно замедленным темпом поднятий, в пределах и по краям замыкающихся остаточных прогибов, в наземных условиях, формируются эффузивно-субвулканические комплексы липаритовой формации (Сисиан, Айоцдзор, Варденисский и Севанский хребты).

Нижнемиоценовый интрузивный комплекс во времени совпадает с проявлением предсреднемиоценовой фазы складчатости. Интрузии представлены многократными (субфазы и дополнительные интрузии) штокообразными телами и поясами многочисленных даек гранит-гранодиорит-порфиров. Характерными чертами субвулканической гранитовой формации являются лейкократовый, порфировидный облик гранитов и гранодиоритов, слабо выраженные явления контаминации, анхиэвтектический состав, повышенная калиевая щелочность и широко проявленные процессы калиевого метасоматоза. Нижнемиоценовый гранитовый комплекс молибденоносных гранитоидов в пределах Мегринского плутона и Баргушатской группы выделен Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном [21] по данным радиологических и петрологических исследований. Аналогичный комплекс в Айоцдзоре выделен Г. А. Казаряном [27]. Данные абсолютного возраста для интрузивов этого комплекса следующие: Вохчинского — 21 — 24, Казанличского — 24 — 25, Газминского — 27 млн. лет. По петрографо-минералогическим особенностям и формационному типу к указанному комплексу, по мнению Б. М. Меликсетяна [24], близки и дорудные дайки Анкаванского рудного поля, хотя

и по радиологическим данным (30—35 млн. лет) они относятся к нижнеолигоценовому комплексу.



Фиг. 6. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии ($Pg_3^3 - N_1^3$). 1. Области поднятия и размыва. 2. Сланценосно-молассовая формация. 3. Терригенные и соленосные молассовые формации (а — большой мощности, б — малой мощности). 4. Интрузивы субвулканической гранитовой формации. 5. Контуры распространения мио-плиоценовой пролювиально-вулканогенной свиты. 6. Разломы.

Позднеорогенная стадия

Позднеорогенная стадия охватывает время от мэотиса и до антропогена включительно и протекает в две подстадии:

а) верхний миоцен (мэотис) — средний плиоцен; б) верхний плиоцен — четвертичный.

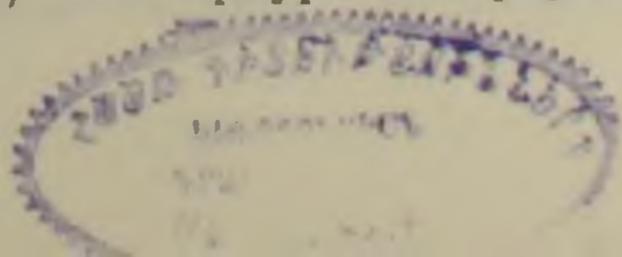
В конце верхнего миоцена (перед мэотисом) происходят новые мощные тектонические движения, в результате чего площадь накопления осадков в остаточных прогибах резко сокращается и Антикавказ в целом испытывает общее поднятие, регрессию и, начиная с мэотиса, он вступает в континентальную фазу развития. Миоцено-

вые отложения Среднеараксинской депрессии сминаются в складки, образуются соляные структуры и депрессия в целом испытывает поднятие. В центральной части Антикавказа на фоне общего блокового поднятия происходят дифференцированные движения, обусловившие интенсивное проявление кислого субщелочного вулканизма (трахилипаритовая формация). Вулканизм носил эксплозивный характер и развивался в бортовых частях остаточных прогибов (Эльпинский, Амулсарский и др.) вдоль разломов. Это, главным образом, эффузивы и экструзии трахилипаритового состава, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, которые развиты на Варденисском хребте, в Западном Айоцдзоре, в бассейне оз. Севан и других районах, и большинством исследователей выделяются как мио-плиоценовые [8, 18, 42, 48]. Верхнемиоценовыми являются экструзии и вулканические образования санидиновых трахилипаритов и андезитодацитов Западного Айоцдзора (ср. Эльпин-Ринд-Зовашен). Первые прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижне-среднего олигоцена и перекрываются вулканогенно-обломочной свитой, наиболее вероятный возраст которой — верхний миоцен [18]. Радиологические определения абсолютного возраста пород этой формации в среднем составляют 12,5 млн. лет.

В нижнем-среднем плиоцене в центральной части Антикавказа, на территории от Ахалцихского остаточного прогиба на северо-западе и до Сюника на юго-востоке, происходит накопление мощных (до 1 км) свит вулканогенно-обломочных образований андезитдацитовой формации, отлагавшихся в озерно-континентальных условиях — Вохчабердская и Годерзская свиты и их стратиграфические эквиваленты. Образования эти представлены туфобрекчиями, агломератовыми туфами, агломератами, туфопесчаниками, конгломерато-брекчиями, переслаивающимися с потоками и покровами лав и пронизанными дайками и силлами. Формирование этих свит связано с деятельностью полигенных вулканов. Одновременно происходило образование специфичной эффузивно-субвулканической серии той же формации с подчиненным развитием приповерхностных интрузий. Породы этой серии образуют экструзии, лакколиты, сфенолиты, пластовые тела, дайки, потоки и покровы в пределах Цахкуняцкого и Сюникского хребтов, Нахичеванской впадины, Айоцзор-Ордубадского синклиория.

Главная масса пород формации представлена андезитами и дацитами; менее развиты базальты, андезито-базальты, андезито-дациты и реже липарито-дациты. Все они выражены нормальной известково-щелочной серией. Абсолютный возраст представителей формации 7—10 млн. лет.

Позднее к отдельным наиболее жестким и приподнятым участкам в зоне Анкавано-Сюникского разлома (Гегамское и Варденисское нагорья, Западный Айоцзор) было приурочено формирование



трахиандезитовой формации. Характер вулканизма ареальный; породы формации слагают купола, дайки, потоки, покровы, брекчии и туфы. Породы трахиандезитовой формации налегают на вохчабердскую свиту и несогласно перекрываются верхнеплиоценовыми и четвертичными образованиями. Возраст этой формации 4,5—5 млн. лет.

Основная часть формации представлена трахиандезитами. В состав ее входят также трахидациты, дациты, трахиандезито-базальты, трахилипариты, щелочные базальтоиды, липарито-дациты.

В конце среднего плиоцена, вслед за формированием трахиандезитовой формации, происходят сравнительно слабые складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию образований верхнего миоцена — среднего плиоцена.

В первой половине верхнего плиоцена происходит общее опускание страны. Ослабление дифференциальных движений приводит к пенеппенизации рельефа, соответствующей акчагыльской трансгрессии в Куринской впадине и в Закаспии. В среднем-верхнем акчагыле вновь усиливаются тектонические движения, выразившиеся в сводово-глыбовых поднятиях древних антиклинальных сооружений и грабенообразных опусканиях синклинальных впадин. Эти явления сопровождались оживлением глубинных разломов (Анкавано-Сюникского) и образованием новых крупных разрывов, приуроченных, главным образом, к границам растущих горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В это же время в унаследованных от миоцена тектонических депрессиях (Севанской, Ширакской, Ленинаканской) и новообразованных впадинах (Воротанская) формируются водоемы, в которых происходит накопление пресноводно-озерных осадков. В результате всего этого структура страны приобретает современный складчато-глыбовый характер.

Вулканические явления верхнеплиоцен-четвертичного времени тяготеют к зоне Транскавказского поперечного поднятия и к зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Вулканизм этих зон различается по ряду признаков; исключение составляет район г. Арагац, который, располагаясь в месте пересечения указанных структурных единиц, отличается сложностью эруптивных явлений и магматизма, носящих черты, характерные для Транскавказского поднятия с одной стороны, и зоны Анкавано-Сюникского разлома — с другой.

В зоне Транскавказского поперечного поднятия верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм приурочен к области Джавахетских гор, массивам Арагац, Араилер, Арарат. История развития вулканизма этих областей сходна и носит ряд принципиально общих черт.

Начало вулканической деятельности в зоне ознаменовалось трещинными излияниями лав базальтовой формации, наиболее типичные представители которой известны как «долеритовые базальты». Лавы формации выходят далеко за пределы перечисленных горных сооружений, обычно образуя обширные, нивелирующие

рельеф, покровы-поля. Извержения, происходившие из системы линейных вулканов, были многократными, местами доставляя на поверхность до 20 потоков небольшой мощности.

Формация выражена оливиновыми базальтами немного повышенной щелочности с долеритовой структурой основной массы. С базальтами подчиненно ассоциируются андезито-базальты, часть которых также «долеритовая». Верхнеплиоценовый возраст базальтов у большинства исследователей не вызывает сомнений: подкрепляется он геологическими и палеомагнитными данными [2, 5, 8, 58].

В ходе роста Транскавказского поднятия вслед за базальтами происходили извержения пород андезит-дацитовой формации, которыми, в основном, и сложены горные массивы этой зоны. Формирование формации, вероятно, продолжалось без значительных перерывов с верхнего плиоцена до антропогена включительно; верхнечетвертичный возраст наиболее поздних ее членов бесспорен [8, 14, 43, 50, 58].

Образование формации связано с полигенными вулканами (Арарат, Арагац, отдельные центры Ахалкалакского нагорья), моногенными центрами и, реже, трещинными извержениями. Продукты извержений выражены лавами, экструзивными и обломочными разностями, игнимбритами; в этом смысле наибольшим разнообразием пользуются вулканиты г. Арагац. Преобладающими в формации являются андезиты и дациты, причем последние нередко выделяются повышенной щелочностью; в меньшей степени развиты андезитодациты и андезитобазальты. В общем для формирования формации характерна смена пород среднего состава более кислыми, хотя и известны случаи более сложного хода извержений [56, 58].

В зоне Анкавано-Сюникского разлома продукты верхнеплиоцен-антропогенового вулканизма образуют полосу, протягивающуюся с юго-востока на северо-запад через Сюник, Айоцдзор-Варденис, Гегамское нагорье, г. Арагац, Карсское плато. По всей полосе отчетливо выделяются две формации: липаритовая (верхний плиоцен) и андезитобазальтовая (антропоген).

Породы липаритовой формации по мнению многих исследователей имеют верхнеплиоценовый возраст [8, 14, 30, 58]: в местах стыка вулканических продуктов, связанных с Транскавказским поднятием и зоной Анкавано-Сюникского разлома, липариты налегают на базальты и перекрываются четвертичными вулканитами. Характер вулканизма ареальный. Центры извержений представлены куполами (до 20), которые группируются в пределах современных нагорий (Сюникское, Гегамское, Арагацское) и Карсского плато, кучно располагаясь в водораздельных и периферических частях; возникли они на локальных трещинах близмеридиональных направлений [30]. Возможно, что купола питались изолированными неглубокими очагами, общими для каждой отдельной области [29, 30].

Продукты деятельности выражены лавами, обсидианами, перлитами, брекчиями, нередко образующими потоки агломератового типа. Помимо липаритов в состав формации входит и небольшое количество липарито-дацитов, причем в ряде случаев их извержением завершается деятельность вулканов [30].

На границе верхнего плиоцена и антропогена, после небольшого перерыва, в зоне Анкавано-Сюникского разлома начались извержения андезито-базальтовой формации, длившиеся до голоцена включительно. Извержения, группировавшиеся в три возрастных этапа, носили ареальный и, отчасти, трещинный характер.

В покровах лав формации, занимающих площадь до 4500 км², преобладают андезито-базальты; в меньшей мере развиты андезиты и базальты. Для всех пород, в общем относящихся к известково-щелочной серии, характерна повышенная щелочность.

В границах этих общих характеристик каждая область отличается своей вулканической историей и магматической спецификой [28, 29, 59]. Считается, что эти различия определяются существованием областных периферических неглубоких очагов, в которых происходило окончательное формирование состава лав. Очаги снабжались единой базальтовой магмой, поступающей с больших глубин посредством глубинного разлома; вулканы же сообщались с очагом с помощью локальных, недолговечных трещин [28, 29].

Образование промежуточных очагов и системы локальных трещин связано с воздыманием зоны Анкавано-Сюникского разлома в четвертичное время, когда на общем фоне поднятия начали выделяться отдельные «вздутия» (возможно имеющие характер блоков), к которым и приурочены вулканические нагорья зоны. Не исключено, что структурное и магматическое обособление областей в зоне началось еще в верхнем плиоцене, и уже по-своему отражалось в образовании липаритовой формации.

Следует оговориться, что на юго-восточном окончании зоны Анкавано-Сюникского разлома, в районе Ишхансарского массива, развиты формации, характерные для Транскавказского поднятия, часть которых связана с центром извержения полигенного типа. Этот факт можно объяснить связью указанного массива с поперечным поднятием по линии Южный Сюник — Лачин — Агдам.

В заключение следует подчеркнуть, что в верхнеплиоцен-четвертичное время магматизм поперечных и продольной зон, резко различаемый по ряду черт, развивался параллельно, изолированно, с небольшим запозданием в полосе Анкавано-Сюникского разлома. В самом начале имело место одновременное извержение резко контрастных серий (базальтовой и липаритовой), связанное с различными структурными единицами.

З а к л ю ч е н и е

Этапы тектонического развития, типы возникающих структур, особенности становления и размещения разновозрастных осадочных, магматических и рудных формаций в пространстве и во времени отчетливо выявляют направленный характер геологической истории Антикавказа (табл. 1).

1. Байкальский-каледонский (?) этап характеризуется геосинклинальным типом развития, исключительной тектонической подвижностью и проницаемостью коры, с возникновением регионально-метаморфизованных пород зелено-сланцевой фации. Масштабы и особенности магматизма данного этапа трудно поддаются расшифровке.

2. Варисский этап отличается субплатформенным режимом развития с почти полным отсутствием или весьма ограниченным проявлением эффузивной андезитовой формации (?).

3. Альпийский этап (собственно геосинклинальный и орогенный) знаменует собой качественно новую фазу развития, характеризующуюся интенсивной тектонической активностью земной коры, разнообразными условиями накопления осадочных толщ, мощно проявленным магматизмом и интенсивной эндогенной минерализацией.

4. Собственно геосинклинальный подэтап развития Антикавказа по характеру геотектонического развития, условиям образования и типам осадочных и магматических формаций подразделяется на 3 стадии — раннеальпийскую, среднеальпийскую, позднеальпийскую.

Раннеальпийская стадия характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением глубинных разломов и формированием Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального прогиба, характеризующегося наличием специфического ряда эффузивных (андезитовая, плагиолипаритовая, андезито-дацитовая) и интрузивных (плагиогранитовая и диоритовая) формаций, отличных от формационных рядов первичных геосинклиналей.

Среднеальпийская стадия, в отличие от раннеальпийской, характеризуется наличием групп формаций, свойственных инициальному магматизму первичных прогибов. При этом в длительно развивающихся, преимущественно продольных геосинклинальных трогах (Севано-Акеринский, Еревано-Вединский) формируются интрузивные (гипербазитовая, пироксенит-габбровая, габбро-диабазовая) и эффузивные (спилит-диабазовая) формации, несколько отличающиеся от магматических формаций, возникающих в поперечных прогибах (оливин-базальтовая, габбро-диоритовая).

Позднеальпийская стадия по типу развивающихся структур (Севано-Ширакский, Айоцдзор-Ордубадский) и набору магматиче-

ских формаций (эффузивная—андезитовая, интрузивная—габбро-диорит-гранодиоритовая) в определенной степени сходна с раннеальпийской стадией, отличаясь от последней кратковременностью развития и сравнительно ослабленным проявлением магматизма.

5. Орогенный подэтап характеризуется последовательным, хотя и неодновременным замыканием позднеальпийских прогибов в связи с интенсивной складчатостью, специфичным набором магматических формаций и формированием Антикавказского складчато-глыбового сооружения, испытывающего длительное дифференцированное воздымание.

Раннеорогенная стадия в начальную фазу характеризуется возникновением в остаточных прогибах в субэральных условиях параллельных рядов эффузивных (андезитовая и трахиандезитовая) и соответствующих интрузивных (габбро-монцонит-сиенитовая и щелочно-сиенитовая) формаций, тесно связанных с активизацией Анкавано-Сюникского разлома. Во вторую фазу в связи с развитием молодых продольных и поперечных разломов, интенсивным блоково-глыбовым воздыманием и «гранитизацией» субстрата формируется самостоятельная липаритовая и гранитовая формации.

Позднеорогенная стадия характеризуется дифференцированным блоково-глыбовым воздыманием, ликвидацией остаточных прогибов, возникновением горных цепей, межгорных и краевых впадин. В начальную подстадию, одновременно в пределах блоков с различной амплитудой вертикальных движений, последовательно формируются своеобразные эффузивно-субвулканические формации (трахилипаритовая, андезито-дацитовая, трахиандезитовая). Во вторую подстадию дифференцированные блоковые поднятия и опускания, оживление древних и возникновение новых продольных разломов приводят к формированию одновременно параллельных эффузивных формаций: липаритовая и андезито-базальтовая в полосе Анкавано-Сюникского разлома и оливин-базальтовая и андезит-дацитовая в зонах поперечных—Транскавказского и Ишхансарского поднятий.

6. Периодизация истории геотектонического развития и формационный анализ магматизма, позволяют отметить проявление, по-видимому, четырех типов магм: первичных — гипербазитовой и оливин-базальтовой, геосинклинально-орогенной-андезитовой и орогенной-гранитоидной, что связано с особенностями строения и развития земной коры на данном участке.

7. Пространственная и возрастная сопряженность интрузивных и эффузивных формаций, приуроченность их к одним и тем же тектоническим структурам в отдельные стадии развития указывают на возможность существования парагенитической связи между ними, не подразумевая при этом общности магматического очага и исходной магмы.

8. Наблюдается определенная пространственная и временная

связь магматических формаций с отчетливо волнообразным развитием с СЗ на ЮВ различных структурных элементов.

Анкавано-Сюникский долгоживущий разлом контролирует проявление андезитового ряда формаций, как в ранне- и позднеальпийскую, так и в ранне- и позднеорогенную стадии, а также в раннеорогенную габбро-монцонит-сиенитовую формацию.

С заложением Севано-Акеринского и Еревано-Вединского разломов тесно связано возникновение гипербазитовой, приоксенит-габброзой и спилит-диабазовой формаций.

9. Выявляется роль поперечных структур в возникновении и пространственном размещении оливин-базальтовой формации как в среднегеосинклинальную, так и в позднеорогенную стадии. В участках сочленения поперечных и продольных структур существенное развитие приобретают кислые и щелочные магматические формации. Орогенные эффузивные (липаритовая) и интрузивные (гранитовые) формации связаны с молодыми разноориентированными разломами в пределах интенсивно воздымающихся блоков.

Интрузивные формации собственно геосинклинального подэтапа приурочены к зоне центрального поднятия Севано-Ширакского синклинория и к брахиантиклинорным структурам Сомхето-Кафанской зоны и Цахкуняцкого блока и представляют собой своеобразные, длительно развивающиеся брахиантиклинории, контролирующие магматизм.

10. Устанавливается достаточно отчетливая связь интрузивных формаций с фазами складчатости. Интрузивные формации возникают в связи с фазами складчатости, обуславливающими коренную перестройку в геотектоническом плане, т. е. инверсию геотектонического режима. Такими эпохами являлись предверхнеюрская, преднижнемеловая, предверхнеэоценовая, предолигоценовая и предсреднемиоценовая. В то же время предпалеогеновая фаза складчатости, не являясь инверсионной, характеризуется незначительным развитием плутонизма, особенно гранитоидного.

11. Направленный характер тектоно-магматического развития Антикавказа отчетливо проявляется в закономерном изменении химизма возникающих магматических формаций, как в течение отдельных стадий, так и при переходе от собственно геосинклинального этапа к орогенному. Это выражается в смене известково-щелочных (с пониженной щелочностью) отчетливо натриевых ассоциаций раннеальпийской стадии известково-щелочными ассоциациями, повышенной (натриевой) щелочности среднеальпийской стадии, известково-щелочными ассоциациями нормальной щелочности позднеальпийской стадии, и далее орогенными щелочно-известковыми (с повышенной щелочностью) существенно калиевыми ассоциациями с возрастанием роли редкометальной геохимической и металлогенической специализации. Общей особенностью геосинклинальных и орогенных формаций является их повышенная глиноземистость и известковистость.

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ, Գ. Ս. ԲԱՂԳԱՏԱՐՅԱՆ, Գ. Ս. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ,
Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ, Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ա. Խ. ՄԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ԳԵՈՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԵՎ ՄԱԿՄԱՏԻԿ ԳՈՐԾՈՒՆԵՈՒԹՅԱՆ
ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԷՏԱՊՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Անտիկոլկասի տեկտոնամագմատիկ պատմության զարգացումը ստորաբաժանվում է երեք էտապի՝ Բայկալյան-Կալեդոնյան (?), Վարիսցյան և Ալպիական: Առաջին երկու էտապների մագմատիզմը շատ սահմանափակ է և դեռևս չի ստացվել իր միանշանակ վերծանումը: Ալպիական էտապը զարգացման որակապես նոր ֆազ է, որը բնորոշվում է բուն տեկտոնական ակտիվությամբ, նստվածքային հատվածքների կուտակման բազմազան պայմաններով, հոր մագմատիզմով և էնդոգեն հանքայնացմամբ:

Առանձնացվում են գեոտեկտոնական զարգացման բուն գեոսինկլինալային ($I_1 - Pg_2^3$), և օրոգենիկ ($Pg_2^3 - Q$) ենթաէտապներ: էֆուզիվ և ինտրուզիվ ֆորմացիաների տիպերի և առանձին ստրուկտուրային էլեմենտների զարգացման միջև նկատվում է որոշակի ուղղվածություն և փոփոխարձ պայմանավորվածություն (աղյուսակ 1):

Հաստատվում է մագմատիզմի տարածական, ժամանակային կապը ուսիռնայ բեկվածքների, լայնակի ստրուկտուրաների, ծալքավորման ֆազերի և այլ գործոնների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.
3. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
4. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
5. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
6. Аракелян Р. А. Палеозой. «Геология Армянской ССР, т. II. Стратиграфия». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
7. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
8. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
9. Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
10. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». Изд. «Наука», 1966.
11. Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. В сб.

Этапы	Подэтапы	Стадии и подэтапы	Типы и наименование структур	Тектонический режим	Формации			Абсолютный возраст формаций в млн. лет		
					осадочные и вулканогенно-осадочные	эффузивные	интрузивные			
Орогенный (Pg ₃ ³ -Q)	Позднеорогенная (N ₁ ³ -Q)	Pg ₃ ³ -Q	Антикавказское дифференцированное геосинклинальное поднятие	Среднеараксинская, Ширакская, Воротанская, Селанская наложенные впадины	Дифференцированные блоковые поднятия и опускания, оживление древних разломов, возникновение новых поперечных разломов (N ₂ ³ -Q)	Диатомитовая и др. пресноводно-озерные, алялувиально-пролювиальные, ледниковая	В полосе Анкаван-Сюникского глубинного разлома Андезит-дацитовая Липаритовая	В зоне Транскавказского поперечного поднятия Андезито-базальтовая		
					Дифференцированные блоковые поднятия (N ₁ ¹⁻²) Предтектоническая фаза складчатости интенсивное поднятие Общее опускание палеопланиция гарматская ингрессия (N ₂ ²⁻³) Интенсивное воздымание Антикавказа начало заложения Среднеараксинской впадины (Pg ₃ ³ -N ₁ ¹)	Пролувиально-вулканоогенная (N ₁ ¹⁻²) Терригенная и солесодержащая (N ₁ ²⁻³) Угленосно-молассовая (Pg ₃ ³ -N ₁ ¹) Пестроцветная молассовая (Pg ₃ ²⁻³)	Трахиандезитовая Андезит-дацитовая Трахилипаритовая	Субвулканическая гранитовая	4-5 7-10 12,5 20-24 23-25	Айодзор-Ордубадский синклинорий
					Памбакский, Лорский и др. остаточные прогибы	Терригенная-раннемолассовая (Pg ₃ ¹⁻²) Вулканогенно-обломочная и терригенная (Pg ₃ ³)	Трахиандезитовая Андезитовая	Снепитовая Габбро-мошонит-снепитовая	35-38 36-38 37-39 36-39	Памбакская синклиналь Севаоп-Ширакский и Айодзор-Ордубадский синкл.
геосинклинальный (J-Pg ₂ ²)	Поздосинклинальная (Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ²)	Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ²	Сомхето-Карабахское, Анкаван-Зангезурское, Арагинское? антиклинальные поднятия	Прикуринский, Севано-Акеринский, Ервандо-Ведикский, Айодзорский наложенные прогибы	Геосинклинальное воздымание и складчатость (предверхнеэоценовая)	Терригенно-флишевая (Pg ₂ ²)	Липаритовая Андезитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая Габбро-диоритовая	40-46 46-48 48-50 49-55	Севано-Ширакский синклинорий
					Интенсивное прогибание (Pg ₂ ²)	Известняковая (Pg ₂ ¹) Терригенно-флишевая (Pg ₁ ¹)				
					Начало прогибания (Pg ₁ ¹ -Pg ₂ ¹)	Терригенно-флишевая (данний) Карбонатная (кампан-маастрихт) Вулканогенно-обломочная (коньяк-сантон) Карбонатно-терригенная (верхний турон) Терригенно-глаукогитовая (альб-сеноман)	Липаритовая Базальт-андезитовая Спилит-диабазовая	Мигматит-гранитовая Габбро-диоритовая Габбро-диабазовая Пироксенит-габбровая Гипербазитовая	82-94 73-80 80-95 Севано-Акеринский прогиб Офиолитовый пояс Антикавказа	
Сообщственно	Раннесинклинальная (J-Cr ₁)	J ₁ -Cr ₁	Армянская геосинклиналь	Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб	Геосинклинальное воздымание (непком)	Карбонатная (баррем) Вулканогенно-обломочная (келловей-валяжин)	Липаритовая Андезит-дацитовая	Диоритовая	114-115 127-109 132-136	Кафанский антикл. Цахкуняцкий антикл. Алавердский антикл.
					Дифференцированное прогибание (J ₂)					
					Геосинклинальное воздымание (предкелловейская фаза, бат)	Максимальное интенсивное прогибание (байос) Начало геосинклинального прогибания (J ₁)	Плагнолипаритовая Андезитовая	Плагногранитовая	144-146 149-169 162-165 154-166	Шамшадинский антикл. Цахкуняцкий антикл. Алавердский антикл. Сомхето-Кафанский антикл.
Варисийский (D-T)	Поздневарисийский (D-C ₁)	D-C ₁	Закавказское поднятие	Приараксинский прогиб	Слабо дифференцированные, субплатформенного типа прогибы и поднятия	Угленосно-молассовая (T ₂) Известняковая (P-T ₂) Терригенно-фосфоритовая (C ₁ -C ₁) Известняковая (D ₂) Терригенная (D ₁)	Андезитовая			
					Геосинклинальный	Метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы, представленные актинолитовыми, хлоритовыми, кварц-слюдистыми и др. сланцами с пачками и прослоями рассланцованных диабазов, андезитов, мраморов и доломитов.	Гранитоиды? Габброиды Анопериотиты	151-108 160-184 190 160-214 278 р-н с. Сварани 233-297	Паракар-Енгиджа* Арзакан-Апаран р. Асрик Севанский др. р-н с. Сварани р. Ахум	

* Указан возраст последнего метаморфизма по данным К-Аг метода.

- «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.
12. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, Ереван, 1963.
 13. Бархатов Б. П. Палеозойская история и северная граница альпийского складчатого пояса юга СССР. Вестник ЛГУ, № 24, 1966.
 14. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
 15. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
 16. Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
 17. Габриелян А. А. Магматизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1964.
 18. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван 1964.
 19. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. «Геотектоника», № 4, 1966.
 20. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1966.
 21. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, №№ 3, 4, 5, 1965.
 22. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В сб. «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 23. Джрбашян Р. Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. В сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
 24. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
 25. Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. кандид. дисс., Москва, 1962.
 26. Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов. В сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
 27. Казарян Г. А., Куюнджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
 28. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1963.
 29. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд. «Наука», 1966.
 30. Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд. «Наука», 1966.
 31. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. «Геотектоника», № 3, 1966.
 32. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. ЗВМО, 2-ая серия, ч. 69, вып. 2—3. Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
 33. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

34. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
35. Леонтьев Л. Н., Ханн В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. IXV, № 1, 1949.
36. Леонтьев Л. Н., Ханн В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
37. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
38. Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
39. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
40. Меликян Л. С. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
41. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
42. Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, М., 1963.
43. Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966.
44. Мкртчян К. А. О фазах эвгеосинклинального магматизма. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1964.
45. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
46. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. кандид. дисс., Ереван, 1964.
47. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1967.
48. Остроумова А. С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. В сб. «Щелочные вулканические формации складчатых областей». Изд. «Недра», Л., 1967.
49. Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
50. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
51. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, 1959.
52. Сарксян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Изд. «Митк», Ереван, 1966.
53. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амарийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
54. Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд. «Наука», М., 1966.
55. Туманян Г. А. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
56. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского

- плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
57. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки и Земле, № 6, 1966.
 58. Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. В сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
 59. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценового-постплиоценового) вулканизма Армении. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
 60. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.
 61. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
 62. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. БМОИП, отд. геол., № 5, 1965.