

А. А. ГАБРИЕЛЯН
О. А. САРКИСЯН
Г. П. СИМОНЯН

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА
АРМЯНСКОЙ ССР**




А. А. ГАБРИЕЛЯН, О. А. САРКИСЯН,
Г. П. СИМОНЯН

СЕЙСМОТЕКТОНИКА
АРМЯНСКОЙ ССР

3615

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ЕРЕВАН—1981



Редактор: член корр. АН Арм. ССР, проф. А. А. Габриелян

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук И. Е. Губин

доктор геол.-мин. наук Г. П. Горшков

канд. тех. наук С. А. Пирузян

Габриелян, А. А. и др.

Г121 Сеймотектоника Армянской ССР/А. А. Габриелян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян; Ред. А. А. Габриелян.— Ер.: Изд-во Ереван. ун-та, 1980.— 284 с., рис., карты.

Монография посвящена тектонике и сейсмичности территории Армении и сопредельных частей Кавказа—Анатолии и Ирана. Дается описание главнейших тектонических структур Армении и общая характеристика тектоники Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийского геосинклинального складчатого пояса юга Евразии. Составлена новая схема сейсмического районирования территории республики, что имеет важное практическое значение для антисейсмического строительства.

Рассчитана на геологов и геофизиков, а также студентов-геологов в качестве учебного пособия.

Г 1904030000-15
704 (02) 81—35—80

551.42(с43)
ББК 26-21(2Ар)

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение—одна из форм проявления новейших и современных тектонических движений, вызванных периодической активизацией эндогенных процессов, происходящих в нижних слоях земной коры и верхней мантии. Вместе с тем, это одно из грозных и катастрофических явлений природы, причиняющих огромный материальный ущерб народному хозяйству, за секунды и минуты уничтожая целые города и веками созданные культурные ценности, промышленные и сельскохозяйственные объекты. Вот почему в современных сложных условиях цивилизации требуется пристальное внимание к проявлениям активности земной коры—землетрясениям.

Предотвратить подобные явления природы пока невозможно, однако вызываемые ими бедствия в значительной степени могут быть уменьшены при заблаговременном предупреждении населения.

Отсюда следует, какое важное практическое значение имеет поставленная перед наукой проблема прогнозирования времени, места и силы возникновения землетрясений для сейсмостойкого строительства городов и других промышленных и сельскохозяйственных объектов.

В настоящее время большой интерес к этой проблеме проявляют правительства различных стран и международные организации (ЮНЕСКО). Особенно это выявилося после ряда катастрофических землетрясений, происшедших в Марокко и Чили в 1960 г., в Иране в 1962 г., в Югославии (Скоп-ле) в 1963 г., в Японии в 1964 г., на Аляске в 1966 г., в СССР (Ташкенте) в 1966 г.

В Японии и США созданы специальные комиссии по прогнозу землетрясений и разработаны общенациональные программы совместных исследований.

После катастрофического землетрясения, происшедшего в 1948 г. в предгорьях Копет-дага (Ашхабад), сильно вырос интерес к этой проблеме и в СССР. Под руководством акад. Г. А. Гамбурцева была создана развернутая программа геолого-геофизических поисков предвестников землетрясений в СССР, 20% территории которого являются сейсмоопасными. Здесь проживает около 50 миллионов человек, расположены

сотни городов, среди которых 9 столиц союзных республик (в том числе и Ереван).

Наука в настоящее время еще не располагает методами прогнозирования времени возникновения землетрясений и потому их невозможно предотвратить. Однако, геолого-геофизическими, сейсмологическими и инженерно-сейсмологическими комплексными исследованиями можно с значительной точностью определить место и силу землетрясений, могущих возникнуть в отдельных районах. А это, разумеется, имеет огромное практическое значение для научно-обоснованного географического размещения городов, промышленных и сельскохозяйственных предприятий, перспективного планирования и экономически обоснованного ведения сейсмостойкого строительства.

Карта распространения эпицентров землетрясений на поверхности земли выявляет три глобальных сейсмически активных пояса: 1. Циркум-Тихоокеанский (самый большой пояс), 2. Пояс рифтовых зон, океанических и континентальных (Восточно-Африканская, Кордильерская и Саяно-Байкальская), 3. Альпийско-Гималайский орогенный пояс.

Эти пояса, в общем, соответствуют границам крупных, глобальных жестких плит литосферы, существование которых предполагается новой, в настоящее время широко распространенной гипотезой «тектоника плит».

Территория Армении расположена в третьем из указанных сейсмоактивных поясов—в альпийской эпигеосинклинальной орогенической зоне юга Евразии, где интенсивные тектонические (преимущественно горообразовательные) движения продолжаются и в настоящую геологическую эпоху. На ее территории в исторический период неоднократно происходили разрушительные землетрясения (Арагат—1840 г., Двин—893 г., Гарни—1679 г., Ленинакан—1926 г., Зангезур—1931, 1968 гг. и др.), которые причинили огромный материальный ущерб народному хозяйству и стоили жизни сотням и тысячам людей.

Поэтому сейсмологические и сейсмо-геологические исследования всегда были в центре внимания соответствующих научно-исследовательских учреждений нашей республики. Научный интерес к этой проблеме особенно усилился после Зангезурского землетрясения 1968 г. и с принятием решения Совета Министров Армянской ССР о необходимости проведения на территории республики комплексных научно-исследовательских работ по проблеме «Изыскания методов прогноза землетрясений и их воздействие на сооружения».

К решению этой важнейшей проблемы были привлечены Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР (ИГИС), Институт геологических наук АН Арм. ССР, Ереванский государственный университет (ЕГУ), Управле-

ние геологии СМ Арм. ССР, Ереванский политехнический институт, Институт физики Земли АН СССР (ИФЗ) и другие республиканские и центральные Всесоюзные научно-исследовательские учреждения.

Координирующей и ведущей организацией по разработке указанной проблемы является ИГИС АН Арм. ССР.

Была составлена программа комплексных геологических, геофизических, геодезических, сейсмологических и инженерно-сейсмологических научно-исследовательских работ по упомянутой проблеме, при этом общее научное руководство, а также руководство геофизической, сейсмологической и инженерно-сейсмологической частями проблемы осуществлялось ИГИСом, а руководство геологической частью исследований—кафедрой исторической и региональной геологии ЕГУ.

Основной задачей геологических исследований явилось составление серии геолого-тектонических и сеймотектонических карт, которые служат основой для составления карты сейсмического районирования. Карта сейсмического районирования является обязательным нормативным документом для всех строительных организаций и определяет мероприятия по сейсмостойкому строительству. С этой целью в период 1969—1975 гг. в различных районах Армении (Зангезур—1969—71 гг., Айоцзор—басс. р. Веди—1972, Центральная Армения—1973, Северная Армения—1974-75 гг.) были проведены специальные геологические исследования. В результате этих работ получены новые геологические данные, которые позволили уточнить существующие геологические и тектонические карты и более подробно охарактеризовать новейшие тектонические движения, разломы, особенно глубинные, «ныне живущие», которые в основном и контролируют сейсмичность, а также палеосейсмодислокации.

В настоящей работе подытожены результаты первого этапа исследований по указанной проблеме и намечен план дальнейших, более детальных сейсмогеологических работ в сейсмоопасных районах республики.

В полевых исследованиях принимали участие А. А. Габриелян, О. А. Саркисян и Г. П. Симонян (за указанный период), а также Р. Торосян (1971—72 гг.), Э. В. Ананян, А. В. Варданян (1969—70 гг.), Э. Х. Харазян (1970—1973 гг.). Собранная большая коллекция фауны обрабатывалась А. А. Габриеляном, С. М. Григорян (конхилиофауна, нуммулиты), Е. В. Мамонтовой (мелкие фораминиферы), С. Е. Разовской (фузулиниды), Т. Г. Ильиной (кораллы), М. С. Абрамян (брахиоподы), а образцы горных пород—Э. Х. Харазяном, Р. А. Хоренян.

Текст монографии написан А. А. Габриеляном, О. А. Саркисяном и Г. П. Симоняном, а общее руководство научно-исследовательскими работами по данной теме и редактирование работы осуществлено А. А. Габриеляном. К работе при-

ложены следующие карты: Тектоническая карта и геолого-тектонические профили к ней, Карта новейшей тектоники, Карта новейших движений, Карта градиентов новейших тектонических движений, Карта разломов, Сеймотектоническая карта, Карта четвертичных движений, а также сводные стратиграфические разрезы Армянской ССР, Тектоническая схема Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента и Карта сейсморайонирования.

Составлены также серия палеотектонических карт по наиболее важным, переломным этапам геотектонического развития территории Армянской ССР и прилегающих частей Антикавказа и схема сейсмоактивных разломов Армении и сопредельных частей Кавказа, Анатолии и Ирана.

Авторы признательны рецензентам—И. Е. Губину, Г. П. Горшкову и С. А. Пирузяну за замечания и пожелания, которые были учтены при подготовке данного труда к опубликованию.

СВОДНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Верхний протерозой

Древнейшими образованиями на территории Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа являются породы байкальского комплекса, фрагментарно обнажающиеся в ядрах альпийских антиклинорных структур (Цахкуняцкий, Локский, Храмский, Шамшадинский). Байкальский комплекс представлен интенсивно дислоцированными мигматитами, гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, филлитами и метавулканитами, пронизанными интрузиями от ультраосновного до кислого состава.

Раньше к этому комплексу относились также метаморфизованные породы Базумского, Севанского хребтов и Южного Зангезура, однако последующие детальные исследования указывают на их более молодой—мезозойский возраст.

Наиболее полный разрез отложений байкальского комплекса обнажается на Цахкуняцком антиклинории, где и разработана схема их стратиграфического расчленения. Однако плохая обнаженность пород метаморфического комплекса, их сложное внутреннее строение, перемятость и гофрировка, а также отсутствие ископаемых остатков и широкое развитие разломов значительно затрудняют его стратиграфическое расчленение. Существующие стратиграфические схемы этого комплекса (К. Н. Паффенгольц, 1948; Р. А. Аракелян, 1957; А. Т. Асланян, 1958; А. Е. Назарян, 1964; В. А. Агамаян, 1970) значительно отличаются друг от друга; имеются крайне различные точки зрения о возрасте комплекса в целом и об отдельных его свитах (верхний протерозой, эполеозой, мезозой).

В последние годы детальным изучением геологии и петрологии метаморфического комплекса юго-восточной части Цахкуняцкого антиклинория занимался В. А. Агамаян (1970). В разрезе метаморфического комплекса им выделяются две разновозрастные серии: нижняя—полиметаморфическая гнейсово-кристаллосланцевая (1200 м) и верхняя—зеленосланцевая (1800—2000 м). Между двумя сериями наблюдается резкое стратиграфическое и тектоническое (угловое и азимутальное) несогласие.

Учитывая весь имеющийся материал по составу и возрасту рассматриваемых отложений, можно прийти к выводу, что основные вопросы стратиграфии метаморфического

комплекса разработаны недостаточно, прямые возрастные критерии отсутствуют. Подавляющее большинство исследователей (К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Р. А. Аракелян, А. Е. Назарян, В. А. Агамаян и др.), исходя из региональных литологических сопоставлений, возраст метаморфической серии относят к верхнему протерозою—нижнему палеозою. Опорными пунктами для этих сопоставлений являются Дзирульский, Храмский, Локский массивы и Главный Кавказский хребет. Метаморфические сланцы Цахкуняцкого антиклинория по составу и степени метаморфизма обнаруживают значительное сходство со сланцами вышеуказанных массивов. При сопоставлении этих разрезов бросается в глаза также и то, что в Арзаканском районе взаимоотношение метаморфических пород и размещенных в них интрузий почти то же самое, что и в Дзирульском массиве.

Включение в состав метаморфического комплекса Цахкуняцкого антиклинория апаранской вулканогенной свиты (К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян, А. Е. Назарян) не подтверждается фактическим материалом. Породы этой свиты слабо изменены, порою почти не изменены и по возрасту скорее всего соответствуют нижнему мелу, о чем более детально будет сказано ниже при описании нижнемелового разреза.

Метаморфические сланцы (хлоритово-мусковитовые, кварцево-хлоритово-серицитовые и глинисто-графитизированные) небольшой мощности (200 м) узкой полосой обнажаются в центральной части Шамшадинского антиклинория в ядре Ахумской антиклинали. Они являются аналогами древних пород Локского, Храмского массивов и Асрикчайской структуры, расположенных в единой Сомхето-Кафанской зоне. Двуслюдяные гранатовые и кварц-гранатово-ставролитовые двуслюдяные сланцы вскрыты буровой скважиной в северо-восточной части Приараксинской межгорной впадины (Тазагюхское поднятие) на глубине 500 м под отложениями эоцена.

Верхний палеозой

Разрез палеозоя на территории Армянской ССР начинается с верхнего девона (рис. 1). Выходы достоверных ниже-среднедевонских отложений известны в непосредственной близости от границы республики на территории Нахичеванской АССР. Фаунистически охарактеризованные отложения палеозоя древнее девона в рассматриваемом регионе не установлены. Отложения верхнего палеозоя имеют значительное развитие в Еревано-Ордубадской многоэпиклиналиной складчатой подзоне. Более мелкие выходы их известны в вос-

точной части Среднеараксинской межгорной впадины и в Южном Зангезуре. Средне- и верхнекаменноугольные отложения повсеместно отсутствуют, а пермские образования тесно связаны с перекрывающими их однотипными фациями триаса.

Верхнепалеозойский герцинский комплекс представлен морскими субплатформенными формациями, которые по составу и строению обнаруживают большое сходство с формациями чехла молодых эпийбайкальских платформ.

Стратиграфия палеозоя Армении наиболее подробно освещена в работах К. Н. Паффенгольца (1948), А. А. Габриеляна (1945), Р. А. Ржонсницкой (1948), А. Т. Асланяна (1958), Р. А. Аракеляна (1964, 1970).

Верхний девон. Отложения верхнего девона слагают ядро антиклиналей в Еревано-Ордубадской подзоне (Урцская, Кадрлинская, Чанахчинская (Советашенская), Эрличская, Амагу-Гнишикская, Аргичийская антиклинали), в Среднеараксинской впадине (Хорвирабская антиклиналь) и в Южном Зангезуре (Гехинская и Шишкертская антиклинали). Они представлены песчаниками, кварцитами, глинами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, а также известняками общей мощностью до 1100—1150 м. Наибольшим развитием пользуются песчано-глинистые породы. В отложениях верхнего девона ограниченное развитие имеют фосфориты и фосфоритизированные породы (зернистые, желваковые, пластовые).

В разрезе верхнего девона Р. А. Аракеляном (1964) установлены фаунистически (кораллы, брахиоподы) хорошо охарактеризованные отложения фаменского и франского ярусов, связанные между собой постепенными переходами.

Нижний карбон. Отложения нижнего карбона развиты в основном в тех же структурах, где и верхнедевонские (Урцская, Сарипапская, Хорвирабская, Кадрлинская, Чанахчинская, Аргичинская антиклинали) и связаны с ними постепенными переходами. Мощность их достигает 700 м.

В составе нижнего карбона выделены отложения турнейского (включая этренские слои) и визейского ярусов.

Турнейский ярус представлен органогенно-обломочными, глинистыми известняками, кварцитами, глинистыми сланцами и песчаниками с обильной брахиоподовой и коралловой фауной. Мощность их достигает 450 м. По данным Р. А. Аракеляна (1964), турнейский ярус расчленяется на два подъяруса: нижнетурнейский и верхнетурнейский. В пределах Урцской антиклинали в основании нижнетурнейского разреза М. С. Абрамян выделены этренские слои со смешанным (девон-карбон) комплексом ископаемой фауны.

Отложения визейского яруса имеют более ограниченное развитие в пределах Аргичинской, Кадрлинской и Сарипапской антиклиналей. Большей частью они представлены од-

нообразными тонкозернистыми и органогенно-обломочными известняками, за исключением аргичинского разреза, где в их составе большое место занимают кварцевые песчаники и кварциты. Мощность отложений визейского яруса достигает 200 м. Они характеризуются кораллово-фрамминиферовым комплексом фауны (Аракелян, 1964, 1970). Отложения нижнего карбона согласно налегают на однотипные породы верхнего девона и совместно с ними слагают единую карбонатно-терригенную формацию.

Пермь. Отложения перми развиты в пределах Еревано-Ордубадской миогеосинклинально-складчатой подзоны и в Зангезуре. Среди палеозойских отложений они пользуются наиболее широким развитием и представлены довольно разнообразной толщей преимущественно мелкозернистых известняков, которые включают прослой битуминозных сланцев. Ограниченное распространение имеют органогенные известняки (фузулиновые, кораллово-полидетритовые, пелеципо-до-полидетритовые). Мощность разреза достигает 700—750 м. Рассматриваемые отложения составляют ядра и крылья Кадрлинской, Мармарасарской, Урцской, Чанахчинской, Мегрисарской, Амагу-Гнишикской и Хачикской антиклиналей.

Пермская система представлена своими двумя отделами. Нижнепермские отложения имеют более широкое развитие и приурочены в основном к ядрам антиклиналей Урц-Айоцдзорского антиклинория. Выходы верхне-пермских отложений тяготеют к более северо-восточным структурам (Мармарасарская, Чанахчинская, Мегрисарская, Гнишикская, Хачикская антиклинали). Они известны также во всех тех структурах, где развиты нижнетриасовые отложения. Мощность их составляет 150—350 м. Пермские отложения хорошо охарактеризованы ископаемой фауной (фузулиниды, кораллы, пелециподы) (Аракелян, 1964, 1970).

Пермские известняки с остатками кораллов в последние годы обнаружены в Зангезуре в басс. р. Гехи и Вохчи. Плохая сохранность ископаемых остатков не позволяет произвести более детальное расчленение этого разреза.

Мезозой

Триас. Отложения триаса имеют ограниченное развитие исключительно в Еревано-Ордубадской подзоне. Выходы их сосредоточены на двух участках: в бассейне среднего-верхнего течения р. Веди и в районе Айоцдзорского хребта. В последние годы более детальные палеонтолого-стратиграфические исследования на участках развития триасовых отложений проводились К. О. Ростовцевым и Н. Р. Азаряном (1970).

Наиболее полные разрезы, где установлено наличие всех трех отделов триаса, имеются в пределах Джерманисской

(басс. р. Веди) и Хачикской (Айоцдзорский хребет) антиклиналей. Нижний и средний триас согласно подстилаются однотипными карбонатными отложениями перми и совместно с ними слагают единую карбонатную формацию. Верхний триас представлен двумя фаціальными группами пород: угленоснотерригенной (Джерманисская антиклиналь) и карбонатной (Хачикская антиклиналь).

Фаунистически хорошо охарактеризованы отложения нижнего триаса, выходы которых приурочены к Джерманисской, Мармарасарской, Чанахчинской, Мегрисарской и Хачикской антиклинальных структур. В нижней части разреза преобладают органогенно-детритовые, а в верхней части—микрозернистые известняки общей мощностью до 230—250 м. В разрезе нижнего триаса Н. Р. Азаряном и К. О. Ростовцевым установлены отложения индского и оленекского ярусов.

Отложения среднего триаса пространственно приурочены к участкам развития нижнего триаса, где нижнетриасовые отложения выше по разрезу согласно сменяются пелитоморфными, частью доломитизированными известняками с прослоями аргиллитов общей мощностью до 250—300 м. Фауна в этих отложениях встречается крайне редко. Возраст их определяется по стратиграфическому положению. В районе сс. Джерманис они согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями карнийского яруса.

Отложения верхнего триаса распространены крайне ограничено. Выходы их известны в верховьях р. Веди в окрестностях с. Джерманис, в ядре брахиантиклинальной складки и в осевой части Айоцдзорского хребта у сел. Хачик. Джерманисский разрез сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями каменного угля (Джерманисское месторождение) мощностью до 500—700 м и охватывает карнийский и норийский ярусы. Список фауны из указанных отложений приводится в работе Р. А. Аракеляна (1964) и Н. Р. Азаряна (1970). В пределах Айоцдзорского хребта разрез верхнего триаса сложен доломитизированными известняками и доломитами мощностью 400—600 м.

Юра. Юрские отложения на территории Армянской ССР имеют широкое распространение. Основной областью их развития является Сомхето-Кафанский структурный комплекс (область раннеальпийской складчатости), где ими сложены все антиклинорные структуры (Алавердский, Шамшадинский, Кафанский). Здесь разрез юры более полный, она представлена почти всеми своими ярусами. При этом нижняя юра сложена морскими терригенными, средняя юра (имеет наиболее широкое развитие)—вулканогенными и вулканогенно-осадочными, а верхняя юра—в основном карбонатно-терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В раз-

резе юры значительное место занимают интрузивные и субэффузивные породы.

Другой областью развития юрских отложений является Еревано-Ордубадская подзона, где они занимают небольшие участки в осевой части Айоцдзорского хребта и выражены исключительно в морских осадочных фациях небольшой мощности.

Стратиграфические исследования в районах развития юрских отложений проводились многими геологами, но наиболее ценными являются работы Л. Н. Леонтьева, А. Т. Асланяна (1958), Н. Р. Азаряна (1964, 1970), В. Т. Акопяна (1963), Г. А. Чубаряна, Г. А. Туманяна.

Нижняя юра—нижний аален. Отложения нижней юры и нижнего аалена слагают единую толщу, которая имеет ограниченное развитие на северном склоне Мургузского хребта в верховьях р. Ахум. Разрез толщи начинается базальными конгломератами, сменяющимися сверху песчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами общей мощностью до 500 м. Толща эта подстилается метаморфическими сланцами верхнего протерозоя и несогласно перекрывается вулканогенными образованиями байоса. Отложения нижней юры—нижнего аалена обнажаются также в пределах Локского массива. Здесь метаморфические сланцы и гранитоиды байкальского комплекса трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами (150 м), выше которых залегают глинистые сланцы мощностью до 400 м. В отложениях нижней юры—нижнего аалена на территории Арм. ССР фауна не обнаружена. Возраст их устанавливается на основании сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями соседних участков Азербайджана (басс. р. Асрик-чай) и Грузии (Локский массив) (Азарян, 1964).

Средняя юра. Среднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования широко развиты в ядрах крупных антиклинорных структур Сомхето-Кафанского тектонического комплекса. Общая мощность их достигает 3000—3500 м. В разрезе средней юры установлены фаунистически охарактеризованные отложения верхнего байоса и нижнего бата. Нижняя часть байосского разреза фаунистически не охарактеризована. Наиболее полными разрезами характеризуются Алавердский и Шамшадинский антиклинории.

В Еревано-Ордубадской подзоне известны лишь осадочные отложения байоса, но они характеризуются относительной полнотой разреза.

В Алавердском, Шамшадинском и Кафанском антиклинориях разрезы байосских образований в основном идентичны. В Алавердском и Шамшадинском антиклинориях они начинаются мощной (до 2000 м) толщей различных порфиров и их пирокластолитов (нижняя вулканогенная толща по К. Н. Паффенгольцу). В Кафанском антиклинории тол-

ща представлена эпидотизированными порфиритами, местами брекчиевидными и туфобрекчиями мощностью 500 м, которые обнажаются на обоих склонах ущелья р. Вохчи в окрестностях гор. Кафана. По данным Г. А. Туманяна и др. (1975), в Алавердском антиклинории рассматриваемая толща, вскрытая буровой скважиной в ущелье р. Карахан, по составу сходна с образованиями спилито-диабазовой формации и представлена различными порфиритами, андезитодацитовыми и дацитовыми порфирами, спилитами с пачкой измененных и раздробленных песчаников и туфопесчаников. В породах описанной толщи палеонтологические остатки не обнаружены. Возраст ее, на основании стратиграфического положения, относится к нижнему байосу (несогласно подстилается отложениями нижнего аалена, перекрывается фаунистически охарактеризованным верхним байосом) (Азарян, 1964, 1970).

Верхнебайосский разрез Сомхето-Кафанского тектонического комплекса сложен в основном кварцевыми плагиопорфирами, их пирокластолитами (свита кварцевых плагиопорфиров), сменяющимися сверху различными порфиритами, кератофирами, агломератами, туфами, туфобрекчиями, туфпесчаниками, общей мощностью до 600 м. Свита кварцевых плагиопорфиров в Шамшадинском и Кафанском антиклинориях имеет более широкое развитие. Здесь кварцевые плагиопорфиры нередко фациально замещаются кварцевыми и плагиоклазовыми порфиритами. Относительно ограниченное развитие указанная свита имеет в ядре Алавердского антиклинория, в основном в районе Ахтальского месторождения. Подошва свиты здесь не обнажается, однако в пробуренных скважинах, ниже кварцевых плагиопорфиров появляются плагиоклазовые порфириты нижнего байоса. Некоторые исследователи кварцевые плагиопорфиры названного района относят к субинтрузивным образованиям. Большинство исследователей возраст свиты кварцевых плагиопорфиров на основании стратиграфического положения и палеонтологических данных относят к верхнему байосу.

Выше по разрезу образования описанной свиты согласно сменяются порфиритами, их туфобрекчиями с прослоями туфитов и туфопесчаников с редкими остатками фауны. Еще выше залегают кератофиры и их пирокластолиты с пачками и прослоями туфов и туфопесчаников с остатками аммонитов. Все эти образования Н. Р. Азаряном (1964) объединяются в состав алаверди-шамлугской свиты (мощностью до 1200 м), которая венчает разрез вулканогенно-осадочных образований верхнего байоса. Названная свита, залегающая над свитой кварцевых плагиопорфиров, наиболее хорошо выражена в Алавердском антиклинории. В Шамшадинском районе свита кварцевых плагиопорфиров местами согласно покрывается небольшими потоками порфиритов (данные А. Т.

Асланяна). В Кафанском антиклинории кварцевые плагио-порфиры трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными породами верхнего оксфорда-кимериджа. В целом, вулканогенно-осадочные образования верхнего байоса охарактеризованы пелециподовой и аммонитовой фауной (Азарян, 1964).

В Еревано-Ордубадской подзоне небольшие выходы байосских отложений известны в Айоцдзорском антиклинории у сел. Хндзурот. Они представлены морскими, фаунистически хорошо охарактеризованными песчано-глинистыми и карбонатными отложениями мощностью 150—200 м (Азарян, 1964).

Отложения батского яруса в Сомхето-Кафанском тектоническом комплексе по сравнению с байосскими имеют ограниченное распространение и частично представлены континентальными отложениями, так как в геосинклинальных прогибах этой зоны на границе байоса и бата имела место инверсия и поднятие их центральных частей, наиболее интенсивно в Кафанском прогибе. Батские образования развиты преимущественно в Алавердском антиклинории, в основном в его северо-западной периклинальной части (басс. р. Лалвар и г. Шахтах) и в междуречье рр. Дебед и Агстев. В последние годы они обнаружены и в Шамшадинском и Кафанском антиклинориях.

В Алавердском антиклинории более полный и мощный разрез батских отложений имеется в междуречье Дебед и Агстев (басс. рек Аксибара и Карахан). Здесь, по данным Н. Р. Азаряна (1964), над кошабердской свитой верхнего байоса согласно залегают туфопесчаники, туфобрекчии, глинистые сланцы, аркозовые песчаники и туфы мощностью 100—150 м с остатками двустворчатых и аммонитов. Выше следует толща перемежающихся туфобрекчий, туфопесчаников, аркозовых и глинистых песчаников с потоками порфиритов мощностью 400 м. Разрез венчается покровом дацитовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов (300 м). В Иджеванском синклинории батский разрез сложен песчаниками и алевролитами с прослоями углей и углистых сланцев. В Шамшадинском антиклинории фаунистически охарактеризованные нижебатские песчано-глинистые отложения мощностью до 450 м распространены в районе сс. Чоратан и Чинари (Асланян, 1958). В Кафанском антиклинории нижебатские терригенно-карбонатные породы Н. Р. Азаряном (1978) установлены в ущелье р. Каварт в составе барабатурмской свиты.

Верхняя юра. Образования верхней юры имеют широкое развитие в пределах Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, где они окаймляют крупные антиклинорные сооружения и частично заполняют синклинорные структуры. Разрез верхней юры представлен как морскими осадочными, так и вулканогенно-осадочными и вулканогенными

образованиями. В разрезе установлены фаунистически охарактеризованные отложения келловейского, оксфордского, кимериджского, титонского ярусов и титонского яруса—средневаланджинского подъяруса.

Небольшие выходы верхней юры (келловейский ярус) в последние годы обнаружены в Еревано-Ордубадской зоне в пределах Айоцзорского антиклинория (у сел. Хндзурут). Это немошные (20—25 м) известковистые песчаники, которые залегают над батскими отложениями и на территории Нах. АССР содержат келловейскую фауну.

Отложения келловейского яруса имеют довольно широкое развитие в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях (в основном на их северных крыльях) и по обоим крыльям Иджеванского синклинория. В Кафанском районе фаунистически охарактеризованные отложения келловей не известны. Келловей представлен в основном морскими конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, туфами, пачками и прослоями туфобрекчий, порфиринов и редко известняков, общей мощностью до 400—450 м. Эти отложения трансгрессивно, с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании налегают на батские и более древние образования.

В Алавердском антиклинории рассматриваемые отложения узкой полоской окаймляют выходы среднеюрских пород с северо-запада, северо-востока и юго-востока и выше по разрезу трансгрессивно перекрываются вулканогенной толщей оксфорда. Келловейский ярус в названном антиклинории охарактеризован богатой фауной двустворчатых, аммонитов, а также брахиопод, морских ежей (Азарян и др., 1970).

В Шамшадинском антиклинории, по данным А. Т. Асланяна (1958), келловейские отложения развиты в ущелье р. Ахум и в районе сс. Чоратан и Чинари. Здесь разрез келловей представлен гравелитами, песчаниками, песчаными и глинистыми сланцами, с прослоями известняков, мощностью 130—150 м.

Оксфорд-кимеридж. Образования оксфорда широко развиты в Сомхето-Кафанском комплексе, где они кольцеобразной полосой окаймляют антиклинорные структуры. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования оксфорда мощностью до 1000 м трансгрессивно, с угловым несогласием налегают на нижнесреднекелловейские отложения и местами выше по разрезу согласно сменяются кимериджскими. Более полный разрез оксфорда-кимериджа имеется в северо-западной части комплекса, где нижний оксфорд представлен преимущественно вулканогенными породами с линзами известняков, а верхний оксфорд (лузитан)—и кимеридж-карбонатными породами. Вулканогенно-осадочная толща нижнего оксфорда, окаймляющая со всех сторон Алавердский антиклинорий, сложена андезитами, андезито-

базальтовыми порфиридами, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, песчаниками. Карбонатные породы образуют небольшие прослои и линзы. В юго-восточной части антиклинория и примыкающих к нему участках Иджеванского синклинория в составе толщи значительное место занимают различные песчаники, туфопесчаники и известняки.

В районе Иджеванского хребта разрез нижнего оксфорда сложен андезитом-базальтами, андезитами и их пирокластолитами мощностью 350 м. Указанные отложения выше по разрезу согласно сменяются карбонатной толщей верхнего оксфорда (лузитана), которая имеет широкое развитие, в частности, в западной и юго-западной частях Иджеванского синклинория. Мощность толщи 400—450 м. Верхние горизонты рассматриваемого разреза в районе с. Енокаван, представленные песчанистыми известняками, условно относятся к кимериджу.

В Шамшадинском антиклинории оксфорд-кимериджские образования развиты в междуречье Агстев и Ахум. Они представлены оолитовыми известняками, которые трансгрессивно залегают на песчано-глинистых отложениях келловеев, а там, где они отсутствуют, на кварцевых плагиопорфирах верхнего байсса. Мощность свиты 100—220 м. Выше по разрезу следуют туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки мощностью 300 м, с остатками оксфордских аммонитов (Атабемян, 1954).

В Кафанском антиклинории нижний оксфорд отсутствует. Верхний оксфорд-кимеридж представлен мощной (до 1200 м) толщей туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, потоками порфиритов и линзами известняков, которая широкой полосой окаймляет выходы байсса на обоих крыльях антиклинория. В песчанистых известняках из нижней части разреза В. Т. Акоюном (1970) найдены остатки верхне-оксфордских брахиопод, иглокожих, двустворчатых моллюсков, редко головоногих. Выше согласно залегают фаунистически охарактеризованные известняки нижнего титона.

Титон — средний валанжин. Титон-средневаланжинские образования по В. Т. Акоюну (1970) имеют широкое развитие в пределах Кафанского антиклинория и совместно с вышеописанными оксфорд-кимериджскими отложениями слагают его крылья. Титон-средневаланжинский разрез (тапасар—кармракарская свита) сложен различными порфиридами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с линзами известняков (мощность до 1100 м). Из нижней части свиты В. Т. Акоюном (1963) собраны нижнетитонские гастроподы и рудисты, а в верхней части — валанжинские гастроподы. Породы описанной свиты выше по разрезу согласно перекрываются известняками верхнего валанжина-готерива.

Стратиграфические аналоги Тапасар-Кармракарской свиты, по данным В. Т. Акоюна, развиты на северном крыле

Шамшадинского антиклинория (в бассейнах рек Ахум и Та-вуш). Здесь разрез титона-среднего валанжина (артаминская свита—по В. П. Ренгартену, 1959) представлен потоками и покровами базальтов, различными порфиритами, туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками мощностью до 300—400 м. Артаминская свита фаунистически не охарактеризована. Возраст ее определяется на основании стратиграфического положения. Отложения свиты согласно залегают на породах оксфорда-кимериджа и выше по разрезу трансгрессивно покрываются отложениями сеномана.

Мел. На территории Армянской ССР меловые отложения пользуются широким распространением и представлены как нормально-осадочными терригенными и карбонатными, так и вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, развитыми во всех структурно-формационных зонах Армении. Однако, они характеризуются значительными изменениями в полноте разрезов, формационном составе и мощностях пород, а также в составе фауны.

36/5
Меловая система в пределах Арм. ССР представлена всеми своими ярусами, достаточно хорошо фаунистически охарактеризованными. Вопросы стратиграфии меловых отложений Армении наиболее подробно освещены в работах В. Л. Егояна (1955), В. П. Ренгартена (1959), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Атабекяна (1952, 1955). Особенно ценными являются детальные исследования В. Т. Акопяна (1962, 1973), которые дали возможность значительно уточнить и детализировать схему стратиграфического расчленения мелового разреза Армении.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения, по сравнению с верхнемеловыми, имеют ограниченное распространение. Они развиты в Кафанском антиклинории (неоком-апт), в Анкаван-Зангезурской подзоне (апт), в западной части Севано-Ширакского синклинория (неоком-альб), в Иджеванском и Ноемберянском синклинориях (альб).

В Кафанском антиклинории нижнемеловые отложения, по сравнению с верхнемеловыми, имеют более широкое распространение. Они занимают значительные площади на северо-восточном крыле, а также в северо-западной периклиналиной части антиклинория. Выходы их известны также на его юго-западном крыле. В нижнемеловом разрезе антиклинория выделены фаунистически охарактеризованные отложения валанжина, готерива, баррема и апта. Нижний-средний валанжин совместно с титоном слагают тапасар-кармаркарскую вулканогенную свиту, описание которой приведено выше в главе «Верхняя юра». По данным В. Т. Акопяна (1962), отложения верхнего валанжина-баррема слагают зейвинскую свиту, которая расчленяется на две подсвиты: агаракскую и кармированкскую. Агаракская подсвита представлена известняками и песчаниками мощностью 180—200 м, ко-

торые согласно подстилаются породами тапасар-кармакарской свиты и также согласно покрываются отложениями баррема. В низах подсвиты найдена валанжинская, а в средней и верхней частях — готеривская фауна. Барремский ярус (кармираванкская подсвита) представлен известняками (120—150 м). В Кафанском антиклинории отложения апта имеют сграниценное распространение. Нижний апт представлен песчанистыми известняками, туфогенными песчаниками (80—100 м), которые согласно залегают на известняках баррема и охарактеризованы богатой аммонитовой фауной. Отложения верхнего апта трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних пород. Они представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, порфиритами, с прослоями известковистых песчаников и известняков (мощностью до 300 м) с многочисленными остатками аммонитов и двустворчатых моллюсков.

В других районах Армении фаунистически охарактеризованные отложения валанжина, готерива, баррема и апта не известны.

В Севано-Ширакском синклинории в пределах Базумского горста к неокому условно относится мощная (до 1500 м) толща известняков и терригенных пород с пачками туфогенов и эффузивов. Все эти породы фаунистически не охарактеризованы, интенсивно дислоцированы, местами значительно метаморфизованы, рассланцованы и включают пачки и прослой метаморфических сланцев. Подошва толщи еще не вскрыта эрозией. Выше она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями альба.

В Анкаван-Зангезурской подзоне к апту относится мощная толща вулканогенных пород, которая имеет значительное развитие в Южном Зангезуре вдоль Хуступ-Гиратахского глубинного разлома (гехинская свита), а также в северо-западной оконечности Цакхуняцкого хребта (апаранская свита) и в районе Слитакского перевала. Она сложена диабазовыми, пироксенитовыми порфиритами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, их туфами и туфобрекчиями, местами зеленокаменно измененными и метаморфизованными. Большинство исследователей этой толще приписывали докембрийско-нижнепалеозойский возраст. Детальные исследования, проведенные за последние годы (Габриелян и др., 1972), дали возможность уточнить возрастные границы рассматриваемой толщи. Так, в бассейне р. Гехи и у с. Гиратах она согласно подстилается фаунистически охарактеризованными известняками неокома (баррема) и трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, перекрывается известняками нижнего сенона. Эта толща прорвана многочисленными экстрезивными телами палеогена.

Альб. Отложения альба развиты только в северной части Арм. ССР. В Иджеванском синклинории, по данным

А. А. Атабекяна, альбские песчаники, туфопесчаники, известняки и мергели, мощностью до 100 м, занимают небольшие площади в районе с. Верхний Агдан и басс. р. Джогаз у с. Геташен. На северо-восточной периферии Алавердского антиклинория у сс. Котигех и Кохб упомянутым автором к альбу относится толща песчаников, туфопесчаников и туффитов (120 м), которые трансгрессивно налегают на породы верхней юры и перекрываются сеноманом. Относительно большие площади занимают альбские отложения в западной части Севано-Ширакского синклинория, в пределах Базумского горста. Здесь отложения неокома выше по разрезу согласно перекрываются толщей известняков, алевролитов, туфопесчаников, мощностью 500 м с альбскими аммонитами. Отложения альба трансгрессивно и несогласно покрываются нижним сеноманом.

Верхний мел

Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, Севано-Амассийской и Еревано-Ордубадской подзон и отличаются большим разнообразием фаций и мощностей. Их широкое распространение связано с крупной верхнемеловой трансгрессией, которая в сеномское время охватила почти всю территорию Армении.

Сеноман. Отложения сеномана имеют небольшое развитие в Сомхето-Кафанском комплексе и Еревано-Ордубадской подзоне. В пределах Сомхето-Кафанского комплекса выходы сеномана известны на северо-восточном крыле Алавердского антиклинория в районе сс. Котигех и Кохб. Они представлены карбонатно-терригенными породами (мощность до 100 м), которые трансгрессивно налегают на альбские и верхнеюрские породы и также несогласно покрываются тураном. На Иджеванском хребте сеноман представлен незначительной (15 м) пачкой песчаников с остатками гастропод (Акопян, 1973). В Еревано-Ордубадской подзоне, в басс. рр. Веди и Азат и в западном Айоцдзоре (район с. Гнишик) отложения триаса (или перми) трансгрессивно перекрываются пачкой известняков и мергелей (70 м) с прослоями алевролитов и конгломератов с остатками верхнесеноманской фауны (Акопян, 1973).

Туран. Фаунистически охарактеризованные отложения турана развиты в основном в Еревано-Ордубадской подзоне, ограниченное развитие они имеют в северной части Сомхето-Кафанского комплекса, где к ним относится пачка (50 м) известняков и песчаников в основании верхнетуран-сантонского разреза. В Еревано-Ордубадской подзоне выходы туранских отложений известны в бассейне рр. Веди, Азат, Аргичи и в Айоцдорском хребте. По данным В. Т. Акопяна

(1973), в бассейнах рр. Веди и Азат туронский ярус представлен известняками с прослоями алевролитов и конгломератов мощностью до 220 м. Выше согласно залегают отложения нижнего коньяка. В верховьях р. Аргичи в разрезе турона отмечается возрастание роли терригенных пород и убывание мощностей (70—100 м). В этом разрезе найдены многочисленные остатки нижнетуронских видов. Верхний турон отсутствует. В Айоцзорском антиклинории в верховьях р. Джаук разрез турона начинается известняками и глинами, сменяющимися кверху красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами (мощностью 300 м).

Коньяк. Отложения коньякского яруса на территории Армении имеют широкое распространение и характеризуются значительными изменениями фаций и мощностей. Почти во всех разрезах коньяк представлен своими двумя подъярусами, за исключением разрезов р. Аргичи и среднего течения р. Агстев, где присутствует только верхний коньяк.

В большинстве случаев верхнеконьякские отложения залегают трансгрессивно на подстилающие породы нижнего коньяка (Еревано-Ордубадская подзона, восточное побережье оз. Севан, бассейн р. Ахурян, Базумский горст). В Еревано-Ордубадской и Севано-Амассийской подзонах коньяк представлен в основном терригенными и карбонатными породами. Лишь нижний коньяк в басс. рр. Веди, Ахурян и восточном побережье оз. Севан представлен вулканогенно-осадочной толщей. В Сомхето-Кафанском комплексе коньякский разрез выражен как осадочными, так и вулканогенными породами, причем последние встречаются как в нижней, так и в верхней частях разреза. Здесь коньякские отложения совместно с сантонскими занимают большие площади в Папакарском (Ноемберянский район) и Иджеванском синклинориях, на северном крыле Шамшадинского и северо-восточной периклиналильной части Кафанского антиклинориев. Вулканогенно-осадочные образования коньяк-сантона трансгрессивно залегают на различных горизонтах верхнеюрских образований и перекрываются карбонатной толщей кампан-маастрихта.

В Папакарском синклинории и северных частях Иджеванского синклинория и Шамшадинского антиклинория нижний коньяк представлен песчаниками, алевролитами, мергелями, туфопесчаниками, туфобрекчиями, андезито-базальтами мощностью 350 м, а верхний коньяк—андезито-базальтами, базальтами, их пирокластолитами, конгломератами, песчаниками и мергелями (300 м), сменяющимися выше туфопесчаниками и туфоконгломератами с прослоями песчаника и мергеля (100 м). В южной части Иджеванского синклинория коньяк представлен своим верхним подъярусом, разрез которого в нижней части сложен туфоконгломератами, туфобрекчиями с редкими потоками андезитов (200 м), а в верхней части—песчаниками и алевролитами (70 м).

В пределах Кафанского антиклинория верхнемеловые (коньяк-сантонские) отложения развиты в основном в его северо-западной периклинальной части в бассейне р. Воротан (район сс. Сваранц, Татев, Яйджи). Небольшие площади они занимают на северо-восточном крыле антиклинория. Отложения коньяка представлены известняками, песчаниками, туфо-песчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами, которые трансгрессивно налегают на породы верхнего апта. В разрезе коньяка установлены фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и верхнего подъярусов (Акопян, 1973).

В Севано-Ширакском синклинии образования коньяка выступают в бассейне р. Ахурян, на южном склоне Ширакского хребта, западной части Базумского хребта и на восточном побережье оз. Севан. Во всех этих разрезах нижний коньяк представлен мощной (до 800 м) вулканогенно-осадочной толщей, входящей в офиолитовую ассоциацию Севано-Амасийского офиолитового пояса. В составе толщи преобладают диабазы, порфириды, их пирокластолиты. Встречаются также мощные пачки и прослои радиоляритов, песчаников, алевролитов и плотных мраморизованных известняков. Основание толщи и подстилающие породы не обнажаются. Верхний коньяк в восточном побережье оз. Севан представлен известняками и алевролитами, конгломератами и песчаниками (550 м), а в басс. р. Ахурян и Базумском горсте—также трансгрессивно залегающими песчаниками, алевролитами и конгломератами с прослоями известняков мощностью 100 м. В Цахкуняцком и Памбакском хребтах (северная часть Анкаван-Зангезурской подзоны) нижний и верхний коньяк представлены карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 400—430 м.

В пределах Еревано-Ордубадской подзоны отложения коньяка развиты в бассейнах рр. Веди, Азат, Аргичи и в Айодзорском хребте. В бассейне р. Веди разрез нижнего коньяка начинается пачкой песчаников, алевролитов и мергелей (100 м) с фауной нижнего коньяка. Выше согласно залегает хосровская вулканогенная свита (верхняя часть нижнего коньяка) мощностью в 400—450 м. Отложения верхнего коньяка залегают трансгрессивно и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и мергелями, мощностью до 350 м, хорошо охарактеризованной ископаемой фауной (Акопян, 1973). В бассейне р. Аргичи известны отложения лишь верхнего коньяка. Это—конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки мощностью до 170 м. Разрезы коньяка Айодзорского антиклинория (верховья р. Джаук, район сс. Авуш, Гнищик, Хачик) отличаются большими мощностями. Здесь нижний коньяк представлен песчаниками, алевролитами и известняками мощностью до 360 м. Верхний коньяк залегает трансгрессивно и выражен песчано-конгломерато-

выми породами и мергелями мощностью до 650 м. Оба подъяруса коньяка хорошо охарактеризованы ископаемой моллюсковой фауной (Акопян, 1973).

Сантон. Отложения сантона пространственно приурочены главным образом к участкам развития коньякских отложений и нередко согласно сменяют их в восходящем разрезе.

В северной части Сомхето-Кафанского тектонического комплекса на южном крыле Папакарского синклинория (район сс. Котигех, Кохб), в северной части Иджеванского синклинория (район сс. Иджеван, Верин Агдан, Ачаджур) и на северном крыле Шамшадинского антиклинория нижняя часть сантонского разреза представлена туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами, потоками андезитов, трахипаритов с пачками песчаников и известняков (до 400 м), сменяющихся выше туфами, туфопесчаниками, редко базальтами и туфобрекчиями с прослоями известняков и мергелей мощностью до 250 м. Отложения сантона согласно подстилаются породами верхнего коньяка и перекрываются известняками кампан-маастрихта. В Иджеванском хребте сантон представлен известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 40 м.

В северо-западной периклинальной части Кафанского антиклинория сантонский ярус представлен андезитами, андезито-базальтами, их туфобрекчиями, туфами с небольшими линзами известняков мощностью до 400 м.

В пределах Анкаван-Зангезурской подзоны отложения сантона развиты на Цахкуняцком и в западной части Памбакского хребтов, а также в Южном Зангезуре. В первом районе отложения сантона совместно с верхнесенонскими слагают единую свиту известняков и мергелей мощностью до 300 м. В Южном Зангезуре, по данным В. Т. Акопяна, О. П. Гуюмджяна и авторов данной работы, к сантону можно отнести мощную (1600 м) вулканогенную толщу бассейна р. Гехи и района г. Арамазд, которая несогласно с базальными конгломератами в основании залегает на известняках коньяка?

В Севано-Ширакском синклинории сантонские отложения имеют наибольшее развитие в северо-восточном побережье оз. Севан, где они представлены мощной (до 400 м) толщей конгломератов, песчаников и алевролитов. В пределах Базумского горста сантон (совместно с верхним коньяком) представлен известняками с прослоями песчаника, конгломерата мощностью 400 м, налегающих несогласно на различные горизонты альба. В верховьях р. Ахурян и на южном склоне Ширакского хребта рассматриваемые отложения представлены песчано-глинистыми породами и известняками мощностью до 250 м.

Кампан-маастрихт. Отложения кампан-маастрихта

во всех структурно-формационных зонах Армении имеют довольно широкое развитие и представлены толщей однотипных известняков и мергелей. Различия в разрезах кампан-маастрихта выражается главным образом в их мощностях.

Отложения кампан-маастрихта занимают большие площади в центральных частях Папакарского и Иджеванского синклиналиев и в Иджеванском хребте. Мощность их достигает 350—400 м. Они согласно подстилаются отложениями сантона.

В пределах Севано-Ширакского синклиналия известняки и мергели кампан-маастрихта широко развиты на северо-восточном побережье оз. Севан, мощность их достигает 500—600 м. В юго-восточной части данного района (рр. Зод, Масрик), по данным В. Т. Акопяна, отложения маастрихта имеют трансгрессивное залегание, а на других участках согласно подстилаются отложениями сантона и выше по разрезу трансгрессивно перекрываются нуммулитовыми известняками нижнего эоцена. Далее к северо-западу карбонатные отложения кампан-маастрихта обнажаются на южном склоне Ширакского хребта (350—400 м) и в верховьях р. Ахурян (250 м).

В Цахкуняцком хребте и западной оконечности Памбакского хребта (Анкаван-Зангезурская подзона) отложения кампан-маастрихта мощностью 300 м связаны с подстилающими однотипными известняками и мергелями сантона постепенными переходами и трансгрессивно перекрываются нижним-средним эоценом.

В Еревано-Ордубадской подзоне отложения кампан-маастрихта пользуются значительным распространением в бассейнах рр. Веди и Азат (200—220 м), Аргичи (120 м) и на Айоцдзорском хребте (в верховьях р. Джаук, район сс. Гнишик, Енгиджа, Хачик) (400—450 м). Нижняя часть карбонатной толщи в этих разрезах относится к кампанскому ярусу на основании стратиграфического положения (согласно подстилается отложениями сантона и перекрывается маастрихтскими). Маастрихтский ярус охватывает большую часть разреза. По данным В. Т. Акопяна (1973), отложения маастрихта часто залегают трансгрессивно на различных горизонтах подстилающих пород.

Датский-палеоцен. Отложения датского яруса-палеоцена в основном развиты в Еревано-Ордубадской подзоне в междуречье рр. Гарни и Веди, слагая единую терригенно-карбонатную флишевую свиту (котуцкая свита) мощностью до 600 м. Эта свита вскрыта скважинами в районе с. Двин и прилегающих участках северо-восточной части Среднеараксинской впадины, где мощность ее достигает 1200 м. Свита сложена ритмично чередующимися алевролитовыми и песчаными известняками, мергелями, алевролитами и песчаниками, редко гравелитами и конгломератами. Последние более широко развиты в верхней части свиты. Она довольно

хорошо охарактеризована фауной мелких фораминифер, редко морских ежей (Мартиросян, 1970). На некоторых участках Севано-Ширакского синклинория (южный склон Ширакского хребта, ущелье р. Дзкнагет, басс. р. Масрик) к датскому ярусу-палеоцену относится пачка мергелей, известняков и алевролитов мощностью до 120—130 м, с остатками мелких фораминифер. Пачка эта согласно подстилается верхним сеноном и перекрывается нижним эоценом. Фаунистически охарактеризованные известняки, мергели и глины датского яруса (до 35 м) А. А. Атабекияном (1955) обнаружены в северной части Иджеванского синклинория в междуречье Агстев и Джозаз, где они трансгрессивно налегают на различные горизонты маастрихтских известняков и перекрываются средним эоценом. Терригенно-карбонатные породы датского яруса выявлены также в водораздельной части Мегринского хребта (Джрбашян, и др., 1977).

Палеоген

Образования палеогена на территории Армении имеют весьма широкое развитие. Они характеризуются большими мощностями (до 4—5 км) и разнообразием фаций. Состав и мощности палеогена претерпевают значительные изменения; поэтому разрезы отдельных структурно-формационных зон, а нередко и отдельных их участков резко отличаются друг от друга. В Базум-Зангезурской эвгеосинклинально-складчатой зоне палеоген представлен главным образом мощной толщей вулканогенных, вулканогенно-осадочных, а также интрузивных пород разнообразного состава. В Приараксинской миеосинклинально-складчатой зоне палеогеновый разрез сложен осадочными и туфогенно-осадочными отложениями. При этом на пограничных участках этих зон отмечаются четко выраженные фациальные переходы между вулканогенными и осадочными породами палеогена.

Палеогеновая система представлена всеми своими отделами и подотделами, при этом наибольшее распространение имеют породы среднего эоцена, а самым ограниченным развитием пользуются палеоцен и нижний эоцен. Большой вклад в познание стратиграфии палеогеновых отложений внесены исследованиями: К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, О. А. Саркисяна, К. А. Мкртчяна, А. Т. Вегуни, А. Р. Арутюняна, С. М. Григорян, А. Е. Птухян. Наиболее ценными являются исследования А. А. Габриеляна (1964 и др.), в результате которых была разработана детальная, фаунистически хорошо обоснованная стратиграфическая схема палеогена и неогена Армении. Описание палеоцена приведено выше совместно с датским ярусом, поэтому описание палеогенового разреза начинается с эоцена.

Эоцен. Образования эоцена играют ведущую роль в геологическом строении Севано-Ширакского и Айоцзорского синклинориев, а также Южного Зангезура. Они представлены в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Ограниченное распространение имеют морские осадочные отложения. Последние занимают значительные площади в пределах Еревано-Ордубадской подзоны.

Нижний эоцен. Отложения нижнего эоцена (севанская свита) в Севано-Ширакском синклинории обнажаются в виде узко вытянутой полосы по краям зон и в ядре антиклинальных складок. Повсеместно они приурочены к основанию мощной вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена, четко выделяются по литологическому составу и палеонтологическим остаткам и являются маркирующим горизонтом не только для данного района, но и территории Армении в целом. На Северо-восточном побережье оз. Севан и по правобережью р. Гетик нижний эоцен представлен известняками, известковистыми песчаниками и конгломератами (до 150 м), а по правобережью р. Марцигет—песчано-глинистыми угленосными породами, известняками и известковистыми песчаниками (до 220 м). В указанных отложениях встречаются многочисленные остатки ниже- и ниже-среднеэоценовых нуммулитов (Саркисян, 1973). Отложения нижнего эоцена трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегают на породах верхней юры или верхнего сенона и выше по разрезу согласно сменяются туфоосадочным средним эоценом. К нижнему эоцену относится терригеннопирокластическая флишевая свита (лусахпюрская свита) южного склона Ширакского хребта мощностью до 200 м, которая согласно подстилается отложениями датского яруса-палеоцена и покрывается туфоосадочным средним эоценом.

В Анкаван-Зангезурской подзоне по правобережью р. Раздан у сс. Макраван, Кахси, Солак, Бчни, в верховьях р. Далар на породах верхнего протерозоя или верхнего мела трансгрессивно залегают песчанистые известняки, известковистые песчаники и алевролиты (100—110 м) с остатками нижнеэоценовых нуммулитов.

Отложения палеоцена-нижнего эоцена развиты в северо-западной части Айоцзорского синклинория, где они представлены свитой известняков, песчаников, алевролитов и глин, мощностью до 170 м, с остатками мелких фораминифер. Отложения нижнего эоцена почти непрерывной полосой прослеживаются также по южному краю синклинория.

В Еревано-Ордубадской подзоне отложения нижнего эоцена узкой полосой оконтуривают выходы среднего эоцена в междуречье рр. Азат и Веди, в Шагапской и Советашенской синклиналях. Они представлены известковистыми песчаниками, песчанистыми и органогенными известняками (70—80 м). Почти всюду нижний эоцен трансгрессивно залегает

на более древних отложениях и перекрывается средним эоценом.

Во всех вышеуказанных разрезах отложения нижнего эоцена хорошо охарактеризованы нуммулитовой, а местами и моллюсковой фауной. Подробная стратиграфо-палеонтологическая характеристика нижнего эоцена Армении дана в работах А. А. Габриеляна (1964 и др.) и О. А. Саркисяна (1973).

Средний эоцен. В пределах Севано-Ширакского синклинория образования среднего эоцена обладают максимальным, по сравнению с другими членами палеогенового разреза, распространением. Выделяются две свиты: ширакская (флишоидная вулканогенно-осадочная) и кироваканская (вулканогенная), занимающие одинаковое стратиграфическое положение в разрезе и фациально-замещающие друг друга. Мощность свит достигает 2 км. Ширакская флишоидная свита широко распространена в северо-западной и юго-восточной частях синклинория.

В бассейне оз. Севан в направлении с юго-запада на северо-восток вулканогенно-пирокластические образования ширакской свиты фациально-замещаются осадочно-пирокластическими, а затем осадочными отложениями. Образования кироваканской свиты наиболее широко развиты в центральной части синклинория в пределах Памбакского и Базумского хребтов. Они представлены многократным чередованием различных андезитов, отчасти кварцевых порфиритов, их пирокластолитов с пачками туфоосадочных пород. Рассматриваемые свиты трансгрессивно, местами совместно с нижним эоценом, залегают на более древних образованиях от верхнего сенона до верхнего протерозоя включительно, а также трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются верхним эоценом. Ширакская свита в различных горизонтах и на разных участках охарактеризована фауной нуммулитид, редко моллюсков (Габриелян, 1964; Саркисян, 1973). В бассейне р. Агарцин отложения среднего эоцена, в отличие от всех других разрезов зоны, представлены преимущественно морскими литоральными песчано-конгломератовыми породами и известняками (до 1000 м) с прослоями железистых песчаников.

Отложения среднего эоцена покрывают большую часть территории Айоцзорского синклинория. Средний эоцен представлен двумя фациальными группами пород, вулканогенно-осадочной и нормально-осадочной. При этом в продольном профиле синклинория в направлении с востока на запад отмечается фациальное замещение вулканогенно-осадочных пород осадочно-пирокластическими, а затем морскими осадочными. В этом же направлении происходит убывание мощностей разреза от 2000 м на востоке синклинория до 600 м на западе. Вулканогенно-осадочные образования среднего

эоцена (айюцзорская свита) развиты в восточной и северо-западной частях синклинория. На северном крыле синклинория в бассейне р. Элегис разрез среднего эоцена сходен с разрезом ширакской свиты Севано-Ширакского синклинория. Он представлен многократным и ритмичным чередованием осадочных и пирокластических пород с потоками и экструзивными телами андезитового состава, общей мощностью свыше 1500 м. В туфопесчаниках найдены остатки нуммулитов (Габриелян, 1964). Рассматриваемые отложения согласно подстилаются породами палеоцена-нижнего эоцена и выше по разрезу несогласно перекрываются вулканогенными образованиями верхнего эоцена, олигоцена и миоплиоцена. В восточной части синклинория в составе среднеэоценового разреза большое место занимают потоки, покровы и экструзивные тела андезитов и их пирокластолитов. Здесь мощность разреза достигает 200 м. На южном крыле синклинория в районе сс. Агхач-Азатек, по данным А. Т. Вегуни (1970) среднеэоценовый разрез представлен многократно переслаивающимися туфоконгломератами, туфопесчаниками, песчаниками, туффитами, пелитоморфными туфами, мергелями, потоками андезитов, с остатками среднеэоценовых крупных и мелких фораминифер. Мощность разреза достигает 1900.

К западу от с. Ехегнадзор в пограничных с Еревано-Ордубадской подзоной районах осадочно-пирокластические породы среднего эоцена по простиранию к западу фациально замещаются нормально-морскими осадочными отложениями. Так, в районе сс. Ахавнадзор, Ринд, Чива и Элпин средний эоцен представлен песчаниками, глинами и известняками мощностью до 600 м с обильной фауной нуммулитид (Габриелян, 1964).

В юго-восточной части Базумо-Зангезурской зоны в Южном Зангезуре к западу от Хуступ-Гиратахского разлома широко развиты мощные (до 2 км) вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена (богацсарская свита), представленные андезитами, андезито-дацитами, их пирокластолитами с мощными пачками туфоосадочных пород, приуроченных главным образом к низам разреза. Эти образования с большим угловым несогласием перекрывают вулканогенно-обломочные породы нижнего мела и терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя. Возраст богацсарской свиты определяется в основном стратиграфическим положением и региональными сопоставлениями (Габриелян, 1964).

В Еревано-Ордубадской подзоне пирокласто-осадочные флишевые отложения среднего эоцена широко развиты в бассейнах рр. Азат, Веди и Шагап, где заполняют почти все синклинальные структуры. В бассейне среднего течения р. Азат они представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфоаргиллитами и глинами мощностью до 1100 м. По данным А. А. Габриеляна (1964), в низах раз-

реза найдены среднеэоценовые нуммулиты, а в вышележащих глинах С. М. Григорян определен комплекс крупных фораминифер, характеризующих возраст вмещающих отложений как переходный горизонт между верхним эоценом и нижним олигоценом. На основании этих данных возраст свиты относится к среднему и верхнему эоцену. Среднеэоценовый разрез Шагапской синклинали отличается от вышеуказанной меньшей насыщенностью пирокластическим материалом и относительно малыми мощностями. По данным А. А. Габриеляна (1964), нижняя часть разреза (50 м) сложена известняками (урцкая свита) с богатой нуммулитовой фауной, а в верхней части разреза (мощность до 500 м) преобладают песчано-глинистые породы, также с богатым комплексом нуммулитид.

Верхний эоцен. В Севано-Ширакском синклинории образования верхнего эоцена (памбакская свита) слагают ядра крупных синклинальных складок. Они двумя полосами прослеживаются по обоим крыльям синклинория: Степанаван—с. Антарамут—г. Бор-бот—левобережье р. Гетик на северо-востоке и водораздельная часть Памбакского хребта—на юго-западе. С точки зрения палеотектоники эти образования заполняют Лорийский и Памбакский остаточные боковые прогибы. Состав верхнеэоценового разреза довольно разнообразен. Он четко делится на две части: нижняя—эффузивно-осадочная с преобладанием андезитов и морских терригенно-туфогенных пород и верхняя—эффузивная, преимущественно кислого и среднего состава. Общая мощность свиты свыше 1500 м. Памбакская свита с эрозионным и угловым несогласием налегает на различные горизонты среднего эоцена. На размытую поверхность свиты у гор. Дилижана ингрессивно налегают отложения среднего-верхнего олигоцена. В низах верхнеэоценового разреза найдены нуммулиты, пелелиподы и гастроподы, характеризующие низы верхнего эоцена (Саркисян, 1973). У сс. Арманис и Шахназар установлены фаунистически хорошо охарактеризованные переходные слои между средним и верхним эоценом (оверзский ярус). Здесь в нижней части терригенной толщи (300 м) найдены среднеэоценовые нуммулитиды. Средняя часть разреза включает богатый комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков (Габриелян, 1964, Саркисян, 1973);

В пределах Айюндзорского синклинория образования верхнего эоцена развиты вдоль его осевой полосы. Они также представлены двумя фациальными группами отложений: осадочной и вулканогенной. В центральной и западной частях синклинория в районе сс. Малишка, Ринд, Ахавнадзор, Элпин верхний эоцен представлен перемежающейся толщей известковистых песчаников, глин, мергелей и известняков мощностью до 600 м. В центральной части синклинория у сел. Малишка разрез венчается пачкой разногалечных конгломе-

ратов. На участке сс. Ахавнадзор, Ринд, Чива и Элпин, помимо бассейна р. Веди, имеются фаунистически наиболее полно охарактеризованные разрезы верхнего эоцена Армении. Они содержат очень богатую и разнообразную фауну нуммухитов, орбитоидов, дискоциклин, мелких фораминифер, пеллеципод, гастропод, кораллов и морских ежей (Габриелян, 1964; Вегуни и др., 1970). Вулканогенные породы верхнего эоцена андезитового состава распространены в районе сел Аяр, Джагатай, Гетап, Шатин.

Отложения верхнего эоцена в пределах Еревано-Ордубадской подзоны довольно широко распространены. В бассейне р. Азат, как уже упоминалось, к верхнему эоцену относится верхняя часть карбонатно-терригенной флишевой свиты (зовашенская свита. Габриелян, 1964). Палеонтологические данные о верхнеэоценовом возрасте этих отложений приводятся также в работе А. Т. Вегуни и др. (1970). Карбонатно-терригенные флишевые отложения верхнего эоцена широкой полосой окаймляют Шагапскую синклиналию с юга, севера и востока и представлены песчаниками, алевролитами, глинами и известняками мощностью до 500 м. Здесь имеется один из наиболее полных и фаунистически хорошо охарактеризованных разрезов верхнего эоцена. Фаунистически хорошо охарактеризованный разрез верхнего эоцена аналогичного состава имеется также в правобережной части р. Веди. В восточной части Еревано-Ордубадской подзоны верхний эоцен трансгрессивно налегает на различные горизонты среднего эоцена, а в западной—согласно подстилается средним эоценом.

Олигоцен. Основной областью развития олигоценовых образований является Еревано-Ордубадская подзона (нормально морские фации) и восточная часть Айоцзорского синклинория (нормально-морские и вулканогенные фации). Небольшие выходы их известны также в Севано-Амасийской подзоне (континентальные, отчасти морские фации). Подробные данные о стратиграфическом расчленении олигоценового разреза Армении и обосновании возраста отложений приводятся в работах А. А. Габриеляна (1964 и др.).

В пределах Еревано-Ордубадской подзоны разрез олигоцен делится на две неравные части. Нижний-средний олигоцен (шорагбюрская свита) представлен глинисто-песчаными породами с редкими прослоями зоогенных и других известняков. Верхний олигоцен (совместно с нижним миоценом) сложен молассовыми отложениями (красноцветная или пестроцветная свита), выходы которых приурочены в основном к борту Среднеараксинской межгорной впадины. Эти породы описаны в следующей главе работы.

Отложения нижнего-среднего олигоцен в северо-западной части подзоны мощностью до 1000 м, составляют крупную Шорагбюрскую антиклинальную складку. Далее к юго-

востоку в бассейне р. Веди они слагают мульдовую часть Шагапской синклинали (мощность до 600 м). Повсюду морские песчано-глинистые отложения олигоцена согласно подстилаются верхнеэоценовыми и связаны с ними постепенными переходами. Рассматриваемые отложения охарактеризованы богатой и разнообразной фауной нуммулитов, пелеципод, гастропод, мелких фораминифер, кораллов, а также ископаемой флорой.

В восточной части Айоцдзорского синклинория нижний-средний олигоцен представлен как морскими осадочными, так и вулканогенными породами. Морские песчано-глинистые породы мощностью до 400 м развиты в северо-западной части синклинория. Они содержат типичные олигоценовые нуммулиты и моллюски. Полный список ископаемых остатков из олигоценовых отложений Армении приводится в работах А. А. Габриеляна (1964), А. Г. Вегуни и др. (1970) Морские олигоценовые отложения дальше к востоку в районе сс. Ахавнадзор—Ринд фациально замещаются вулканогенными образованиями, которые в нижней части разреза представлены андезитовыми туфобрекчиями и туфоконгломератами, туфопесчаниками, сменяющимися выше темно-серыми и фиолетово-серыми андезитами (амулсарская свита?). Аналогичное взаимоотношение осадочных и вулканогенных пород олигоцена отмечено также в районе сел. Зовашен. Далее, к востоку вулканогенная свита олигоцена широко развита в верховьях рр. Арпа и Воротан, слагая г. Амулсар, в районе Воротанского перевала Сюникского хребта. Здесь указанная свита несогласно подстилается интенсивно дислоцированными отложениями среднего эоцена. Олигоценовый возраст амулсарской свиты определяется условно на основании ее стратиграфического положения и региональных сопоставлений (Габриелян, 1964).

В пределах Севано-Ширакского синклинория морские карбонатно-туфогенные отложения олигоцена (гергерская свита) имеют ограниченное развитие у сел. Гергер и в районе г. Медвежья. Мощность 250 м (Саркисян, 1966). Континентальные молассоидные отложения олигоцена (дилижанская свита) сохранились в виде уцелевших от размыва останцев в окрестностях гор. Дилижана и у сел. Амасия. Нижняя часть разреза сложена пресноводно-озерными песчаниками, глинами, глинистыми и горючими сланцами, выше по разрезу сменяющимися пролювиальными угленосными отложениями, общей мощностью до 550 м. Рассматриваемые отложения ингрессивно налегают на различные горизонты вулканогенного верхнего эоцена. В различных горизонтах дилижанской свиты найдена ископаемая флора, отличающаяся богатством и разнообразием видового состава, а также остатками ихтиофауны и пресноводных гастропод (Саркисян, 1973).

Неогеновые образования Армении характеризуются сильной изменчивостью фаций и неравномерностью распространения. Миоцен выражен в фациях морских и лагунных песчано-глинистых молассовых отложений и развит в Среднеараксинской, Севанской и Ширакской впадинах и Ереванском грабен-синклинории. Более широкое распространение имеют образования плиоцена, представленные различными вулканогенными, пролювиально-вулканогенными и озерными фациями, распространенными в Севано-Ереванском грабене, Ширакской впадине и ее обрамлениях, в бассейне р. Воротан, а также в Зангезурском, Айоцдзорском, Варденисском, Цахкуняцком хребтах. Они слагают значительную нижнюю часть разреза вулканических сооружений горы Арагац, Гегамского и Варденисского хребтов, Джавахкского и Ахалкалакского вулканических нагорий и окружающих вулканических плато (Канакер-Егвартское, Октемберянское, Гукасянское, Лорийское, Ераблурское). Сводный стратиграфический разрез неогеновых отложений Армении может быть представлен в следующем виде:

Верхний олигоцен—нижний миоцен (пестроцветная свита). Обнажается к востоку от гор. Еревана, в бассейне р. Веди, по восточному борту Среднеараксинской впадины. Буровыми скважинами установлено широкое и сплошное распространение этой свиты в Среднеараксинской впадине и Ереванском грабен-синклинории. Представлена она пестро окрашенными (с преобладанием краснобурого цвета) песчаниками, конгломератами, алевролитами, глинами (большей частью гипсоносными) мощностью до 600—700 м озерно-континентального происхождения. Эта свита делится на две подсвиты: на нижнюю красную, в которой преобладают конгломераты, гравелиты и песчаники, и верхнюю пестроцветную, состоящую в основном из глин и алевролитов. В бассейне р. Веди, в составе верхней подсвиты встречаются кремнистые, темно-серые битуминозные известняки. Здесь же в разрезах обеих подсвит отмечены потоки андезитов. Стратиграфическими эквивалентами описанной пестроцветной свиты является, по-видимому, средняя часть разреза мощной серии вулканогенных образований западного Айоцдзора и верхняя угленосно-туфогенная подсвита дилижанской углесланценосной молассовой свиты.

Как в Приереванском районе, так и в Нахичеванской впадине описанная пестроцветная свита несогласно перекрывает различные горизонты фаунистически охарактеризованных отложений нижнего-среднего олигоцена (шорагбюрская и абракунинская свиты) и согласно покрывается гипсо-соленосной свитой среднего миоцена. Этим и определяется верхний олигоцен-нижнемиоценовый возраст свиты.

Средний миоцен (Чокракский, Караганский и Конкский горизонты). В Ереванском бассейне стратиграфически выше пестроцветных образований залегает мощная (ок. 1000 м) свита соленосных отложений, состоящая из серых, желтовато-серых, комковатых глин, песчаников и реже мергелей с мощными пластами и прослоями каменной соли, гипса и реже ангидритов (в основании)—гипсо-соленосная свита. Обнажается она узкой полосой к востоку от гор. Еревана (гипсоносная подсвита), мощностью в 250—300 м, а в полной мощности вскрыта буровыми скважинами под лавовыми покровами на Канакерском, Егвартском плато и в восточной части Араратской котловины. В северо-западной части Среднеараксинской впадины, описанная соленосная свита фациально замещается слабо гипсоносной песчано-глинистой терригенной молассовой свитой—октемберьянская свита мощностью ок. 2000 м. Она подразделяется на три под-свиты: нижнюю песчано-глинистую, среднюю глинистую и верхнюю песчано-глинистую. В нижней части разреза октемберьянской свиты встречена фауна чокракского возраст (*Lymnocythere tschokrakensis* Susin), а в покрывающих ее слоях—ископаемая фауна конкского горизонта (*Barnea kubanica* Zhizh. и др.). Таким образом, возраст октемберьянской терригенной молассовой свиты и стратиграфически эквивалентной ей соленосной свиты Ереванского бассейна фаунистическими данными определяется как средний миоцен, что соответствует их стратиграфическому положению. Они подстилаются пестроцветной свитой верхнего олигоцена—нижнего миоцена и покрываются фаунистически охарактеризованным конком. К востоку от г. Еревана гипсо-соленосная свита фациально смыкается с так называемой «белесоватой» свитой, в составе которой значительную роль играют вулканические образования (пемзово-пепловые песчаники, пемзовые гравелиты, алевропелитовые туфы, туфоалевролиты, агломератовые пемзовые туфы, мелко- и среднеобломочные туфобрекчии, туфо-конгломераты и др. туфообломочные породы преимущественно кислого состава). Продукты эксплозионного типа вулканических извержений в виде туфов и туфопесчаников, встречаются и в составе октемберьянской свиты, особенно в верхней подсвите. Фаунистически охарактеризованные отложения караганского горизонта известны лишь в северной части Армении (Ноемберьянский район), где на вершине горы Кякиль сохранился от размыва небольшой останец этих пород—базальные конгломераты и известняки-ракушечники с фауной *Spaniodontella*.

Конкские отложения обнажаются в верхнем течении р. Раздан, в районе гор. Раздан и представлены песчаниками, алевролитами и глинами, известняками-ракушечниками,

переполненными руководящими ископаемыми формами пелеципод и гастропод *Varnea kubanica* Zhizh., *Potamides mitrale* Eichw. и др.

В Среднеараксинской впадине, выше октемберянской свиты скважинами установлен горизонт красноцветных песчано-глинистых пород (верхние красноцветы с конкской фауной).

Верхний миоцен (сарматский ярус)—стратиграфически выше гипсо-соленосной свиты, в Ереванском бассейне залегает мощная (до 1000 м) свита песчано-глинистых отложений, охарактеризованных фауной и флорой сарматского яруса—разданская свита. Она установлена буровыми скважинами на Канакер—Егвартском, Октемберянском плато и обнажается в ущелье р. Раздан на участке гор. Ереван—курорт Арзни и к востоку от Еревана, на участке с.с. Джр-веж—Вохчаберд.

Представлена эта свита полимиктовыми серыми песчаниками, серыми, красно-бурыми, порой гипсоносными глинами, реже мергелями и алевролитами с прослоями и пачками мактровых известняков и горючих сланцев. Разданская свита делится на три горизонта, из коих верхний—точно соответствует верхнему сармату—слои с *Mactra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toul. и др. руководящими формами мактровой фауны.

Средний, гастроподовый горизонт содержит пресноводные гастроподы и пелециподы и условно относится к среднему сармату, а нижний горизонт содержит остатки ископаемых рыб—рыбный горизонт и также условно относится к нижнему сармату.

В Среднеараксинской впадине, на Октемберянском плато буровыми скважинами вскрыты отложения верхнего сармата (мактровые слои) в фациях песчано-глинистых пород и мактровых известняков в трансгрессивном залегании. Однако под этими отложениями, но стратиграфически выше октемберянской свиты, здесь имеется горизонт пресноводных пестроцветных глин и песчаников, которые условно могут быть отнесены к среднему-нижнему сармату. Небольшой выход сарматских отложений имеется также в Севанской впадине, в районе гор. Камо. Здесь они представлены гипсоносными глинами с банками мшанковых и гастроподовых известняков—арцвакарская свита. Сарматские отложения в песчано-глинистых фациях были вскрыты также опорной скважиной в Ширакской впадине. Во всех указанных районах развития сарматских отложений, в их различных горизонтах, встречена также богатая фауна остракод, мелких фораминифер и ископаемая флора.

Нижний—средний плиоцен. В конце сармата Ар-

нения, как и Кавказ в целом, испытывает мощные складкообразовательные движения и поднятия и, начиная с мэотиса, полностью вступает в континентальную фазу развития. Поэтому на территории Армянской ССР морские отложения плиоцена и антропогена отсутствуют и широко развиты озерные, континентальные и вулканические образования.

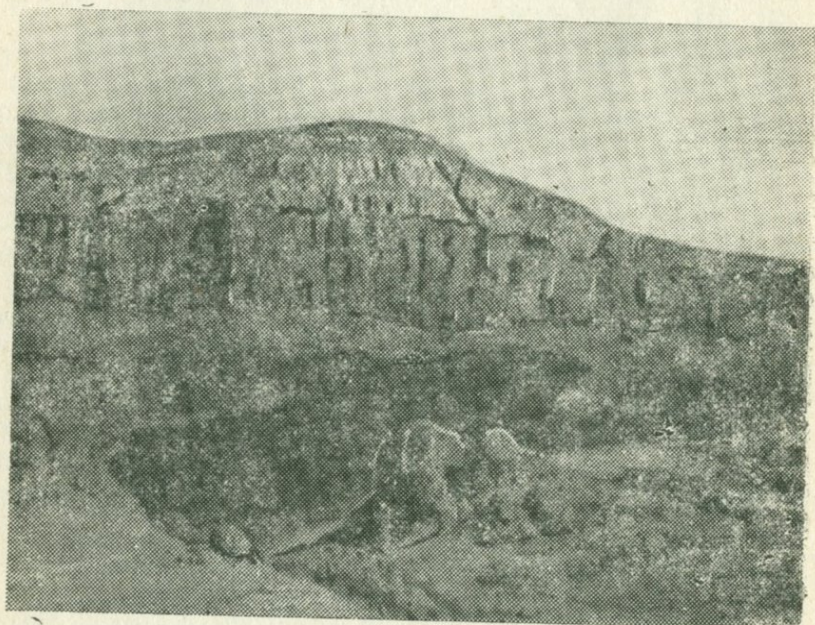


Рис. 2. Обнажения Вохчабердской свиты у одноименного селения.

К нижнему-среднему плиоцену (мэотис-киммерий) относится мощная (от 200 и до 1000 м) свита различных вулканогенных, озерно-речных и пролювиально-вулканогенных образований, известная в литературе под названием «вохчабердской свиты». Отложения ее обнажаются на одноименном водораздельном между бассейнами рек Раздан и Азат хребте, на Зангезурском, Айоцзорском, Варденнском, Гегамском, Цахкуняцком, Ширакском хребтах, по северному и южному обрамлениям Ширакской впадины. Буровыми скважинами они вскрыты в Ширакской впадине, в северной бортовой части Среднеараксинской впадины, а также под покровными долеритовыми базальтами верхнего плиоцена на южном склоне горы Арагац, а местами и Канакер-Егвартского вулканического плато.

Представлена вохчабердская свита средне- и грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, преимущественно андезитового состава, туффитами, туфами, туфопес-

чаниками, туфо-алевролитами, пемзовыми гравелитами с внутриформационными потоками андезитов, андезито-базальтов и базальтов и с пачками различных пролювиально-вулканических образований, залегающих в виде карманов. В некоторых местах (Шахкуняцкий, Вохчабердский, Варденисский хребты, северный борт Ширакской впадины), разрез вул-

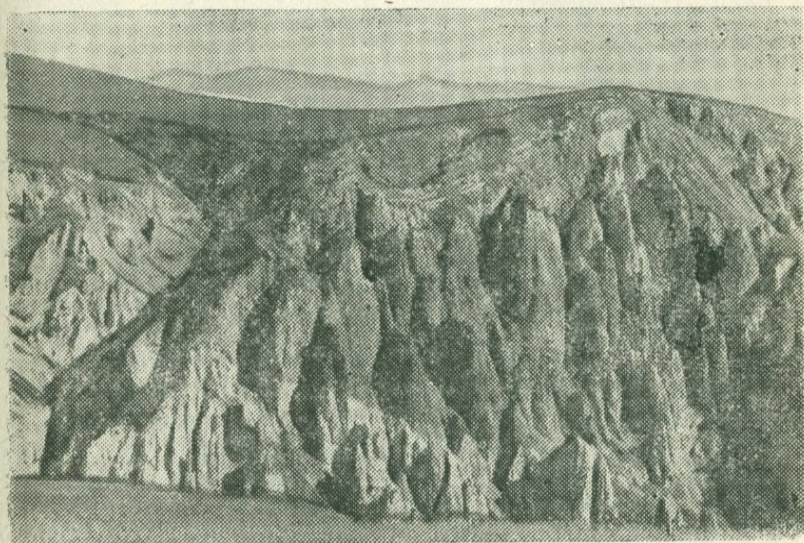


Рис. 3. Верхнеплиоценовые вулканогенно-обломочные образования Горисской свиты у с. Хидзореск.

канических образований ниже-среднего плиоцена завершается разноцветными (преимущественно серыми) андезитами и андезито-дацитами, залегающими с эрозийным и угловым несогласием на породах вохчабердской свиты. Они слагают преимущественно водораздельные части указанных выше горных хребтов и некоторыми исследователями выделяются как самостоятельная—цахкуняцкая свита.

На южном склоне Ширакского хребта (северный борт Ширакской впадины) в нижней части разреза вохчабердской свиты залегает горизонт лигнитоносных глин, песчаников и алевролитов, в которых встречается богатый спорово-пыльцевой комплекс нижнеплиоценового возраста (Саркисян, 1973). По всей вероятности, их возрастными эквивалентными образованиями являются песчано-глинистые углесланцевые отложения Южного Зангезура—мегринская угленосная свита и угленосные отложения района Джаджурского перевала. В отложениях мегринской угленосной свиты встречается богатая листовая флора и пресноводные

гастроподы мэотис-понтического возраста, а в лигнитах Джаджура—спорово-пыльцевой комплекс, обнаруживающий, по Я. Б. Лейе, большое сходство с растительным комплексом мегринской свиты.

У сел. Вохчаберд (Приереванский район) в туфопесчаниках встречается пресноводная фауна гастропод, довольно безразличная для определения возраста вмещающих отложений. В западном Айоцдзоре в туффитах и туфопесчаниках вохчабердской свиты встречается богатая флора мэотис-понтического облика (Габриелян, 1964).

Нижне-среднеплиоценовый возраст описанных вулканических образований определяется также их стратиграфическим положением.

В Приереванском районе, Среднеараксинской и Ширакской впадинах отложения вохчабердской свиты с резким угловым и эрозионным несогласием перекрывают различные горизонты среднего-верхнего миоцена вплоть до верхнего сармата и несогласно покрываются озерными и вулканогенными образованиями верхнего плиоцена. Говорить более точно о возрасте свиты в целом или же о возрасте ее отдельных горизонтов в настоящее время невозможно, ввиду недостаточного количества палеонтологических данных. Можно лишь предполагать, что лигнитоносно-сланцевосные отложения Южного Зангезура и Ширакского хребта, составляющие нижнюю часть разреза вохчабердской свиты, относятся к мэотису, вышележащая большая туфообломочная часть свиты—к понту, а покровные андезиты (цахкуняцкая свита) к киммерийскому ярусу среднего плиоцена. К среднему плиоцену следует отнести также кислые эффузивы—липариты и их пирокласты, встречающиеся в бассейне р. Раздан, северо-восточнее курорта Арзни в виде нескольких сглаженных по рельефу экструзивных конусов. Они содержат ксенолиты сарматских глин и обтекаются долеритовыми базальтами верхнего плиоцена. Пирокласты этих эффузивов в виде пемзово-пепловых слабо сцементированных материалов обнажаются в ущелье р. Касах, у гор. Аштарак, в ядре небольшой куполовидной антиклинальной складки, сложенной верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами и андезито-базальтами.

Верхний плиоцен. На размытую поверхность пород вохчабердской свиты ниже-среднего плиоцена с значительным стратиграфическим перерывом залегают образования верхнего плиоцена, представленные озерными и вулканогенными фациями. Вулканогенные породы верхнего плиоцена слагают Джавахкский хребет и прилегающие к нему Лорийское и Гукасянское вулканическое плато, вулканические сооружения горы Арагац, значительную часть (основание разреза) Гегамского и Ишхансарского хребтов, а также Кармрашенское, Канакер—Егвартское плато. Мощность этих эф-

фузивных пород варьирует от нескольких десятков метров, до сотен (древние, погребенные долины) и тысячи (гора Арагац) метров. Почти везде в основании разреза верхнеплиоценовых вулканических пород залегают темно-серые покровные долеритовые базальты, которые выше по разрезу сменяются андезито-базальтами и далее андезитами и дацитами.

В центрах вулканических извержений (г. Арагац, Араилер) широко развиты их жерловые фации—лавобрекчии и агломераты андезито-базальтового состава, а по периферии вулканических сооружений Арагаца—между отдельными потоками андезито-базальтов имеются пласты желтовато-бурых агломератовых туфов.

В некоторых местах, выше долеритовых базальтов и андезито-базальтов залегают кислые эффузивные породы—липариты, дациты, обсидианы, перлиты, липаритовые туфобрекчии, пемзовые пески и песчаники, образующие в рельефе эффузивные конусы (Артени, Атис, Спитакасар).

В Приереванском районе описанные эффузивные образования подстилаются, прослаиваются и местами перекрываются различными озерными отложениями (мощностью в 10—15 м), представленными диатомовыми глинами, диатомитами пемзово-пепловыми песками и песчаниками и другими рыхлыми продуктами кислого состава вулканических извержений. В диатомитах, в районе курорта Арзни встречена фауна млекопитающих (*Hipparton sp.*, *Rhinoceros etruscus Falc.*) верхнеплиоценового возраста (Габриелян, 1964а).

В Севанской впадине, на Сарыкаинском мысу, в районе с. Норадуз озерные отложения верхнего плиоцена имеют мощность в 200 м и сложены диатомовыми глинами, песками и песчаниками, известняками-ракушечниками, которые переслаиваются и покрываются гравелитами, галечниками, туфами, туффитами и др. туфообломочными континентальными образованиями—норадузская свита.

В озерных отложениях встречается фауна дрейссенид, комплекс диатомовой флоры верхнеплиоценового возраста (Габриелян, 1964а).

В бассейне р. Воротан верхнеплиоценовые образования заполняют древнюю озерную котловину, врезанную в нижне-среднеплиоценовую вулканогенную свиту и представлены двумя свитами: сисианской диатомитовой и горисской вулканогенно-обломочной. Первая из них представлена диатомовыми глинами, диатомитовыми алевритами, песчаниками, пемзово-песковыми породами, которые переслаиваются различными туфогенными и аллювиальными образованиями мощностью до 400 м. В глинах встречена богатая листовая флора, остатки диатомовых водорослей, а также ископаемая рыбная фауна (Габриелян, 1964а).

В районе гор. Гориса эта диатомитовая свита фациально смыкается (?) и перекрывается горисской вулканогенно-обломочной свитой, представленной горизонтально залегающими породами грубообломочных туфобрекчий, туфоконгломератов, агломератовых туфов и туффитов и др.

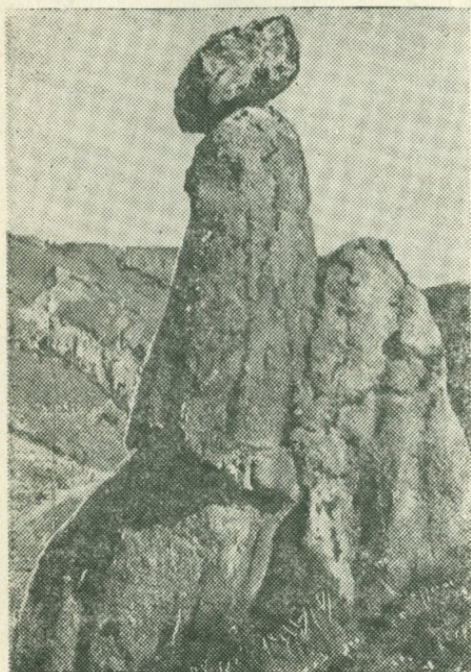


Рис. 4. Верхнеплиоценовые вулканогенно-обломочные образования Горисской свиты у с. Горис.

прослаивающихся внутриформационными потоками андезито-базальтовых лав. Мощность горисской свиты также ок. 400 м. Породы обеих свит перекрываются мощной (свыше 1 км) толщей базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов, слагающих хребет Ишхансар и Ераблурское вулканическое плато. В бассейне нижних течений рек Воротан и Акера, породы горисской свиты лежат на морских отложениях верхнего плиоцена Кура-Араксинской впадины, а в каньоне р. Воротан, в районе гор. Горис в составе обломочных пород свиты участвуют и диатомовые гли-

ны сисианской свиты. Эти данные свидетельствуют о том, что горисская свита, вероятно, несколько моложе сисианской диатомитовой свиты и не исключается ее нижнечетвертичный возраст, как это допускает Э. Ш. Шихалибейли. Сисианская диатомитовая свита, вероятно, является озерной фацией морских отложений акчагыла—апшерона Куринской впадины.

Четвертичная система

Четвертичные отложения Армении изучены многими исследователями, в частности, К. Н. Паффенгольцем, Л. А. Авакяном, А. Т. Асламяном, А. Р. Давтяном, Ю. А. Саядяном, В. М. Амаряном и другими, по материалам которых (Геология Армянской ССР, том II, 1964 и Геология СССР, том XLIII, 1970) составлен данный очерк.

Четвертичные отложения на территории Армянской ССР имеют значительное распространение и состоят из самых разнообразных фаций: озерных глин, песков, ракушечников и диатомитов, морен и флювиогляциальных, аллювиальных, пролювиальных и делювиальных образований, потоков и покровов различного состава лав и туфов.

а) Озерные и озерно-речные отложения. Четвертичные озерные и озерно-речные отложения известны в составе нижнечетвертичных, среднечетвертичных, верхнечетвертичных и современных образований. Они в основном развиты в Ленинанканской, Араратской и Севанской котловинах, а небольшие скопления их имеются в бассейнах р. Памбак, Касах, Гетик и Арпилич.

В Ленинанканской (Ширакской) котловине озерно-речные отложения обнажаются вдоль р. Ахурян, на обоих берегах. Подробно эти отложения исследованы Ю. А. Саядяном (1966, 1967), который выделяет три комплекса отложений рассматриваемого озерного бассейна: нижний—озерно-речной, средний—озерный и верхний—озерно-речной.

Нижний озерно-речной комплекс пород представлен чередующимися слоями глин, суглинков, супесей, глинистых песчаников, туфопесчаников, песков гравелитов и галечников. Мощность отложений достигает 150 м.

Средний—озерный комплекс пород мощностью 130 м представлен в основном хорошо отсортированными толщами глин, согласно и почти горизонтально налегающими на нижний комплекс.

Верхний комплекс осадков представлен озерно-речными отложениями, которые по своим литологическим особенностям очень сходны с отложениями нижнего комплекса. Мощность комплекса порядка 40 м.

По данным Л. А. Авакяна (1959), пески содержат остатки ниже-среднечетвертичных млекопитающих, среди которых установлены: *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Rhinoceros mercki* Taeg., *Equus stenonis* Cocchi, *Camelus kloblochi* Nehr., *Bos primigenius* и *Corvus* sp.

В Араратской котловине озерный бассейн в антропогене простирался вдоль долины р. Аракс примерно на 80—100 км от района ст. Кармрашен на СЗ до Волчьих ворот на юго-востоке, а в поперечном направлении на 40—50 км—до района сел. Акунк в северо-восточной части Канакерского плато. По данным многочисленных буровых скважин мощность этих отложений: глин, галечников, гравия, песков и т. д. варьирует от нескольких десятков метров до 400 м в центральной части котловины.

Озерная толща сложена галечно-песчаными образованиями и глинами темно-серого цвета с большим содержанием пресноводной фауны. Буровыми скважинами вскрыты также

базальты и туфы, являющиеся внутриформационными потоками.

Естественные обнажения озерных образований имеются вдоль дороги Ереван—Эчмиадзин, в окрестностях сс. Арташат, Масис, Аревшат, Енгиджа, Геташен, на Чарбахе, у Ботанического сада и т. д.

По данным А. Т. Асланяна (1958), озерные отложения в указанных обнажениях представляют низы озерной толщи Араратской котловины и залегают на долеритовых базальтах верхнего плиоцена.

Возраст этих отложений считается нижне-среднечетвертичным, исходя из того, что в них в песчаных карьерах, к юго-западу от г. Еревана, ниже Чарбахской террасы найдены зубы и кости *Elephas trogontherii* Pohl., *Bos trochoceros* Mug. (Асланян, 1958).

Верхняя часть разреза этих отложений развита в центральной части котловины (с. Арташат и др.) и относится к среднечетвертичному времени по данным фауны пресноводных моллюсков.

В верхнечетвертичное время, в результате блуждания р. Аракс, образуются смешанные озерно-речные образования.

В Севанской котловине озерные, озерно-речные и лагунные образования развиты почти исключительно в равнинных ее частях, которые представляют собой поймы низовьев современных и древних погребенных рек. Наиболее крупными из них являются поймы рек Дзкнагет, Гаварагет, Масрик, Сариягуб и др. Мощность озерных отложений в пробуренной скважине в районе дельты р. Дзкнагет достигает 130—150 м, а в Масрикской равнине—превышает 400 м.

Описание четвертичных отложений бассейна оз. Севан дается по данным С. Г. Саркисяна (Геология Армянской ССР, том V, 1974). Здесь им выделяются крупнообломочные и мелкообломочные осадки. Первые представлены глыбами, валунами, гальками, гравием, являющимися донными образованиями, и развиты лишь на участках побережья вблизи сс. Лчашен—Айриван, у мыса Арцвакар и с. Еранос, близ с. Цамакаберд, западнее пристани Цовак, у Артанишского полуострова и на участке сс. Джил-Дара. Особенно широким распространением по всей береговой зоне пользуются гравийно-галечные отложения с примесью мелкозернистого песка.

Мелкообломочные осадки представлены песками и илами. Пески широко распространены по всему побережью озера и весьма разнородны по гранулометрии, с значительной примесью ракушечника.

В илистых отложениях выделяются крупноалевритовый ил, который широкой полосой окружает зоны развития пес-

ков и мелкоалевритовый диатомитовый ил, имеющий широкое распространение также и в центральных участках озера.

Кроме того, среди осадков озера Севан, в частности в Норадузском разрезе, представленном 100—120 м террасой озера, были обнаружены пирокластические и вулканогенно-осадочные отложения.

Мощность верхнечетвертичных озерных и озерно-речных отложений в бассейнах рек Памбак, Касах, Гетик и в других местах колеблется в пределах от нескольких десятков и до 150 метров.

б) Вулканические образования. Подробно описаны К. И. Карапетяном, К. Г. Шириняном (Геология Армянской ССР, том IV, 1970) и В. М. Амаряном, А. Т. Асламяном (Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, 1970).

Четвертичные вулканы занимают около 1/3 площади республики и представлены различными базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, туфами и туфолавами, туфобрекчиями, шлаками, пемзами и другими видами вулканических продуктов.

Новейшими, преимущественно четвертичными, вулканическими продуктами сложены такие крупные морфологические единицы Армянского вулканического нагорья, как Арагацское, Гегамское, Вардениское, Сюникское нагорье, Ахалкалакское, Лорийское, Ераблурское плато. Большинство вулканических центров расположено на крупных сводовых поднятиях страны; лавовые потоки, стекая с гребней по склонам гор, образовали у их подножий обширные покровы мощностью до 100—200 м. Эти покровы в ряде мест согласно переслаиваются и подстилаются молодыми озерными и озерно-речными отложениями межгорных котловин (Арагатской, Лениканской, Апаранской, Сисианской и др.). Вулканические центры Гегамского, Сюникского и Вардениского нагорий, а также большинство центров извержений в районе г. Арагац, расположены линейно вдоль отчетливо выраженных геологических структур общекавказского и антикавказского направлений, что указывает на их несомненную связь с тектоническими нарушениями определенного направления. В дальнейшем трещинный вулканизм сменялся извержениями исключительно центрального типа. С извержением последнего типа связаны широко развитые в Армении туфы и туфолавы (игнимбреты).

По данным большинства исследователей, в развитии плейстоценового вулканизма намечаются три основных цикла или стадии, отвечающие соответственно нижне-, средне- и верхнечетвертичному времени.

К нижне-среднечетвертичному возрасту относятся лавовые потоки, которые прослаиваются озерными отложениями Лениканской и Арагатской котловин того же возраста.

Лавы среднечетвертичного возраста распространены на

юго-западных и юго-восточных склонах массива г. Арагац, в западной части Араратской котловины, в бассейнах рр. Раздан, Арпа, Воротан. Во всех этих районах они располагаются стратиграфически выше указанных нижнечетвертичных лав и озерных отложений и в ряде мест перекрываются более молодыми верхнечетвертичными лавами и наносными образованиями.

Верхнечетвертичные эффузивы распространены в виде узких и длинных потоков, приуроченных исключительно к ущельям и долинам современных рек, что также свидетельствует об их молодом возрасте.

Среди продуктов новейшего вулканизма особое место занимают замечательные по своим строительно-архитектурным качествам пирокластические туфы—туфолавы, ограниченные в своем развитии областью магматической провинции Арагаца. Туфы эти представляют собой монолитные, массивные, пористые породы красного, фиолетового до черного цвета с глыбовой, плитчатой и отчасти столбчатой отдельностью, образующие покровы и потоки средней мощностью в несколько метров.

В настоящее время установлено, что туфы, так же как и лавы, образовались в несколько этапов—в нижнеплейстоценовое, среднеплейстоценовое и голоценовое время.

К нижнеплейстоценовым туфам относятся туфы, подчиненные озерным толщам бассейна среднего Аракса и р. Ахурян и фациально связанным с ними лавовым комплексом. Вскрыты они буровыми скважинами в указанных озерных образованиях.

К среднеплейстоценовым туфам относятся туфы, располагающиеся стратиграфически выше озерных отложений Лениканской и Араратской котловин и ниже вюрмских отложений. Это туфы Приереванского района, залегающие на галечных террасах высотой 45—50 м и 22—25 м, и туфы и туфолавы периферии вулканического сооружения Арагаца, заполняющие древние ущелья глубиной до 100 м и перекрывающиеся андезито-базальтами.

К верхнечетвертичным туфам относятся туфы бассейна р. Памбак, залегающие на второй надпойменной галечной террасе высотой 12—13 м, туфовые потоки и покровы в бассейне р. Касах и др.

в) Ледниковые отложения. В составе новейших образований Армении принимают участие также ледниковые отложения, представленные моренными и флювиогляциальными накоплениями, приуроченными обычно к высокогорным районам. Экзарационные формы выражены многочисленными цирками, карами, троговыми долинами, ригелями и др.

К среднечетвертичному возрасту относятся широко распространенные валунно-галечные накопления, приуроченные к террасе высотой 180—220 м (Асланян А. Т., Баян С. П.,

1953). Это мощная валунно-галечная толща (советашенская свита) высоких террас Кохбской мульды, Советашенского плато в Приереванском районе, Агавнадзорского и Азизбековского плато в среднем течении р. Арпа, водораздела Варденисского хребта, плато на склонах Зангезурского и Даралагезского хребтов, валунно-галечные отложения террасы высотой 180—220 м и бассейнов рек Цав, Вохчи, Воротан, Агстев, оз. Севан и др.

Ледниковые отложения с соответствующими экзарационными формами рельефа в более типичном их проявлении приурочены к наиболее высокогорным районам массивов горы Арагац, Мокрых гор, Гегамского, Варденисского, Айцзорского, Баргушатского и Зангезурского хребтов.

В комплексе плиоплейстоценовых и голоценовых отложений Армении довольно большое распространение имеют известковые туфы—травертины, которые являются отложениями гидрокарбонатных углекислых источников (холодных и термальных) и речные, делювиальные и пролювиальные отложения.

Крупные скопления травертинов приурочены к восточной части Араратской котловины, где они разрабатываются в окрестностях с. Кохб Ноемберянского района, Иджевана и монастыря Агарцин в Иджеванском районе, в долинах рек Памбак в Кироваканском районе, Мармарик и Апверан, в окрестностях селений Анкаван, Агверан, Арзакан, Бужакан, в районе сел Двин, Ахамзалу, р. Веди, Воротан и др. местах.

Повсеместно генетически связаны они с разрывными нарушениями, проходящими по указанным местам, и приурочены к выходам минеральных источников.

Речные образования в связи с горным расчлененным рельефом страны имеют ограниченное развитие, приурочены к руслам и поймам рек и развиты в виде террас, конусов выносов и представлены валунно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнителем: гравием, песками, суглинками, супесями, глинами.

Н. В. Думитрашко (Геология Армянской ССР, том I, 1962) для рек центральных хребтов Малого Кавказа выделяет три комплекса террас, отличающихся друг от друга по морфологическим и стратиграфическим признакам.

Первый комплекс образуют низкие террасы: пойма высотой от 0,5 до 1,5—2 м.

I надпойменная терраса—1—3 м;

II »—» —»— —25—30 м;

III »—» —»—40—60 м;

IV —»— —»—15—20 м и 4—12 м.

Возраст их определяется как ресс-вюрм (К. А. Мкртчян, 1958; Н. В. Думитрашко, 1959).

Второй комплекс образуют средние террасы: пятая, вы-

сотой 40—90 м; шестая, высотой 90—120 м; седьмая, высотой 140—190 м.

Эти террасы сохранились фрагментарно в долинах среднего течения рр. Агстев, Гетик, Ахум, Ахурян, Памбак, в основном эрозионные и лишь местами на их поверхности сохранились пролювиально-делювиальные (долина р. Агстев, у гор. Дилижан), аллювиально-пролювиальные, аллювиально-делювиальные и озерные сцементированные (Памбакская долина у села Арчут) отложения. Возраст террас, по мнению Н. В. Думитрашко, среднечетвертичный.

Третий комплекс образуют высокие, наиболее древние террасы, сохранившиеся довольно хорошо в долинах рр. Агстев, Памбак и Ахурян на различных высотах, превышающих высоту средних террас.

На правобережье р. Ахурян, в Ширакской котловине, они имеют высоту 200—220 м, на Джаджурском перевале 200—250 м, в средней и восточной частях Памбакской долины 200—230, 250, 300 и более 400 м, в долине р. Агстев 280, 340, 410 и 460 м. В долине р. Дебед к высоким древним террасам отнесен лавовый уступ, достигающий 250—350 м высоты в районе гор. Алаверди. Возраст их ею определяется как верхнеплиоценовый.

Краткая характеристика интрузивных формаций

Территория Армении представляет собой классическую страну широкого развития интрузивного магматизма. Изучение закономерностей генетической связи и соотношения тектоники и магматизма является одной из важнейших проблем в региональной геологии Армении. В этой связи анализ интрузивных формаций приобретает особо важное значение для восстановления истории геотектонического развития этой области. В процессе геологического развития отдельных геотектонических зон Армении четко обособляются последовательные проявления геосинклинального инициального и орогенного интрузивного магматизма. Последняя характеризуется большим разнообразием состава и возраста. Ниже приводится краткая характеристика интрузивных формаций по тектоническим этапам их внедрения.

Палеозойская (?) (доверхнемеловая) габбро-плагиогранитовая формация. Наиболее древними магматическими породами на территории Армении являются интрузивные массивы, размещенные в образованиях верхнепротерозойского метаморфического комплекса Цахкуняцкого антиклинория. Состав их весьма сложный (лейкократовые плагиограниты, граниты, кварцевые диориты, габбро-пироксениты). Возрастные границы этих интрузий (палеозой, мезозой), равно и вопросы их взаимосвязи с этапами

тектонического развития до сих пор являются дискуссионными. Они прорывают породы древнего метаморфического комплекса и трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании покрываются отложениями коньяка. Более узкие возрастные критерии отсутствуют. Большинство исследователей возраст габбро-плагиогранитовой формации относят к герцинскому тектоническому этапу на основании стратиграфического положения и региональных сопоставлений (эти интрузии обнаруживают большое петрохимическое сходство с палеозойскими интрузиями Локского, Дзирульского массивов и Большого Кавказа). Абсолютный возраст лейкократовых плагиогранитов 120—283 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1977). Герцинскому возрасту рассматриваемого интрузивного комплекса противоречит история геологического развития. В верхнепалеозойское время территория Антикавказя представляла собой молодую эпибайкальскую платформу, где шло накопление терригенно-карбонатных отложений платформенного чехла с полным отсутствием продуктов эффузивного вулканизма.

История развития магматизма на территории Армении показывает, что проявления интрузивного и эффузивного магматизма пространственно и во времени тесно взаимосвязаны, поэтому трудно представить развитие интрузивного магматизма в герцинском этапе, при отсутствии эффузивного вулканизма.

Батская плагиогранитовая формация. К этой формации относится Шамшадинская группа интрузивов, расположенная в центральной части Шамшадинского антиклинория, в бассейнах рр. Тауз, Хндзорут и Ахум. Эта многофазная формация представлена плагиогранитами (резко преобладают), аляскитовыми гранитами и плагиогранит-порфирами. Интрузивные массивы рассматриваемой формации прорывают образования верхнего байоса и перекрываются келловейскими отложениями. Абсолютный возраст, по данным Г. П. Багдасаряна (1977), 130—155 млн. лет. Плагиогранитовая формация генетически связана с батскими орогенетическими движениями, которые соответствуют инверсии Сомхето-Кафанской зоны.

Предверхнемеловая гранодиоритовая формация. К этой формации относятся Алавердская и Цавская группы интрузий, расположенных соответственно в Алавердском и Кафанском антиклинориях. Эти интрузии сложены гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами. Возраст интрузий рассматриваемой формации до сих пор остается дискуссионным. Некоторые исследователи их возраст считают послезоценовым, другие—предверхнемеловым на том основании, что они прорывают образования верхней юры, а гальки их установлены в базальных конгломератах сенома-

на, что подтверждается также данными радиологических исследований (120—140 млн. лет). Формирование предверхнемеловой гранодиоритовой формации соответствует орогенному этапу развития вышеназванных антиклинорий. К этой формации относятся также Гехаротский и Анкаванский гранитоидные массивы, расположенные в Анкавано-Зангезурской шовной зоне.

Верхнемеловая (?) габбро-гипербазитовая формация. Габбро-гипербазитовые интрузии офиолитовой ассоциации на Малом Кавказе группируются в два пояса. Северный, более крупный, сложен многочисленными крупными и мелкими массивами и с перерывами протягивается в общекавказском направлении от Амасийского района на северо-западе через Базумский хребет и северо-восточное побережье оз. Севан вплоть до среднего течения р. Акера. Южный пояс имеет значительно меньшую протяженность в верховьях р. Веди. Имеются предварительные данные о продолжении этого пояса по северному краю Среднеараксинской зоны и в Айоцзорском синклинии. Эти пояса приурочены к разломам глубинного заложения. Среди ультраосновных пород преобладают перидотиты, меньшее развитие имеют дуниты и пироксениты. Указанные породы интенсивно серпентинизированы и нередко превращены в серпентиниты. Основные породы имеют несколько подчиненное развитие и представлены габбро, габбро-норитами, норитами, троктолитами, анортозитами и кварцевыми диоритами.

Гипербазитовые массивы размещены в основном в отложениях севана. Часть габбро-гипербазитовых тел размещена в отложениях зоцена и миоплиоцена. Формирование габбро-гипербазитовой формации связано с процессами максимального растяжения земной коры. Оно соответствует началу заложения Севано-Акеринского и Еревано-Ордубадского интрагеосинклинальных прогибов. Мнения о возрасте габбро-гипербазитовых массивов резко расходятся (палеозой, поздняя юра—ранний мел, поздний мел, поздний эоцен). Большинство крупных массивов на территории Армении прорывают диабаз-радиоляритовую формацию нижнего коньяка и перекрываются верхнеконьяк-нижнесантонской терригенной свитой с гальками гипербазитов и габбро. В более молодых стратиграфических горизонтах они представлены протрузиями. Показательно, что подавляющее большинство описанных интрузий, вместе с вмещающими верхнемеловыми отложениями, испытывали интенсивную тектоническую переработку и метаморфизм. Следует отметить, что вопросы условий формирования, структурного положения и возраста рассматриваемой формации, а также строение земной коры в пределах офиолитовых поясов в последние годы стали предметом пристального изучения геологов разных стран и специальностей.

Среднеэоценовая конседиментационная гипабиссальная габбро-диоритовая формация. Интрузии этой формации имеют значительное развитие в Севано-Ширакском синклинории. Состав их довольно однообразен (габбро-диориты, габбро-диабазы, реже габбро). Они размещены в осадочно-пирокластических отложениях среднего эоцена и представлены как согласными пластовыми залежами, так и секущими телами. Пластовые залежи дислоцированы таким же образом, как и вмещающие породы и вместе с ними участвуют в строении пликтивных структур. Тектонические условия формирования рассматриваемой формации в литературе слабо освещены. Внедрение ее соответствует концу раннегеосинклинальной стадии развития Севано-Ширакского эвгеосинклинального прогиба. Этот неорогенный конседиментационный магматизм, по-видимому, проявился подводными излияниями и внедрением основной массы в толщу все еще окончательно не затвердевших морских осадочно-пирокластических отложений в стадии их диагенеза (Саркисян, 1973).

Предверхнеэоценовая габбро-гранодиоритовая формация. Имеет широкое развитие в Базумо-Зангезурской зоне и среди интрузивных формаций Армении занимает ведущее место. Ее проявление соответствует началу развития синорогенного магматизма зоны. К рассматриваемой формации относятся: Лалвар-Степанаванская и Памбак-Базумская группы интрузий, расположенные в пределах Севано-Ширакского синклинория, гранитоидные интрузии Айоцзорского синклинория, а также габбронды первой фазы Мегринского плутона. Эта сложная полифазная формация размещена в основном в вулканогенной толще среднего эоцена и характеризуется непостоянством состава пород (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, монцититы, тоналиты, сиенито-диориты). Ранняя фаза внедрения представлена габброндами. Крупные интрузии формации вытянуты в виде дайкообразных тел вдоль глубинных разломов параллельно главному простираению тектонических структур. Многие интрузии приурочены к тем участкам глубинных разломов, где они пересекаются поперечными.

Стратиграфические исследования авторов дали возможность значительно уточнить возрастные границы гранодиоритовых интрузий (Саркисян, 1959) и отнести их к предверхнеэоценовому времени на том основании, что в районе сс. Маргаовит и Урут гранитоидные интрузии прорывают среднеэоценовые образования и трансгрессивно перекрываются породами верхнего эоцена с галькой гранитоидов в базальных конгломератах. Абсолютный возраст гранитоидов Памбак-Базумского комплекса—36—42 млн. лет.

Габбро-гранодиоритовая формация генетически связана с предверхнеэоценовыми складкообразовательными движениями

ями, которые соответствуют инверсии Базум-Зангезурского интрагеосинклинального прогиба и завершению главного этапа его геосинклинального развития.

Нижнеолигоценовая сиенит-монцонитовая формация. Породы этой формации развиты в Севано-Ширакском, Айоцдзорском синклинориях и в Южном Зангезуре. В пределах Севано-Ширакского синклинория эта формация охватывает Памбакский щелочной комплекс, который представлен очень интересным и уникальным на Малом Кавказе Тежсарским интрузивом центрального типа с концентрически зональным строением и несколько более мелкими интрузиями. В составе формации преобладают нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты, связанные постепенными переходами, присутствуют также сиенито-диориты, габбро-сиениты, порфиroidные граносиениты. Тежсарский массив расположен в ядре Памбакской синклинали, вокруг него отмечается центриклинальное залегание вмещающих верхнеэоценовых пород. Возможно, конически-кольцевое строение интрузива обусловлено наличием на данном участке кольцевых тектонических структур. Рассматриваемые интрузивы прорывают вулканогенную свиту верхнего эоцена. Гальки их обнаружены нами у г. Дилижана в базальных конгломератах среднего-верхнего олигоцена. Бундукский массив на СЗ склоне одноименной вершины ингрессивно перекрывается отложениями олигоцена, а к СВ от с. Маргаовит прорывает конгломераты верхнего эоцена с гальками гранитоидов Базумского массива (Саркисян, 1959). Эти данные указывают на нижнеолигоценовый возраст щелочного комплекса, что подтверждается данными абсолютного возраста (30—35 млн. лет). Внедрение комплекса имело место в начале заключительного орогенного этапа развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в бортовых активизированных прогибах, которые в результате проявлений пиренейской орофазы испытывали интенсивное поднятие и складкообразование.

К сиенито-монцонитовой формации относятся щелочные интрузии Баргушатской группы и крупнейшего на Малом Кавказе Мегринского плутона (вторая фаза). Породы второй, монцонитовой фазы слагают большую часть площади Мегринского плутона, генетически приурочены к Дебаклинскому глубинному разлому и представлены монцонитами (преобладают), габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, щелочными сиенитами, связанными между собой постепенными переходами (Адамян А. И., 1970). Внедрение монцонитовой фазы названного плутона также связано с складкообразовательными движениями пиренейской орофазы и соответствует началу орогенного этапа развития Южно-зангезурского эвгеосинклинального прогиба.

Верхнеолигоцен-нижнемиоценовая грано-

диоритовая формация. К ней относятся порфирировидные гранодиориты, граносиениты, граниты, кварцевые диориты, адамеллиты и др. породы, слагающие часть Мегринского сложнопостроенного плутона и порфирировидные граниты и гранодиориты (третья фаза) Баргушатской группы интрузий.

Внедрены они в среднеэоценовую вулканогенную свиту, но верхний предел их возраста геологически не устанавливается. Абсолютный возраст образцов из различных частей указанного плутона показывает в среднем 23—25 млн. лет, что соответствует границе олигоцена и миоцена.

Верхнемиоценовая трахилапаритовая формация. Породы этой формации развиты в западной части Айоцдзора (у с. Элпин) и представлены липаритами, санидиновыми трахилапаритами, трахидацитами, небольшие куполовидные массивы которых прорывают отложения нижне-среднего олигоцена и перекрываются вулканогенным миоплиоценом.

Нижне-среднеплиоценовая субинтрузивная и экстррузивная формация. Представлена небольшими, но отчетливо выраженными в рельефе экструзиями, субвулканами, сложенными липаритами, обсидианами, липарито-дацитами (Артени, Атис, Спитакасар и др.), а также андезито-дацитами в южном Сюнике. Они прорывают верхнеарматские отложения и несогласно перекрываются верхний плиоцен-четвертичными образованиями.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В сложной истории геологического развития Армении выделяется ряд естественных этапов, в течение которых произошли существенные изменения в расположении тектонических зон, в палеогеографических условиях, проявлении эффузивного и интрузивного магматизма, столь характерного для Антикавказа¹ и в образовании полезных ископаемых как магматических, так и осадочных.

¹ Название «Антикавказ» является синонимом широко распространенного термина «Малый Кавказ». Употребляется этот термин одним из авторов данной работы—А. А. Габриеляном, учитывая то, что территория под указанным названием по своему геологическому строению и истории геологического развития существенно отличается от Большого Кавказа и скорее противопоставляется ему.

Эти этапы: протерозойский (байкальский и добайкальский), палеозойский (каледонский и герцинский), альпийский (J—Q).

Протерозойский (байкальский и добайкальский) этап

Наши знания о докембрийском этапе геологического развития Армении очень ограничены, ибо породы этого возраста обнажаются редко и к тому же настолько сильно изменены, что восстановить условия их седиментации очень трудно. Образования рассматриваемого возраста фрагментарно выступают на дневную поверхность в Арзаканском кристаллическом массиве, Ахумском выступе и обнаружены буровыми скважинами в Среднеараксинской впадине (Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие). В сопредельных частях Грузии они известны в Локском и Храмском массивах. Во всех указанных участках метаморфические породы представлены различными кристаллическими сланцами, подчиненное значение имеют филлиты, гнейсы, мигматиты, линзы и пласты мраморов и доломитов, суммарной мощностью в Арзаканском массиве около 3000 м.

Отличительной особенностью рассматриваемого этапа развития является общее фациальное сходство пород данного возраста, обнажающихся в разных районах Кавказа. Общим для всех районов их выходов является однообразный региональный метаморфизм и сильная складчатость отложений.

В Арзаканском массиве, где имеется наиболее полный разрез древнего метаморфического комплекса на Малом Кавказе, в составе ее выделяются две серии пород, отличающиеся планом и интенсивностью дислокаций, формационным составом, метаморфизмом и простираемостью структур. Структуры нижней, гнейсово-кристаллически-сланцевой серии имеют северо-восточное направление, а вышележащей, второй, зеленосланцевой серии (филлиты, метавулканиты)—меридиональное.

Любопытно отметить, что северо-восточным и близмеридиональным простираемостью характеризуются и структуры метаморфического комплекса пород на Локском, Храмском, Дзирульском массивах и на Большом Кавказе. Таким образом, это направление протерозойских структур является региональным для юга Европейской части СССР и сечется субширотным и северо-западным простираемостью герцинских и альпийских структур.

В настоящее время можно считать доказанным, что не только на Кавказе, но и в других зонах альпид Евразии, древние метаморфические образования, выступающие в ядрах антиклинорий и приразломных зонах, в свете данных

абсолютной геохронологии являются, главным образом, рифейскими. Вместе с тем, типичные рифейские образования характеризуются преимущественно зелено-сланцевой ступенью метаморфизма. Учитывая это обстоятельство, нижняя серия метаморфических пород Арзаканского массива, отличающаяся от вышележащей серии зелено-сланцевых филлитов и метавулканитов более высокой (амфиболитовой) ступенью метаморфизма и другим планом дислокаций, может быть отнесена, условно, к среднему-нижнему протерозою.

Очень сходный с Арзаканским массивом структурно-формационный состав имеют древние метаморфические образования Ирана, Анатолии и сопредельных районов Ближнего и Среднего Востока. По данным В. Е. Хаина (1973), в основании разрезов этих образований выступают метаморфизованные в амфиболитовой фации породы, которые характеризуются северо-восточным и меридиональным простираанием свит и составляют ядра срединных массивов (Мендересского, Битлисского и др.). Выше резко несогласно лежат слабо метаморфизованные, зелено-сланцевые породы, слагающие склоны массивов. Последние указанным исследователем относятся к верхнему протерозою (рифей), а подстилающие более глубоко метаморфизованные образования — к добайкальскому времени.

Таким образом, можно полагать, что в протерозойское время на территории Кавказа и Ближнего и Среднего Востока существовал единый геосинклинальный режим, характеризующийся исключительной подвижностью земной коры.

Фациальный анализ отложений, слагающих метаморфический комплекс Арзаканского массива, показывает, что этап накопления нижней серии этого комплекса характеризовался миогеосинклинальным режимом и в составе исходных продуктов, подвергшихся метаморфизму, преобладали терригенные, песчано-глинистые и карбонатные породы. В период накопления верхней серии происходила вулканическая деятельность основного и кислого составов (метавулканиты), что и, вероятно, способствовало широкому развитию рифогенных известняков (Агамалян, 1970).

В конце рифея происходили мощные складкообразовательные и горообразовательные движения, обусловившие дислокацию и метаморфизм отложений и формирование древнего складчатого основания, ныне выступающего в ядрах альпийских антиклинорных сооружений.

Палеозойский (каледонский и герцинский) этап

Мы почти ничего не знаем об истории каледонского тектонического этапа Армении, так как отложения кембрия, ордовика и силура на ее территории не обнажаются.

В соседних районах Анатолии и Ирана они имеют зна-

чительное распространение и представлены различными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями субплатформенного или парагеосинклинального типа.

Несогласное залегание девонских отложений на породах нижнего палеозоя, а также отсутствие в ряде мест нижнего девона свидетельствует о проявлении каледонских движений в этой области.

Герцинский этап охватывает время от девона и до триаса включительно. На Антикавказе, как и в докембрийских и эпипалеозойских платформенных областях, отложение триаса тектонически и формационно тесно связаны с верхнепалеозойскими и вместе с тем резким перерывом и крупным несогласием отделяются от отложения юры. Поэтому граница между герцинским и альпийским этапами проводится по подошве юры.

В герцинском этапе на территории Антикавказа выделяются две зоны, различающиеся по истории геологического развития.

Первая из них—Приараксинский прогиб, охватывает южную часть Антикавказа и характеризуется широким развитием отложений среднего и верхнего палеозоя от девона и до триаса включительно (Северный край Анатолийско-Иранского палеозойского эпиконтинентального морского бассейна). Другая область, расположенная к северу от первой, охватывает большую северную часть Антикавказа и вместе с территорией Куринской депрессии составляет единое Закавказское геоантиклинальное поднятие, характеризующееся почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя. Только на Храмском массиве известны карбонатные и вулканогенно-континентальные образования пермо-карбона. В ряде антиклинальных поднятий этой зоны юрские и позднемеловые отложения непосредственно ложатся на байкальский субстрат. Закавказская геоантиклинальная суша отделяла Приараксинский прогиб от геосинклинальной зоны Большого Кавказа.

История герцинского этапа на Антикавказе отчетливо делится на два подэтапа развития (рис. 5, 6). Первый из них охватывает время от девона и до раннего карбоната включительно, а второй—от ранней перми до позднего триаса включительно. Они разделены регионально выраженным перерывом, соответствующим среднему-позднему карбону.

В Приараксинском прогибе в рассматриваемое время установился мелководный, эпиконтинентального типа морской режим и происходило накопление терригенной формации в раннем девоне, известняковой—в среднем девоне, терригенно-фосфоритовой—в позднем девоне, раннем карбоне, известняковой—в перми и раннем-среднем триасе и угленосной формации—в позднем триасе. Касаясь геотектонического режима герцинского этапа развития Антикавказа, следует от-

метить следующее. По ряду важнейших геологических признаков—типу формаций горных пород, устойчивости фаций и мощностей отложений, почти полному отсутствию грубо- и крупнообломочных кластических пород, слабому проявлению складчатых движений, а также по полному отсутствию интрузивного и эффузивного магматизма, этот этап резко отличается от последующего альпийского, характеризующегося эвгеосинклинальным типом развития и вместе с тем, обнаруживает значительное сходство с платформенным или субплатформенным типом структурного развития (Габриелян, 1959).

Исследования, проведенные за последние десятилетия как в различных учреждениях СССР, так и за рубежом, в частности, в Иране, Турции, Афганистане, Индии, Пакистане, свидетельствуют о том, что вся южная часть Альпийского складчатого пояса от Средиземного моря и до Гималаев на востоке, в палеозое (в каледонском и герцинском этапах) охарактеризовалась платформенным тектоническим режимом (Бархатов, 1971; Штеклин, 1966).

По всей территории Ирана (Эльбрус, Загросы, центральное плато) и в Турции (Понтиды, Анатолиды, Тавриды), средне- и верхнепалеозойские и триасовые, как и нижнепалеозойские отложения, представлены различными карбонатными и терригенными песчано-глинистыми отложениями платформенного типа, характеризующимися небольшими мощностями и выдержанностью фаций и мощностей (Штеклин, 1966). Этот комплекс отложений—палеозойский платформенный чехол байкальского складчатого основания—затем, в альпийском тектоническом этапе, был перекрыт миогеносинклинальными отложениями мела и палеогена и с ними вместе деформирован, метаморфизован, а местами и прорван интрузиями. Эти данные доказывают, что вся территория Южного Закавказья вместе с Анатолией и Ираном в палеозое имела платформенный (или квазиплатформенный) тектонический режим и представляла собой погруженный выступ Африкано-Аравийской платформы.

В позднем триасе имело место общее поднятие, вызвавшее регрессию палеозойского мелководного моря, создавал расчлененный, горный рельеф и в крупных синклинальных прогибах происходило накопление терригенных угленосных молассоподобных отложений (басс. р. Веди). Состав пород, а также геотектонические условия их накопления показывают, что поздне триасовые отложения представляют орогенную формацию, соответствующую завершающей стадии герцинского этапа развития. Вместе с тем, эта формация имеет очень ограниченное распространение, маломощна (500—600 м) и по масштабам развития не идет ни в какое сравнение с орогенными молассовыми формациями альпийского этапа развития.

По типу тектонического развития, позднеэоценовое время скорее всего соответствует эпиплатформенному орогеническому режиму. Этот режим сохранился до раннего мела включительно, а начиная с позднего мела в рассматриваемой области устанавливается геосинклинальный (парагеосинклинальный) режим. Закавказское геоантиклинальное поднятие в герцинском тектоническом этапе представляло собой сушу платформенного типа и характеризовалось очень слабо расчлененным, почти равнинным или низкогорным режимом, о чем свидетельствуют отсутствие грубо- и крупноклассических обломочных пород в разрезах морских отложений среднего-верхнего палеозоя Приараксинской зоны и широкое развитие карбонатной формации.

Альпийский геосинклинальный этап

Альпийская история развития Малого Кавказа охватывает время от ранней юры до четвертичного периода и подразделяется на два этапа: главный, или собственно геосинклинальный (юра-эоцен), соответствующий формированию и развитию геосинклинальных прогибов, вплоть до их замыкания, и заключительный, или орогенный (олигоцен-антропоген), который соответствует возникновению и развитию складчато-глыбовых горных систем и межгорных впадин.

Каждый из указанных этапов расчленяется на подэтапы: юра-ранний мел, поздний мел, палеоцен-эоцен, олигоцен-миоцен, плиоцен-антропоген, а последние в свою очередь — на стадии (ранняя-средняя юра, поздняя юра-ранний мел, поздний мел, даний-палеоцен, ранний-средний эоцен, поздний эоцен, ранний-средний олигоцен, поздний олигоцен-ранний миоцен, средний-поздний миоцен, ранний-средний плиоцен и поздний плиоцен—антропоген). Соответствующие этим стадиям развития структурные этажи отделены региональными несогласиями, трансгрессивными контактами и отличаются друг от друга по структурному плану, типу и морфологией складчатых и разрывных дислокаций, степени метаморфизма пород, формационному составу, характером и формой магматизма.

Юра-ранний мел (рис. 7, 8). Начиная с юры, территория Малого Кавказа была вовлечена в геосинклинальное развитие, которое продолжалось и в кайнозое. В юре и мелу здесь, а также почти во всем Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте Средиземноморского пояса последовательно происходило дробление байкальского субстрата и заложение геосинклинальных прогибов.

Родоначальным прогибом на Малом Кавказе являлся Сомхето-Кафанский, который был расположен на месте северных и северо-восточных склонов Малого Кавказа по дугообразной полосе Алаверди—Шамшадин—Лачин—Кафан. На-

чало альпийского этапа развития знаменовалось здесь дроблением байкальского основания по ЮЗ краю Закавказского срединного массива (с этого времени этот массив можно считать как срединный) и заложением глубокого эвгеосинклинального прогиба (Сомхето-Кафанская интраэвгеосинклиналь) (рис. 7), разграниченного системой разломов глубокого заложения. Прогиб занимал узкое, линейно-вытянутое пространство между Среднеараксинской квазиплатформой и Закавказским срединным массивом. Южная граница эвгеосинклинали, вероятно, соответствовала Анкаван-Сюникскому глубинному разлому, северная граница ее рисуется менее достоверно. Прогибание области сопровождается обширной морской трансгрессией, которая достигает максимума своего развития в байосское время.

В ранней юре, в начале заложения, интраэвгеосинклиналь испытывает плавное, но дифференцированное погружение, приведшее к образованию внутренних частных прогибов (Алавердский, Шамшадинский, Кафанский и др.) и поднятий (Иджеванский, Горисский и др.), разграниченных поперечными разломами (рис. 7). Прогибы были затоплены мелководным морем, а поднятия представляли собой тектонические острова или подводные поднятия. Об этом свидетельствует ограниченное распространение нижнеюрско-нижнеаленских литоральных терригенных отложений, выходы которых приурочены к ядрам современных антиклинорных поднятий (Локский, Шамшадинский и др.). Ранне-среднеюрские грабен-прогибы (Алавердский, Шамшадинский, Мровдагский, Карабахский, Кафанский) были расположены кулисообразно вдоль оси интраэвгеосинклинали и в лейасе и байосе представляли собой основные области осадконакопления.

Настоящее эвгеосинклинальное развитие Сомхето-Кафанского прогиба соответствует байосскому времени, когда он испытывает наибольшее расширение и интенсивное, резко дифференцированное прогибание, сопровождающееся бурным проявлением начального подводного, отчасти наземного вулканизма и накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ байоса. Раннебайосский вулканизм носил преимущественно трещинный характер и представлен андезитобазальтовыми излияниями при подчиненном значении пирокластов. В средней юре роль поперечных разломов в образовании грабен-прогибов и проявлении вулканизма заметно возрастает и эвгеосинклиналь приобретает блоковое строение.

В позднем байосе интраэвгеосинклиналь испытывает инверсию, охватившую, в первую очередь, осевые зоны грабен-прогибов, где зарождаются центральные поднятия. Восходящие движения сопровождаются мощными излияниями продуктов кислой магмы и регрессией моря. По данным Н. Р. Азаряна и М. А. Сатиана (1974), в распространении вулкано-

генно-осадочных толщ верхнего байоса Алавердского антиклинория отмечается следующая закономерность. Вдоль оси антиклинория развиты грубые туфобрекчи, часть которых накопилась в наземно-островной обстановке. По крыльям антиклинория мощности толщи резко сокращаются и вулканы ассоциируют с осадочными и осадочно-пирокластическими породами и перекрываются образованиями бата. Все это свидетельствует об устойчивом воздымании осевой части антиклинория в позднебайосское время. Аналогичные тектоно-вулканические островки поднятия были сформированы в осевых частях Шамшадинского и Кафанского прогибов.

В предкелловейское время (батская орофаза) на Малом Кавказе имели место складкообразовательные движения. Отложения бата отвечают регрессии моря, начавшейся в конце байоса. Площади осадконакопления, по сравнению с байосскими, резко сокращаются и в связи с ростом центральных поднятий, перемещаются к бортам эвгеосинклинального трога, где накапливаются андезитовые лавы, пеплы, литоральные вулканомиктовые пески и глинистые илы. Однако батский вулканизм по интенсивности намного уступает байосскому. В Иджеванском синклинории батские отложения представлены угленосными фациями. В послебайосской истории развития Алавердского антиклинория Г. А. Туманян (1975) выделяет два седиментационных бассейна: южный (южное крыло антиклинория) и северный (северное и северо-восточное крылья антиклинория), которые значительно отличаются друг от друга по фациям и мощностям отложений. Так, в южном бассейне шло накопление грубообломочных вулканогенных молассоидных образований, возможно, в межгорном прогибе. В северном бассейне продолжалось геосинклинальное осадконакопление.

Таким образом, процессы растяжения и деструкции континентальной коры в лейасе и байосе, приведшие к образованию Сомхето-Кафанского геосинклинального трога (возможно и формирование субокеанической коры в ее центральной части), в конце байоса и в бате сменялись ее сжатием и интрагеосинклиналь вступает в орогенный этап своего развития. Однако этот заключительный этап развития интрагеосинклинали характеризуется сокращенным периодом и меньшей амплитудой воздымания (орогены сокращенного развития, по Е. Е. Милановскому). Грубообломочные отложения (нижняя моласса) этого этапа развития не известны.

В результате проявления батской орофазы раннеальпийский геосинклинальный этаж, сложенный нижеюрской терригенной формацией и среднеюрской андезитовой, вулканогенно-обломочной и терригенной формациями, отделен значительным несогласием от вышележащего среднеальпийского структурного этажа, а породы верхней юры повсеместно трансгрессивно и несогласно перекрывают различные горы-

зонты отложений средней юры. Указанные тектонические движения сопровождались гранитообразованием (плагиограниты, лейкократовые граниты Шамшадинского района и многочисленные субвулканические тела кварцевых порфиритов и альбитофиров).

Новые погружения и трансгрессия моря начинаются с начала поздней юры, но развитие региона в позднеюрско-неокомскую стадию продолжается по несколько иному структурному плану. На этой стадии развития имела место активизация поперечных разломов и блоковых подвижек (возможно и горизонтальных), приведших к заложению, а затем и активному развитию поперечных (антикавказских) прогибов (Иджеванский, Папакарский, Горисский и др.).

В поздней юре осевые зоны первичных раннеюрско-байосских грабен-прогибов испытывают относительные поднятия, приведшие к образованию центральных поднятий (ядра будущих антиклинориев) и боковых прогибов. Центральные поднятия, постепенно разрастаясь, превращали осевую полосу эвгеосинклинали в зону воздымания, которая в верхней юре и неокоме представляла собой цепь узких тектонических островов (рис. 8). Дальнейшее их развитие в позднем мелу и кайнозое привело к образованию современных брахиантиклинорных структур (Алавердская, Шамшадинская, Кафанская и др.).

Таким образом, в поздней юре-неокоме происходит дальнейшее смещение осевой зоны эвгеосинклинали к юго-западу и северо-востоку. Соответственно перемещаются и области осадконакопления. На наиболее приподнятых участках центральных поднятий оно почти отсутствует, за исключением наземного вулканизма. По-видимому, более интенсивное прогибание и расширение испытывают боковые прогибы, расположенные по северному-северо-восточному краям интрагеосинклинали. В погружающихся боковых и поперечных прогибах в келловее начинается новая трансгрессия (после кратковременной регрессии в конце бата), сопровождающаяся песчано-глинистым осадконакоплением. В оксфорде-титоне трансгрессия, после некоторого перерыва, расширяется (в частности, в поперечных прогибах). В этом бассейне в начале трансгрессии шло накопление карбонатных и отчасти терригенных осадков, затем развивается интенсивный подводный эксплозивный вулканизм основного и среднего состава. На некоторых участках (Иджеванский хребет, левобережье р. Агстев, междуречье рек Агстев и Ахум) вулканизм проявился довольно слабо. На этих участках развиты карбонатные отложения.

На крыльях Кафанского антиклинория, а также на северном крыле Шамшадинского антиклинория интенсивные проявления подводного вулканизма продолжаются в титоне-среднем валанжине. Дальнейшее развитие поперечных про-

гибов в альпийском этапе привело к формированию современных поперечных синклинорных структур (Иджеванский, Папакарский, Дашкесанский, Горисский и др.).

Тектонические условия развития южных и юго-западных склонов Малого Кавказа, расположенных юго-западнее Анкаван-Сюникского глубинного разлома, в юра-раннемеловое время резко отличаются от таковых вышеописанного Сомхето-кафанского тектонического комплекса. Эта часть региона, тесно примыкавшая к эпигерцинскому Среднеараксинскому поднятию, не была вовлечена в погружение и сохраняла геантиклинальные условия развития.

Приараксинская зона в рассматриваемое время состояла в основном из относительно приподнятых участков. Расположенный на ней платформенный прогиб закрывается в конце герцинского этапа и она сочленяется с поднятием южного склона Малого Кавказа. Вся эта область в раннеальпийском подэтапе испытывала слабое, но устойчивое относительное поднятие. Лишь в восточной части этой области в районе Айоцдзорского хребта в раннесреднеюрское время существовал неглубокий прогиб (Южноайоцдзорский) (рис. 7), где шло накопление морских прибрежно-мелководных песчано-глинистых отложений небольшой мощности (до 300 м). Среднеюрский разрез Южно-Айоцдзорского прогиба резко отличается от разреза Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального прогиба малыми мощностями и отсутствием вулканогенных пород. Это различие четко выражено также в составе фаунистических комплексов. Все это свидетельствует о том, что эти прогибы охарактеризовались различными условиями тектонического развития и заполняющие их среднеюрские морские бассейны не сообщались друг с другом.

Таким образом, в среднеюрское время на Малом Кавказе существовали две различные тектоно-седиментационные зоны. Развитие северной из них (Сомхето-Кафанская зона) соответствует эвгеосинклинальным, а южной (Южноайоцдзорская зона)—миогеосинклинальным условиям.

В конце юры в Сомхето-Кафанской интраэвгеосинклинали происходят новые тектонические движения, поднятие и регрессия моря. Эти движения более сильно проявились в Алавердском и в центральной и южной частях Шамшадинского антиклинория. Здесь отложения неокома отсутствуют.

Геосинклинальный этап развития названной зоны завершился в неское общим сводовым поднятием, складчатостью и внедрением гранитоидной магмы (Кохб-Шнохская, Цахкашатская, Цавская группы интрузий). В результате этих процессов эвгеосинклиналь превращается в геантиклинальное поднятие, в дальнейшем не испытывавшее обращения. Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего неокома и апта известны лишь на крыльях кафанского антиклинория. В неоком—аптское время вокруг названного антиклинория

поднятия происходило накопление морских карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенных образований. Бурное проявление основного и среднего вулканизма в аптское время имело место вдоль Гиратахского и Анкаванского разломов глубокого заложения.

Альб—поздний мел (рис. 9). Среднеальпийский подэтап развития играл весьма существенную роль в тектоническом развитии Малого Кавказа и формировании его современной структуры. В альб-позднемеловое время в результате нового дробления фундамента и возникновения новых разломов глубокого заложения (Севано-Акеринский, Ереванский и др.), происходит существенная перестройка структурного плана Малого Кавказа, заложение и дальнейшее развитие основных структурно-формационных зон этого региона (Габриелян, 1959).

Заложение систем «поздних» геосинклинальных прогибов (Аджаро-Триалетский, Базумо-Зангезурский, Еревано-Ордубадский) имело место на разнородном доальпийском основании. Прогибы, расположенные южнее Анкаван-Сюникского глубинного разлома, зародились и развивались на палеозойском эпибайкальском платформенном чехле. Развитие этих прогибов соответствует миогеосинклинальным условиям. Севернее и северо-восточнее названного разлома, непосредственно на байкальском складчатом основании, на краях Закавказского срединного массива или на поднятии, возникшем на месте юрского Сомхето-Кафанского геосинклинального прогиба, зародились глубокие эвгеосинклинальные прогибы. В формировании прогибов огромное значение имели зоны глубинных разломов. Одна из характерных черт этой стадии развития Малого Кавказа заключается в преобладании процессов растяжения континентальной коры, сопутствующих ранним стадиям становления офиолитового комплекса и формирования коры океанического типа.

В альб-позднемеловое время на территории Малого Кавказа четко обособляются следующие крупные структурные элементы, разграниченные глубинными разломами: Предмаюкавказская, Севано-Амасийская и Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальные прогибы, Сомхето-Карабахское, Кафанское и Анкаван-Зангезурское интрагеоантиклинальные поднятия (рис. 9). Внутри этих структур выделяются относительные поднятия и прогибы второго порядка. Все эти структурные элементы с небольшими изменениями продолжали развиваться и в эоцене (Ренгартен, 1939).

В позднемеловое время Малый Кавказ испытывает общее, но дифференцированное погружение, обусловившее трансгрессию моря, самую крупную среди всех трансгрессий на Кавказе. В это время интрагеоантиклинальные поднятия занимали значительно более узкие полосы и в большинстве случаев покрывались морем.

Предмалокавказский прогиб был расположен на месте северо-восточных склонов Малого Кавказа, в современном рельефе моноклинально плавно погружающихся в Кури́нскую депрессию. Обнажающаяся часть этой зоны по структурному плану резко отличается от соседней Сомхето-Карабахской зоны широким развитием складчатых и отчасти разрывных структур северо-восточного (антикавказского прости́рания). В современной структуре Армении обнажается южный борт зоны, охватывая Папакарский синклино́рий и северную периферическую часть Шамшадинского антиклинория. Многие исследователи эту структуру включают в состав Сомхето-Карабахской зоны. Однако, учитывая резкие различия в структурном плане, а также в возрасте и составе формаций отложений, описываемую зону следует рассматривать как самостоятельную структуру, наложенную на нижеальпийские структуры общекавказского прости́рания. Прогибание этой зоны в ранней стадии развития (турон-сантон) сопровождалось мелководным подводным вулканизмом и формированием вулканогенно-обломочной формации (более 1000 м), состав которой вверх по разрезу эволюционирует от базальтового к андезитовому и участками до липаритового (Сатян, 1976). Вулканизм в основном был приурочен к расколам земной коры, разграничивающим погружающиеся участки северных склонов раннеальпийских поднятий. К северу вулканизм заметно ослабевает. В верхнем сеноне имели место стабилизация тектонических движений и формирование пелитоморфной известняковой формации (до 600 м).

Сомхето-Кафанское интрагеоантиклинальное поднятие, возникшее на месте осевой зоны первичного юрского геосинклинального прогиба, в позднем мелу испытывает погружение. Однако это погружение носило резко дифференцированный характер. Центральные части внутренних антиклинорных поднятий и их юго-западные склоны, в той или иной степени консолидированные в раннем мелу в результате поднятия и внедрения многочисленных крупных и малых гранитоидных интрузий, в позднем мелу испытывали относительное поднятие и представляли сушу. Довольно интенсивное прогибание охватывает сравнительно узкие поперечные прогибы и северные периферийные части антиклинорных поднятий, где шло накопление мощных толщ осадочно-пирокластической (средний альб—нижний турон) и вулканогенно-осадочной (верхний турон—сантон) формаций. В результате этих движений более четко вырисовывается структурное расчленение интрагеоантиклинального поднятия на внутренние антиклинорные и синклинорные блоки.

В позднемеловое время в этой зоне (в пределах Армянской ССР) четко обособляются три крупные антиклинорные поднятия (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское) и разделяющие их Иджеванский и Горисский прогибы, выполнен-

ные отложениями верхнего мела. Акеринский наложенный прогиб, разделяющий Кафанское и Карабахское поднятия, в позднем мелу значительно прогибается и расширяется, вследствие чего связь между указанными поднятиями теряется (рис. 9). В позднем сеноне в вышеуказанных прогибах, в относительно спокойных тектонических условиях шло накопление терригенно-карбонатных отложений.

Выше уже упоминалось, что в меловое время на территории Армении происходит заложение двух крупных интрагеосинклинальных прогибов: Севано-Амасийского и Еревано-Ордубадского.

Начало заложения Севано-Акеринского прогиба соответствует поздней юре или раннему мелу (Габриелян, 1959; Саркисян, 1966). Возникновение этого прогиба связано с новым дроблением континентальной коры по Севано-Акеринскому глубинному разлому, развитием процессов растяжения и деструкции ее и формированием коры океанического типа. Интрагеосинклинальный прогиб развивался вдоль этого разлома и имел шовный характер. По мнению В. Е. Хаина (1975), в течение юры и мела по северному и южному краям Севано-Амасийской зоны действовала пара зон Бенъоффа, наклоненных в разные стороны.

После некоторого поднятия и перерыва в сеномане и начале турона, в коньяке и нижнем сантоне интрагеосинклинальный прогиб испытывает интенсивное дифференцированное погружение, трансгрессию моря и расчленение на внутренние прогибы и поднятия. Развитие прогиба соответствует типичным эвгеосинклинальным условиям. Интенсивное прогибание зоны сопровождалось поднятием ультраосновной магмы и формированием пород офиолитовой ассоциации (габбро-гипербазитовая и диабаз-радиоляритовая формации), а затем и терригенно-карбонатной формации. В результате расширения трансгрессии Севано-Амасийский бассейн через Разданский, Иджеванский и Мартунинский проливы сообщается с бассейнами Предмалокавказского и Еревано-Ордубадского прогибов. Островами остаются лишь небольшие приподнятые части интрагеоантиклиналей. В позднемеловое время продолжает развиваться Анкаван-Сюникский глубинный разлом, обрамляющий Севано-Амасийскую и Кафанскую зоны с юга и юго-запада.

Заложение Еревано-Ордубадского интрагеосинклинального прогиба имело место в сеномане-туроне по северному краю эпибайкальской молодой платформы. В верхнем туроне в результате неравномерного погружения он расчленяется на внутренние наложенные прогибы (Еревано-Вединский и Ордубадский), между которыми располагалось Западноайоцзорское подводное поперечное поднятие. В этих прогибах отлагались мелководные терригенно-карбонатные и рудисто-гастроподовые органогенно-детритовые отложения.

В нижнем коньяке резко дифференцированное погружение в Еревано-Вединском прогибе сопровождается образованием офиолитовой формации; развитие интрагеосинклинали в этой стадии соответствует эвгеосинклинальным условиям, однако в дальнейшем он приобретает черты миогеосинклинального развития. В кампан-маастрихте в связи с максимальным расширением морской трансгрессии и стабилизации тектонических движений накапливаются мелководные и сравнительно глубоководные глинисто-известковистые илистые осадки. В эту эпоху Еревано-Ордубадский интрагеосинклинальный прогиб отделялся от Севано-Амасийского цепью подводных поднятий (Арагацское, Южносеванское).

Поздне меловая трансгрессия достигает максимума в кампане. Малый Кавказ покрывается открытым морем почти без островов. Это была эпоха сравнительной стабилизации тектонических движений и широкого развития хемогенных и органогенных карбонатных отложений, которые покрывали почти всю территорию Малого Кавказа. В маастрихте начинается сокращение площади морского бассейна.

Таким образом, в верхнесенонское время индивидуальность развития отдельных интрагеосинклинальных прогибов Малого Кавказа значительно затушевывается, и все они приобретают черты миогеосинклинального развития.

В конце маастрихта происходят мощные тектонические движения, обусловившие крупное и регионально-выраженное поднятие и регрессию в датском веке. Большая часть территории Малого Кавказа превращается в сушу и только в некоторых остаточных прогибах, соответствующих наиболее прогнутым частям поздне меловых геосинклинальных прогибов (Еревано-Ордубадский, частично Севано-Амасийский) в датско-палеоценовое время происходит накопление осадков (рис. 10). Интенсивное поднятие интрагеоантиклиналей (кордильер), обрамляющих указанные прогибы, обусловило их размыв и накопление в дат-палеоценовое время терригенно-карбонатных флишевых отложений. Наиболее мощные (до 600 м) песчано-алевролитовые и известняковые флишевые отложения отлагаются в Еревано-Вединском прогибе в междуречье Веди и Азат. В бассейне р. Веди у южного склона г. Котуц они сменяются грубообломочным флишем.

В западной и восточной частях Севано-Амасийской зоны, а также в Иджеванском прогибе в дат-палеоценовое время происходит образование карбонатных пород небольшой мощности, которые, в отличие от подстилающих верхнесенонских известняков, сильно обогащены терригенным материалом, что свидетельствует о поднятии окружающей этой бассейны суши.

В Приараксинской зоне в районе сел. Арташат в буровых скважинах отмечается наращивание мощностей дат-палеоценовых отложений до 1000 м, что связано с поднятием

Ереванского прогиба и особенно его северного борта и смещением его мульдовой части к югу. Благодаря этому датпалеоценовые флишевые отложения в ряде мест несогласно перекрывают различные горизонты сенона. В тех интрагеосинклинальных прогибах, где в мульдовых частях в датском веке сохранились остаточные морские бассейны, отложения дания-палеоцена согласно сменяют подстилающие породы сенона (Габриелян, 1970).

Эоцен (рис. 11, 12). В раннем эоцене начинается новое крупное опускание Малого Кавказа и трансгрессия моря, которая достигает максимума развития в среднем эоцене — вторая после позднего мела обширная трансгрессия в этом регионе. Общий план расположения крупных структурных элементов, заложенный в поздне меловое время, в эоцене существенных изменений не претерпевает. Основные интрагеоантиклинальные поднятия и интрагеосинклинальные прогибы, которые вырисовывались в позднем мелу, в основных своих чертах продолжают развиваться и в эоцене (рис. 11). Вместе с тем, происходит дальнейшее расчленение интрагеосинклинальных прогибов на внутренние, более мелкие прогибы, разделенные поперечными поднятиями. Последние характеризуются сокращенными мощностями эоценового разреза, частыми перерывами и более отчетливо выраженным трансгрессивным залеганием отдельных горизонтов (Габриелян, 1970).

Тектонические движения в эоцене отличались резкой дифференцированностью и высокой интенсивностью с амплитудами прогибания до 3—4 км. В среднем эоцене море покрывает не только интрагеосинклинальные прогибы, но и значительную часть интрагеоантиклинальных поднятий, и только наиболее приподнятые осевые части их выступали над уровнем моря в виде тектонических островов. Появление в отложениях эоцена нуммулитов свидетельствует о широкой связи морского бассейна Малого Кавказа с Средиземноморским бассейном и о теплых климатических условиях морских водоемов.

Интенсивные тектонические движения в эоцене сопровождаются проявлением мощного эксплозивного вулканизма.

Севано-Амасийский интрагеосинклинальный прогиб в эоценовое время, по сравнению с другими прогибами, испытывает наибольшую тектоническую активность. Развитие его соответствует типичным эвгеосинклинальным условиям. В результате дифференцированных тектонических движений интрагеосинклиналь расчленяется на три внутренних прогиба: Севано-Ширакский, Кельбаджарский и Нижнеакеринский, разделенные Зодским и Лачинским поперечными поднятиями. Из вышеуказанных прогибов Севано-Ширакский полностью был расположен на территории Армянской ССР, по-

этому ниже приводятся более подробные данные о его истории развития.

В раннем палеогене территория Севано-Ширакского синклинория представляла собой слабо расчлененную сушу. Морской режим продолжал существовать лишь в осевой, наиболее прогнутой части зоны; этот бассейн представлял собой, по-видимому, рукавообразный залив морского бассейна Куринской депрессии. Возможно, через Разданский пролив он сообщался с морским бассейном Еревано-Ордубадской зоны.

Континентальный режим развития завершается перед раннеэоценовым временем. Нижнеэоценовые морские отложения Севано-Ширакской зоны трансгрессивно, нередко с угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних пород—от верхнего мела до верхнего протерозоя включительно. В раннеэоценовое время через Иджеванский и Разданский прогибы море проникает в погружающиеся участки прогиба. В его западной части осадочно-пирокластические осадки формируются в условиях флишевого режима. В периферических частях прогиба шло накопление прибрежно- и мелководно-морских карбонатных, галечно-песчаных и угленосных осадков. Источниками питания обломочным материалам вероятно служили Алаверди-Шамшадинское и Арагацское геоантиклинальные поднятия. В более глубоких частях бассейна накапливается тонкий органогенно-детритовый и мелкофораминиферовый известковый ил.

Начавшаяся со второй половины раннего эоцена морская трансгрессия перекрыла почти всю территорию Еревано-Ордубадской зоны. Здесь, в унаследованных от дат-палеоэоценового времени прогибах (Ереванский, Ордубадский) накопились терригенные флишевые осадки. В бассейне р. Веди и западном Айоцдзоре развиты органогенные (нуммулитовые) известняки, трансгрессивно залегающие на подстилающих отложениях. Область размыва намечается в районе Арагацкого, Урцского, Араратского и Кафанского поднятий.

В среднем эоцене Севано-Амасийский интрагеосинклинальный прогиб испытывает наибольшее погружение. Трансгрессия, начавшаяся в раннем эоцене, значительно расширяется. В результате консолидации и поднятия Зодского поперечного поднятия, Севано-Ширакский прогиб на юго-востоке через Вардениское поперечное подводное поднятие сочленяется с Ехегнадзорским и Южно-Зангезурским прогибами. В связи с этим Присеванский интрагеосинклинальный прогиб на юго-востоке раздваивается на Акеринскую и Ехегнадзор-Южнозангезурскую ветви, которые были раздвоены Кафанским антиклинорным поднятием.

Таким образом, Севано-Ширакский, Ехегнадзорский (северная и восточная части) и Южнозангезурский среднеэоценовые прогибы и разделяющие их подводные поперечные под-

нятия в целом образовали Базумо-Зангезурский интраэвгеосинклинальный прогиб (рис. 11), которому в современной структуре Малокавказского мегантиклинория соответствует крупная и сложная Базумо-Зангезурская зона. Вся территория зоны покрывается мелководным морем, изобиловавшим вулканическими и тектоническими островами. Море затопляет также прилегающие участки соседних геантиклинальных поднятий (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское, Арагацское). Размыву подвергались юрские и верхнемеловые породы, слагающие наиболее приподнятые участки поднятий.

В связи с общим дифференцированным погружением сильно развивается подводный эксплозивный вулканизм. Огромные толщи лав (основного, среднего и частично, кислого состава) и их пирокластов накапливаются главным образом в центральной, наиболее суженной и раздробленной части прогибов, а также по их краям вдоль глубинных разломов. Вследствие пульсационного проявления вулканизма широкое развитие получают мощные флишоидные толщи вулканогенно-осадочных пород, в частности, кремнисто-вулканогенной формации.

В Севано-Ширакском и Южнозангезурском прогибах активно проявляют себя продольные и поперечные разломы, приведшие к дроблению байкальского субстрата и образованию блоковой структуры. Изучение фаций и мощностей пород свидетельствует о дифференцированном и неравномерном движении блоков. Так, в пределах Севано-Ширакского прогиба Западнобазумский и Зодский офиолитовые блоки в эоценовое время представляли собой более или менее консолидированные участки слабого подводного поднятия, временами приобретаая островной характер. Блоки, расположенные в западной и восточной частях прогиба, по сравнению с блоками центральной части погружаются интенсивнее, в их пределах широкое развитие получают мощные (до 2 км) эффузивно-осадочные и кремнисто-вулканогенные формации. В центральной же части прогиба преобладает дацит-андезитовая формация. В этой стадии развития в указанном прогибе довольно четко проявляется поперечная зональность. Изучение фаций и мощностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена показывает, что центры вулканических извержений были сосредоточены в боргах прогиба (вдоль глубинных разломов) и в районах поперечных поднятий, разделяющих внутренние частные прогибы.

В Еревано-Ордубадской зоне в эоцене формируются Еревано-Вединский, Айоцзорский и Ордубадский частные прогибы, которые были разделены Карахач-Зовашенским и Айоцзорским поперечными подводными поднятиями. Прогибы характеризуются сравнительно полными разрезами и большими мощностями. Эта зона, характеризующаяся миогеосинклинальным типом развития, в среднем эоцене испы-

тывает более плавное погружение. В вышеуказанных прогибах накопились пирокластоосадочные флишевые отложения. В них с юга на север и северо-восток наблюдается увеличение мощности пород среднего эоцена и содержание пирокластического материала, который поступал из Базумо-Зангезурской зоны. Основные очаги вулканизма были расположены в Восточном Айоцдзоре и Зангезуре. В конце среднего эоцена роль пирокластического материала в процессе осадконакопления заметно уменьшается, в осадках увеличивается содержание карбонатного материала. Среднеэоценовый морской бассейн, судя по составу фауны, характеризовался нормальной соленостью и теплыми климатическими условиями.

На рубеже среднего и позднего эоцена происходят складкообразовательные движения (первая пиренейская или триалетская, по П. Д. Гамкрелидзе, фаза складчатости), которые охватили всю территорию Малого Кавказа. Они играли важную роль при формировании современной структуры названного региона. Эти движения наиболее интенсивно проявились в Аджаро-Триалетской и Базумо-Зангезурской зонах, вызывая значительные изменения в их структурном плане. В Еревано-Ордубадской зоне они проявились сравнительно слабо.

В Севано-Ширакском геосинклинальном прогибе сформировавшиеся в конце позднего мела складчатые структуры, за исключением Западнобазумского и Зодского офиолитовых блоков, несогласно перекрываются мощными образованиями нижнего и среднего эоцена. В связи с интенсивным проявлением предпозднеэоценовых складчатых движений происходит частная инверсия и внутреннее структурное расчленение. Осевая полоса прогиба (наиболее прогнутая часть в среднем эоцене) воздымается, превращаясь в область размыва (зона центрального поднятия). Севернее и южнее этого поднятия формируются боковые остаточные прогибы (рис. 12). Зона центрального поднятия в современной структуре соответствует полосе развития крупных антиклинальных складок, а на месте боковых прогибов расположены крупные и сложные синклинальные складки.

В Базумо-Зангезурской зоне предверхнеэоценовые складчатые движения сопровождались оживлением старых и образованием новых разломов и интенсивными блоковыми подвижками, обусловившими внедрение крупных гранитоидных интрузий (Базумо-Памбакский комплекс, часть Мегринского плутона и др.).

В позднем эоцене Севано-Ширакский и Южнозангезурский эвгеосинклинальные прогибы пережили заключительную стадию своего существования. Севано-Ширакский прогиб вовлекается в новое, резко дифференцированное и неравномерное погружение, но уже в меньшем масштабе. В начале

позднего эоцена море вновь расширяет свои границы, наступая на различные горизонты среднего эоцена. Расчленение прогиба становилось более сложным. Осевая зона (центральное поднятие) испытывала относительное поднятие. Здесь были расположены тектонические острова и отмели. Более интенсивное прогибание испытывали боковые прогибы (Лорийский на севере и Памбакский—на юге), которые покрывались неглубоким морем. Однако, позднеэоценовое море не представляло собой единого бассейна, а состояло из нескольких мелких бассейнов, которые узкими проливами сообщались друг с другом.

Неравномерно дифференцированное погружение боковых прогибов сопровождалось мощными излияниями лав, изменяющихся по составу от базальтов до липаритов и щелочных эффузивов, а также выбросами пирокластического материала. В отличие от среднего эоцена в позднем эоцене значительную роль играет наземный вулканизм. В целом вулканическая деятельность в позднем эоцене была выражена слабее, чем в среднем эоцене.

В конце позднего эоцена и в раннем олигоцене в Базумо-Зангезурской зоне происходили мощные складко- и горообразовательные движения (пиренейская орофаза). Интрагеосинклинальные прогибы испытывали интенсивное воздымание и вступили в заключительный (орогенный) этап развития. Базумо-Зангезурская интрагеосинклинальная зона в целом претерпевает общее поднятие, воссоединяется с соседним Сомхето-Кафанским поднятием и тем самым в центральной части Малого Кавказа формируется крупная и сложно-построенная (гетерогенная) геоантиклиналь.

Раннеолигоценовые тектонические движения были достаточно энергичными, с резкой амплитудой колебаний и имели важное значение при формировании современной тектонической структуры Антикавказа. Они сопровождались внедрением крупных щелочных интрузивов Памбакского и Зангезурского комплексов.

В Еревано-Ордубадской зоне в позднем эоцене в плане расположения прогибов и поднятий существенных изменений не происходит. В позднем эоцене в междуречье Раздан и Веди (Еревано-Вединский прогиб) продолжалось дальнейшее прогибание среднеэоценового бассейна и накопление мощных (до 1000 м) карбонатно-терригенных флишевых отложений. Переход от среднего эоцена к верхнему здесь постепенный. В Шагапской синклинали и в западной части Ехегнадзорского синклинория прогибание было менее интенсивным, здесь мощности отложений верхнего эоцена сокращаются до 350 м, содержание карбонатных пород заметно увеличивается, в разрезе часто встречаются слои с нуммулитовыми известняками, конгломераты, рифовые известняки. Все

это свидетельствует об обмелении бассейна в направлении с запада на восток.

Позднеэоценовые тектонические движения в пределах Еревано-Ордубадской зоны имели не только нисходящий характер. На участках поперечных поднятий и крупных, сформировавшихся к этому времени антиклинальных структур в конце эоцена происходит регрессия. На этих участках отложения олигоцена трансгрессивно лежат на размытой поверхности пород эоцена (Габриелян, 1970).

Альпийский орогенный этап (олигоцен-антропоген)

Орогенный (неотектонический) этап развития как в геосинклинальных складчатых областях, так и в древних и молодых платформах знаменуется резко дифференцированными блоковыми движениями (преимущественно поднятиями) земной коры, формированием современных мегаформ рельефа, возникновением горных хребтов и заполненных морскими и континентальными молассами краевых, межгорных и внутригорных впадин, а также проявлением орогенного вулканизма. Для Кавказа начало этого этапа датируется олигоценом, т. е. временем заложения Рионо-Куринской и Среднеараксинской впадин и геоантиклинальных блоковых поднятий мегантиклинорий Большого Кавказа и Антикавказа.

На Кавказе орогенный этап делится на два подэтапа: раннеорогенный (олигоцен-миоцен) и позднеорогенный, охватывающий плиоцен и антропоген.

Раннеорогенный подэтап (рис. 13, 14). В конце эоцена и начале олигоцена происходят очень мощные складкообразовательные и горообразовательные движения, обусловившие регионально выраженный перерыв в осадконакоплении на рубеже указанных геологических отделов и инверсию в геотектоническом режиме по всему Альпийско-Гималайскому геосинклинальному поясу. Это было начало орогенного этапа, формирования всех крупных складчато-глыбовых горных сооружений и межгорных и краевых молассовых впадин указанного эпигеосинклинального орогенического пояса юга Евразии.

На Кавказе в результате этих движений происходят геоантиклинальные поднятия Большого Кавказа и Антикавказа и между ними формируется Закавказская или Рионо-Куринская впадина. Южнее Антикавказа образуется Среднеараксинская впадина, в которой в олигоцене и миоцене происходит накопление осадков. В олигоцене наиболее прогнутая часть этой впадины располагалась несколько севернее и северо-восточнее современной одноименной впадины—в ее бортовой части по линии Ереван—Веди—Айюцдзор. Об этом свидетельствует наибольшая мощность олигоценовых отло-

жений в этой полосе, а также постепенное уменьшение мощностей отложений и их выклинивание в сторону р. Аракс, т. е. в направлении к осевой полосе Араксинской межгорной впадины. Анализ фаций и изопахит показывает, что в этом Ереван—Айоцзорском олигоцене прогибе обособились несколько сравнительно небольших прогибов второго порядка (Ереванский, Вединский и Айоцзорский), которые были разделены подводными геоантиклинальными перемычками, характеризующимися резкими сокращениями мощностей и выпадением отдельных горизонтов отложений.

В указанном прогибе в раннем-среднем олигоцене происходило накопление мощных (до 1 км) песчано-глинистых морских отложений типа майкопской свиты Северного Кавказа и Куринской впадины. По геотектоническим условиям и фаціальным особенностям эти отложения относятся к типу ранних морских моласс, образующихся, обычно, в начальных стадиях орогенеза—раннеорогенном подэтапе и представляют продукты размыва суши, сформировавшейся в центральной части Антикавказа. Пышное развитие в отложениях раннего-среднего олигодена (шорагбюрская свита) фауны кораллов, морских ежей, нуммулитов и других групп свидетельствует о мелководном характере бассейна, а также нормальном гидрологическом режиме и тропических и субтропических климатических условиях последнего.

Наличие туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и других туфообломочных образований в отложениях раннего-среднего олигодена Айоцзора свидетельствует о вулканической деятельности эксплозионного типа в это время в юго-восточной части Антикавказа. В Нахичеванской мульде ранний-средний олигоден выражен целиком в вулканогенной фации (абракунинская свита). Условно к этому времени относится и андезитовая формация восточного Айоцзора (амульсарская свита), хотя имеются и веские данные о ее более древнем верхнеэоценовом возрасте.

В центральной приподнятой части Антикавказа в это время (среднем-позднем олигоцене) сформировался узкий продольный Дилижан-Амасийский наложенный прогиб, в котором был установлен пресноводно-озерный режим и происходило накопление угле-сланценосных терригенных молассовых формаций—дилижанская свита. Этот озерный водоем, вероятно, через Иджеванский грабен сообщался с майкопским морским бассейном Куринской впадины и представлял, таким образом, юго-западный, Антикавказский залив последнего.

Очень существенные изменения в геотектоническом режиме и палеогеографических условиях Антикавказа происходили на границе среднего и позднего олигодена.

В результате предпозднеолигоденовых тектонических движений Антикавказ испытывает новое, более интенсивное воз-

дымание, в связи с чем в позднем олигоцене-раннем миоцене происходит дальнейшее смещение бассейнов осадконакопления к северу и югу, в центральную часть Среднеараксинской впадины (рис. 14). В последнем образуется обширный межгорный прогиб, в котором устанавливается озерно-континентальный режим и происходит накопление пестроцветных песчано-глинистых молассовых отложений—пестроцветная свита. Границы распространения последней, являющейся базальным горизонтом неоген-антропогенного молассового комплекса, слагающего Среднеараксинскую впадину на всем ее протяжении от Нахичеванской мульды на юго-востоке и до Октемберянского прогиба на северо-западе, точно совпадают с современными контурами Среднеараксинской впадины. Это указывает на то, что позднеолигоцен-раннемиоценовая эпоха является временем формирования Среднеараксинской впадины, начало заложения которой отмечается еще в раннем-среднем олигоцене.

Следует отметить, что орогенические движения рассматриваемого времени носят региональный характер и проявились почти по всему альпийскому поясу юга Евразии. В Анатолии, Иране, как и в эпиплатформенной орогенической зоне Средней Азии, в это время (поздний олигоцен—ранний миоцен) происходило формирование горных хребтов и накопление однотипных красноцветных и пестроцветных лагунно-континентальных молассовых отложений, заполняющих межгорные, предгорные и внутригорные наложенные впадины.

Антикавказская суша, разделяющая Среднеараксинскую и Куринскую впадины, характеризовалась высокогорным, сильно расчлененным рельефом, влажными и жаркими климатическими условиями, способствовавшими возникновению ливневых и селевых потоков, заносивших в бассейн огромное количество кластического материала. Анализ фаций и мощностей отложений показывает, что Среднеараксинская впадина в это время не представляла единую структурную зону и состояла из нескольких прогибов (Ереванский, Октемберянский, Арташатский, Садаракский, Нахичеванский), разделенных выступами палеозойского основания. В последних мощность пестроцветных пород не превышает 100—200 м, в то время как в указанных прогибах она достигает 700—800 м.

В среднем-позднем миоцене Антикавказ вовлекается в новое опускание и в Среднеараксинской депрессии происходит ингрессия моря и устанавливается лагунный режим, происходит накопление мощных (ок. 2 км) гипсо-соленосных отложений.

Существенные изменения происходят в плане структурной эволюции описываемой области (рис. 15). Среднемиоценовое время знаменуется заложением и дальнейшим развитием глубинных структур (геотектонических зон) анти-

кавказского (северо-восточного и близмеридионального) направления, под большим углом секущих структуры домиоценового основания. К ним относятся Севано-Ереванский миоценовый прогиб, Ширакский и Нахичеванский прогибы, а также крупные зоны поперечных поднятий и разломов (Транскавказская, Воротанская, Варденис—Аргичи—Араратская, Зангезурская и др.), которые в позднеорогенной стадии развития (плиоцен-антропоген) контролировали орогенный вулканизм и сейсмичность.

В среднем сармате отмечаются движения восходящего порядка, обусловившие кратковременный перерыв в осадконакоплении и опреснении бассейнов. В позднем сармате происходит новая ингрессия моря, обусловившая проникновение в Среднеараксинский лагунный бассейн морской воды с мактровой фауной и значительное расширение площади накопления морских осадков. В конце позднего миоцена (перед мэотисом) происходят очень мощные тектонические движения, вызвавшие новые существенные изменения в структуре и палеогеографических условиях Антикавказа. В результате этих движений происходит регрессия сарматского моря и Антикавказ в целом испытывает общее поднятие и, начиная с мэотиса, вступает в континентальную фазу развития. В Среднеараксинской и Севанской впадинах миоценовые отложения сминаются в складки, образуются соляные структуры, дальнейший рост которых продолжался до современной геологической эпохи. В центральной части Антикавказа происходят дифференциальные блоковые движения, омоложение заложённых ранее разломов и возникновение новых разломов преимущественно антикавказского направления. Эти дифференциальные блоковые движения, охватившие весь Кавказский регион, вызвали интенсивное проявление вулканизма в раннем-среднем плиоцене.

Позднеорогенный (плиоцен—антропогенный подэтап). В раннем-среднем плиоцене в центральной части Антикавказа на пространстве от Ахалцихского остаточного прогиба на северо-западе и до Сюникского нагорья на юго-востоке происходит накопление мощной (до 1 км) свиты вулканогенно-обломочных образований: преимущественно андезитового состава туфобрекчии и туфоконгломераты, аггломератовые и витрокластические и алевропелитовые туфы, туффиты, туфопесчаники, зольные гравелиты и др. пирокластические породы, прослаиваемые внутриформационными андезитовыми покровами—вохабердская (годерзская) свита и ее литологические и стратиграфические эквиваленты. Они отлагались в озерно-континентальных условиях и представляют по существу вулканогенно-обломочную молассу (Габриелян, 1970).

Наличие в составе этой свиты пачек и линз пролювиальных образований, плохая сортировка пород и наблюда-

емое местами хаотическое нагромождение вулканогенных и пролювиальных, грубокластических пород указывает на расчлененный тип рельефа, а также дифференциальный характер происходящих в это время тектонических движений.

В некоторых озерных котловинах в начале рассматриваемого подэтапа (в раннем плиоцене) происходило накопление угленосных и лигнитоносных отложений (мегринский и ширакский лигнитоносные бассейны).

В конце среднего плиоцена происходят складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию вулканогенно-обломочных образований реннего-среднего плиоцена.

Однако слабая дислоцированность отложений (углы падения в среднем 5—15°), а также слабо волнистый характер подошвы вулканогенно-обломочной свиты свидетельствуют о слабых проявлениях складчатых движений послепонтического времени.

Вместе с тем, в среднем плиоцене Антикавказ испытывает общее сводообразное воздымание, вызвавшее расчленение его рельефа и формирование крупных речных долин.

В позднем плиоцене и в частности в первой половине его (в акчагыле) происходит общее опускание страны, значительное ослабление дифференциальных движений, которые привели к планации рельефа соответствующей великой акчагыльской трансгрессии в Куринской впадине и в Закаспии.

На Антикавказе в тектонических депрессиях (Арагатская, Севанская, Ширакская, Воротанская) и крупных речных долинах (Дебедская, Разданская) формируются обширные озерные водоемы, в которых происходит накопление различных пресноводных отложений—диатомиты, диатомитовые глины, туфо-диатомиты, пески, песчаники, зачастую переслаивающиеся с продуктами рыхлых вулканических выбросов.

В среднем-позднем акчагыле вновь усиливаются дифференциальные тектонические движения, выразившиеся в сводово-глыбовом поднятии древних антиклинальных массивов и грабенообразном опускании синклинальных впадин.

Оживились древние глубинные разломы и возникли новые крупные разрывы, приуроченные преимущественно к границам горст-антиклинорий поднятий и грабен-синклинорий, а местами и к сводовым частям первых.

К этим линиям глубоких тектонических разрывов и были приурочены центры и трещины мощных излияний базальтовых лав (плато-базальты) верхнеплиоценового и постплиоценового времени.

В результате такого раскалывания страны, структура ее приобретает складчато-глыбовый характер, что отчетливо отражено в современном рельефе Армянского вулканического нагорья.

В конце позднего плиоцена и начале постплиоцена Антикавказ вновь вовлекается в общее поднятие и формируется его высокогорный рельеф, а продукты размыва поднимающихся горных массивов в виде пролювиальных шлейфов накапливаются вдоль их периферий, образуя обширные наклонные равнины.

Тектонические движения постплиоценового времени вызвали новую вспышку вулканической деятельности. Излившиеся лавовые потоки устремились по речным долинам и ущельям современных рек и местами создали запруды, способствовавшие образованию мелких озерных водоемов.

В результате этих движений происходила также перестройка в расположении речных долин. Многие крупные речные долины (Памбак, Арпа и др.), имевшие субширотное простираие, начиная со среднего антропогена резко меняют свое направление, приобретая коленообразный продольный профиль (перехваты).

В Сомхето-Кафанской и Приараксинской зонах новейшие тектонические движения имели унаследованный характер и обусловили горстовое поднятие древних антиклинальных массивов и относительное прогибание синклинальных структур. Поэтому в указанных зонах наблюдается прямая связь между основными формами рельефа и тектоническими структурами.

В Базумо-Зангезурской зоне, наоборот, основные новейшие структуры и обусловленные ими крупные формы рельефа являются обращенными по отношению к древним структурам. Горные хребты—Памбакский, Арегунийский, Зангезурский и др., которые в плане новейшей тектоники представляют области интенсивного поднятия, имеют синклинальное строение. Расположенные между ними речные долины представляют молодые грабены или синклинальные седловины, наложенные на древние антиклинальные структуры.

Дифференциальные движения в антропогене обусловили поднятие выше уровня снеговой линии вулканических массивов (Арагац, Гегамский, Варденисский), и древних складчато-глыбовых хребтов (Зангезурский, Памбакский и др.), что способствовало двукратному оледенению в среднем и позднем антропогене (рисское и вюрмское оледенение).

КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ (ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ) ОЧЕРК КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО СЕКМЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Общие замечания

Армения как географически, так и геологически является связующим звеном между европейской и азиатской частями складчатых сооружений альпийского пояса и для решения многих кардинальных вопросов, касающихся строения и истории развития этого пояса, она дает много ценного материала.

Вопросу тектонического районирования альпийской складчатой области, часть которой составляет рассматриваемый регион, посвящен целый ряд работ (Хаин, 1973; Габриелян, 1970 и др.).

Однако за последние годы эта проблема стала привлекать к себе еще больше внимания геологов в связи с появлением новых геологических данных. Этому в значительной степени способствовал большой прогресс в изучении геологии стран Малой Азии и Ближнего и Среднего Востока. Опубликованы сводные геологические карты Турции, Ирана и ряд новых работ по тектонике и региональной геологии указанных стран (Штеклин Дж. 1966, Nowroosi A. D. 1976, Brinkman R. 1976). В свете этих новых материалов по иному следует истолковывать многие вопросы геологии рассматриваемой области, которые должны быть положены в основу ее структурно-тектонического расчленения. К ним относятся возраст доальпийского складчатого основания, значение доальпийских и, в частности, варисцийских тектонических движений в формировании альпийских структур, время заложения геосинклинальных прогибов, роль глубинных разломов в истории развития структурно-формационных зон, типы складчатости и др. Кратко остановимся на них.

Новые геологические и радиологические данные, полученные за последние годы показывают, что в большей части Альпийско-Гималайского пояса складчатое основание имеет байкальский (рифейский) и добайкальский (ранне-среднепротерозойский) возраст. Байкальский и добайкальский метаморфизованные комплексы подстилают весь Антикавказ, Закавказский межгорный прогиб, а также Большой Кавказ.

На Антикавказе эти метаморфизованные геосинклинальные комплексы (гнейсово-кристаллически-сланцевая и зеленосланцевая серии) фрагментарно выступают в ядрах

альпийских антиклинальных структур: Храмской, Локской, Арзаканской, Шамшадинской. В Храмском массиве они несогласно перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями карбона. В Иране, по данным Дж. Штеклина (1966), байкальское основание резко несогласно перекрывается отложениями докембрия (аналоги венда), которые вместе с вышележащими отложениями средне-верхнего палеозоя представлены платформенными формациями.

На Большом Кавказе байкальское основание слагает значительную часть горст-антиклинория центрального Кавказа, где он перекрыт геосинклинальным палеозоем.

В Малой Азии комплексы рифейских и дорифейских отложений слагают значительную часть Мендересского и Киршехирского срединных массивов, а также крупных блоковых поднятий Тавра и, в частности, Битлисский массив южнее озера Ван.

Доказано широкое развитие байкальского складчатого комплекса на Балканах (Родопский, Сербо-Македонский, Пелагонийский массивы), а также на Карпатах (Мармарошский массив). Буровыми скважинами установлено, что большая часть складчатого основания Венгерских впадин также имеет верхнепротерозойский возраст. Таким образом, в настоящее время можно считать установленным, что основание Альпийских геосинклинальных складчатых сооружений Средиземноморской области в большей своей части имеет байкальский и ранне-среднепротерозойский возраст, а не варисцийский, как считалось раньше. В связи с этим возникает вопрос о роли герцинских движений в формировании альпийских сооружений. Раньше господствовала точка зрения о крупном значении варисцийских движений и созданных ими складчатых сооружений в альпийском геосинклинальном поясе. По Г. Штилле, «ортогеосинклинальное пространство Европейских альпид представляет собой, таким образом, не остаточный прогиб варисцийского и доварисцийского времени, а регенерированный прогиб». По его представлениям, разница между герцинской Мезоевропой и альпийской Нео-европой заключается в том, что первая из них после варисцийского тектогенеза осталась консолидированной, а вторая, т. е. альпийская Европа, была вновь регенерирована в ортогеосинклинальное состояние.

Такого же мнения придерживались и многие советские тектонисты, в частности, Н. С. Шатский и В. М. Муратов. Однако последний резко изменил свое мнение и в настоящее время развивает точку зрения о гораздо более важной роли байкальского основания, нежели герцинского, в альпийской складчатой области.

Впервые правильную оценку роли герцинских движений в альпийской складчатой области дали А. В. Пейве и В. М. Синицын. Учитывая формационные типы палеозойских отло-

жений, а также характер их дислокаций и степень метаморфизма, указанные исследователи высказали мнение, что средне-верхнепалеозойские и триасовые отложения Малого Кавказа характеризуются типичными чертами платформенных образований. На этом основании они считали, что «Армянская геосинклиналь и закавказская геосинклиналь» (В. В. Белорусов, В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев) выделены без достаточных оснований. Первая из них является типичной синеклизой, а вторая—антеклизой. Как это подтверждается в настоящее время, эти исследователи совершенно правильно предсказали, что «альпийско-гималайский подвижной пояс на большей своей площади после рифейской консолидации, до конца палеозоя представлял стабильную область, служившую соединительным звеном между ныне разобъединенными Русской, Африканской, Китайской и Индостанской платформами. Большую подвижность эта область приобрела лишь в мезозое (местами в верхнем палеозое), когда в ее пределах возникла система мощных глубинных разломов, давших начало альпийским геосинклинальным бороздам» (А. В. Пейве, В. М. Сеницын, 1955).

Точка зрения А. В. Пейве и В. М. Сеницына получила поддержку со стороны автора настоящих строк (1956, 1959). Факты, подтверждающие платформенный характер развития Антикавказа в герцинском периоде (платформенный тип формаций, устойчивость фаций и мощности, отсутствие складчатых движений, а также эффузивного и интрузивного магматизма и эндогенной минерализации), приводились в наших работах. К указанным добавим следующий новый факт.

Противники концепции платформенного режима развития Антикавказа в палеозое ссылались на мощное развитие вулканизма в девоне (Зангезур, Арзаканский массив). В последние годы геологами Армении и Москвы установлены новые факты, указывающие на то, что эта вулканогенная свита (диабазовые порфириды в Зангезуре) прорывает фаунистически охарактеризованные отложения перми и имеет раннемеловой (аптский) возраст. Раннемеловой вулканизм широко развит также на Цахкуняцком и Базумском хребтах и знаменует начало альпийского геосинклинального развития в Базумо-Зангезурской геотектонической зоне. Много ценных данных получено по Анатолии и Ирану.

В Тавре на кристаллический комплекс байкальского основания налегают маломощные сланцы и карбонатные породы ордовика и силура, а затем следует мощная однообразная карбонатная формация, охватывающая время от девона до верхнего мела. По данным турецких геологов, средне-верхнепалеозойские отложения Анатолии в целом представлены нормально-осадочными морскими, преимущественно карбонатными породами платформенного типа. Заслуживает внимания регионально выраженный перерыв в основании перми

(как на Антикавказе), который выражается в том, что отложения средне-верхнего карбона или отсутствуют, или же представлены в угленосных фациях (западные Понтиды, Зонгулдак). Примечательно, что в Анатолии, как и в Армении, пермские отложения постепенно переходят в карбонатные отложения ниже-среднего триаса, а верхний триас выражен в регрессивной терригенной молассовой фации.

Более веские данные имеются по Ирану. Они свидетельствуют о том, что палеозойские и триасовые отложения Ирана представлены мелководными, карбонатными и терригенными отложениями платформенного типа.

По Дж. Штёклину (1966), весь комплекс отложений, начиная от инфракембрия и до триаса включительно, представляет единый структурный этаж на территории Ирана, на пространстве от Эльбруса на севере и до Загроса на юге, имеет платформенный характер, представляя чехол байкальского складчатого основания.

Этот палеозойско-триасовый чехол был деформирован в альпийском этапе и теперь образует древние ядра альпийских структур.

Перерывы и несогласия (преимущественно стратиграфические, эрозионные) в палеозойском комплексе отложений Ирана, как и в Армении, наблюдаются перед девоном и особенно перед пермью. К заключению об отсутствии проявления каледонских и варисцийских складчатых движений в Иране и в значительной части Турции пришли также участники международного коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области, состоявшегося в 1967 г. в Иране и Турции (Богданов и др., 1968). По В. П. Поникарову, В. Г. Казьмину и др., в палеозое территория Ирана переживала субплатформенное развитие, испытывая спокойное слабо дифференцированное погружение, периодически (перед девоном и перед пермью) прерывающееся поднятиями, приводившими к временному прекращению осадконакопления. Соответственно этому в сводном геологическом разрезе Ирана они выделяют три комплекса отложений: рифейский метаморфизованный комплекс, палеозойско-триасовый платформенный комплекс и альпийский геосинклинальный комплекс.

Согласно Б. П. Бархатову (1971) комплекс отложений, охватывающий время от кембрия и до среднего триаса включительно, в Памире, Гималае, Гиндикуш-Каракорумской зоне и во всей южной части альпийского пояса юга СССР имеет платформенный характер.

Таким образом, на основании приведенных данных можно заключить, что значительная часть альпийской средиземноморской области, охватывающей территории Малой Азии, Ирана, Антикавказа, а также Закавказскую межгорную впадину, в каледонско-варисцийское время представляла собой эпиконтинентальное платформенное море—север-

ный погруженный выступ Аравийской эпипротерозойской платформы.

Образовавшийся в это время эпибайкальский чехол в мезокайнозое вовлекался в альпийскую складчатость, участвуя вместе с альпийским геосинклинальным комплексом в строении альпийских структур. Граница этой платформенной зоны с палеозойской геосинклинальной зоной проходила, по-видимому, по северному борту Закавказской межгорной впадины.

Большой Кавказ, в противоположность Закавказью, в палеозое имел геосинклинальный режим. Эта геосинклиналь состояла из двух прогибов, соответствующих северному и южному склонам современного Кавказского хребта, разделенных геосинклинальным поднятием Центрального Кавказа. Северный из указанных прогибов сложен геосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями силура, девона и нижнего карбона, а также континентальными угленосными молассовыми отложениями среднего-верхнего карбона и перми (орогенный подкомплекс).

Прогиб южного склона характеризуется развитием мощного комплекса терригенных отложений девона-триаса, слабыми проявлениями вулканизма и отсутствием герцинского молассового комплекса. После кратковременного перерыва в конце триаса в лейасе начинается накопление альпийского геосинклинального комплекса.

Таким образом, вся складчатая область юга Евразии, по крайней мере, от Черного моря на западе и до Гималаев на востоке, с кембрия, а местами (Иран) с венда и до конца триаса характеризовалась платформенным тектоническим режимом.

При этом граница этой палеозойской платформы с геосинклиналью Большого Кавказа проходила, по Б. П. Бархатову (1971), примерно, по линии Таманский полуостров—Апшеронский полуостров—южная Каспия через южные склоны Б. Кавказа.

Это один из важных критериев, который нужно учесть при геотектоническом районировании рассматриваемой области. Другим фактором, заслуживающим внимания, является возраст геосинклинальных прогибов, т. е. время их заложения. Сейчас можно считать установленным, что многие важные геологические признаки складчатых сооружений, как-то: проявление магматизма, морфологические типы складчатости, типы формаций и др., обусловлены не только возрастом складчатости, они в значительной степени контролируются также временем заложения геосинклинальных зон—поэтому этот фактор также должен быть учтен при районировании. Важное значение имеет и выделение глубинных разломов разных типов, контролирующих многие важные историко-геологические особенности отдельных складчатых со-

оружений. Следует учесть также генетические и морфологические типы пликативных структур, обусловленные геологическими процессами, происходящими в глубинных горизонтах земной коры и в верхней мантии.

Сопоставляя геологические разрезы и формационные ряды отдельных структурных сооружений Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийского складчатого пояса, мы все более убеждаемся в том, что важнейшие геологические процессы: тектонические фазы, трансгрессии и регрессии, гранитообразование и метаморфизация пород, горообразование и др. происходили в разных частях этого пояса в общем одновременно и, таким образом, являются событиями общепоясовыми. Это обстоятельство позволяет в сводном разрезе отложений неогейского мегахрона выделить следующие комплексы, подкомплексы, а также этажи и подэтажи, четко разграниченные резко выраженными несогласиями, степенью метаморфизма в геосинклинальных зонах, перерывами и поверхностями трансгрессии в районах с платформенным режимом развития.

1. Добайкальский (ранне-среднепротерозойский) и байкальский (рифейский) метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях геосинклинальные комплексы—фундамент альпийских структур.

II. Палеозойский (каледонский-герцинский)—платформенный на юге и геосинклинальный на севере комплекс, делящийся на каледонский, раннегерцинский ($D-C_1$) и позднегерцинский ($P-T$) подкомплексы.

III. Альпийский (мезо-кайнозойский) геосинклинальный комплекс. Он делится на два подкомплекса: а) собственно-геосинклинальный подкомплекс ($I-F_2$), состоящий из юрараннемелового (раннеальпийского или киммерийского) с двумя подэтажами ($I-I_2$ и I_3-K_1 и позднемел-эоценового (K_2-F_2) или среднеальпийского этажей, б) орогенный или молассовый подкомплекс (P_2-Q) с двумя этажами: раннеорогенным или раннемолассовым (F_3-N_1) и позднеорогенным или позднемолассовым (N_2-Q).

Основываясь на вышеуказанных критериях, на Кавказско-Анатолийско-Иранском отрезке альпийской геосинклинальной складчатой области между Скифской эпигерцинской плитой на севере и Аравийской эпипротерозойской платформой на юге выделяются следующие тектонические (историко-геологические) зоны и складчатые сооружения: (рис. 17).

1. Альпийские краевые передовые прогибы, выполненные олигоценными, неогеновыми и антропогеновыми молассовыми образованиями.

2. Альпийские краевые, преимущественно миогеосинклинальные, складчатые зоны: Крымско-Кавказская на севере и Тавро-Загросская на юге.

3. Альпийские внутренние эвгеосинклинальные складча-

тые сооружения с выступами байкальского и герцинского основания в ядрах антиклинальных структур.

4. Внутренние парагеосинклинальные складчатые сооружения.

5. Срединные массивы и выступы альпийского основания в горстантиклинориях.

6. Альпийские межгорные впадины.

7. Важнейшие разломы.

Скифская эпигерцинская плита. Занимает территорию степного Крыма и Предкавказья и ограничивает Крымско-Кавказскую краевую зону альпийской складчатой области с севера.

По данным буровых скважин, основание ее имеет гетерогенный состав и сложено байкальским и варисцийским метаморфизованными комплексами пород. В районе Ставропольского выступа (антеклизы) варисцийский (Д—С) умеренно метаморфизованный комплекс отложений несогласно перекрывает кристаллическое основание докембрия (вероятно, рифея).

Фундамент плиты перекрыт мезо-кайнозойским чехлом, сложенным терригенными отложениями триаса, юры и раннего мела, карбонатным верхним мелом, терригенно-карбонатными породами палеоцена и эоцена и терригенной майкопской свитой олигоцена—нижнего миоцена с суммарной средней мощностью от 1 до 2 км (Ставропольское поднятие) и до 10 км (юго-восточная и северо-западная части плиты). Между складчатым фундаментом и осадочным чехлом, в некоторых местах развит так называемый промежуточный (переходный, тафрогенный) комплекс отложений, относящийся по возрасту к триасу и ранней юре. Здесь так же, как и в других молодых плитах (Западно-Сибирской, Туранской) этот переходный комплекс отложений заполняет отдельные грабенообразные впадины, имеет молассоидный, орогенный характер. Отложения чехла местами смяты в платформенного типа положительные структуры, контролирующие залежи нефти и газа.

Альпийские краевые прогибы

Между Скифской эпигерцинской плитой и Крымско-Кавказской складчатой зоной расположена зона передовых (краевых) прогибов, возникшая в орогенную стадию развития (Р₃—Q) альпийского тектонического периода. Соответственно этому она сложена морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена. Минераловодским подземным выступом варисцийского основания скифской плиты, вплотную примыкавшим к мегантиклинорию Большого Кавказа, Северо-Кавказская зона передовых прогибов делится на две части: на западную—Ин-

доло-Кубанский прогиб и восточную—Терско-Каспийский прогиб.

Индо-Кубанский прогиб охватывает восточную часть Степного Крыма и северо-западную часть Предкавказья и характеризуется, как это свойственно большинству передовых прогибов, резкой асимметричностью. Южный его борт наиболее глубоко погружен (8—10 км) и осложнен разрывами и мелкой складчатостью. Сходное строение имеет Терско-Каспийский прогиб, осложненный в своей северной части двумя параллельными антиклинальными поднятиями субширотного простирания: Терского и Сунженского. Они сложены отложениями олигоцена и миоцена, расположены на восточном продолжении Тырнаузской зоны разлома и, по-видимому, являются поверхностным отражением последнего в чехле.

Южнее, юго-западнее Тавро-Загросской складчатой зоны между последней и Аравийской эпипротерозойской платформой расположен Месопотамский краевой прогиб, выполненный, как и Северо-Кавказский прогиб, олигоцен-миоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями. Эти отложения собраны в ряд брахискладок северо-западного простирания, обычно асимметричных, контролирующих залежи нефти и газа. Этот прогиб прослеживается от Персидского залива на юго-востоке и до района Мосула на северо-западе. Здесь складки восточного Тавра надвинуты и шарьированы на край Аравийской платформы и, таким образом, скрывают прослеживание прогиба на СЗ.

Альпийские краевые, преимущественно миеогосинклинальные зоны

Южнее Северо-Кавказской и севернее Месопотамской зон передовых прогибов расположены альпийские краевые складчатые зоны: соответственно Крымско-Кавказская на севере и Тавро-Загросская на юге.

А. Крымско-Кавказская складчатая зона состоит из двух крупных мегантиклинорий: Большого Кавказа и Горного Крыма.

Мегантиклинорий Большого Кавказа представляет крупное сооружение, простирающееся почти прямолинейно с Таманского полуострова на СЗ и до Апшерона на ЮВ на расстоянии около 1200 км, со средней шириной около 150 км.

Мегантиклинорий Б. Кавказа имеет резко асимметричное строение и делится на северный и южный склоны, отличающиеся по своему геологическому строению и истории развития.

Альпийский комплекс отложений на северном склоне Кавказского хребта наложен на варисский молассовый комплекс (угленосные и красноцветные лагунно-континентальные отложения среднего-верхнего карбона и перми) и

характеризуется умеренной мощностью и складчатостью средней интенсивности. В центральной части зоны северного склона выделяется **лабино-малкинская моноклиальная подзона**, сложенная карбонатно-терригенными отложениями юры, мела и палеогена (суммарной средней мощностью около 2 км), которые имеют отчетливо выраженное моноклиальное падение к северу.

С севера эта моноклиаль ограничивается черкесским разломом, а с юга—**Тырныауз-Пшекишской шовной зоной**. Последняя в альпийском этапе служила северной границей геосинклинали южного склона Б. Кавказа.

Подзона южного склона мегантиклинория Б. Кавказа характеризуется большой мощностью альпийского комплекса отложений (больше 10 км), развитием флишевых (палеоген, мел), вулканогенных, сланцевых граувакковых (юра) формаций и преобладанием опрокинутых к югу линейных, альпинотипных структур, осложненных направленными на юг взбросами и надвигами.

Альпийский геосинклиальный комплекс подстилается герцинским комплексом отложений, охватывающим породы от силура до триаса включительно (дизская терригенная серия). Эта серия пород отделяется от вышележащего альпийского комплекса предюрской регрессией. Разрез последнего начинается трансгрессивным лейасом, представленным аспидной сланцевой свитой (I_1 — I_2), сменяющейся затем в юго-западной части южного склона порфиритовой формацией байоса и регрессивными угленосными отложениями бата. Верхняя юра, мел и палеоген выражены в терригенной и карбонатной флишевой формациях.

Первая крупная фаза складчатости и зарождение внутренних поднятий в геосинклиальных прогибах имели место в конце доггера—возникновение сванетского антиклинория и боковых прогибов. Окончательное формирование структур происходило в конце верхнего мела и перед олигоценом.

По П. Д. Гамкрелидзе (1964) для южного склона Б. Кавказа характерно наличие ряда узких структурно-формационных подзон (антиклинорий и синклинорий), характеризующихся самостоятельностью развития, обусловленной глубинными разломами.

Как к северо-западу, так и к юго-востоку складчатая зона южного склона Б. Кавказа испытывает погружение, в результате чего в районах Таманского и Апшеронского полуостровов распространены отложения палеогена и неогена. Последние смяты в брахискладки часто антикавказского (северо-восточного) простирания. Широко развиты также купола и грязевые вулканы.

Таким образом, мегантиклинорий Б. Кавказа сформировался из двух самостоятельных геосинклиальных прогибов, разделенных геоантиклинальным поднятием Централь-

ного Кавказа. Эти прогибы в альпийском этапе имели разную историю развития, что обусловлено их герцинской предысторией. Северный прогиб в конце герцинского периода испытывал интенсивную складчатость и поднятие и значительно консолидировался, поэтому в альпийском периоде он (возрожденный после пермо-карбонатового орогенного этапа герцинского периода) стал менее подвижным.

Южный прогиб, в противоположность северному, не испытывал орогенного этапа развития в конце палеозоя. В альпийском периоде он продолжал прогибаться, а в конце мела и в палеогене вовлекался в интенсивную, альпинотипную складчатость.

Между подзонами северного и южного склонов Б. Кавказа, имеющих в целом синклинирное строение, расположен горст-антиклинорий Главного хребта, представляющий крупную веерообразную складку, опрокинутую и надвинутую на складчатую систему южного склона Б. Кавказа. Он сложен байкальским метаморфизованным комплексом, прорванным герцинскими гранитоидами. Разломами северо-западного и широтного простирания он расчленен на ряд кулисообразно расположенных, преимущественно односторонних горстов и грабенов, наклоненных и надвинутых друг на друга в южном направлении.

Северо-западным продолжением мегантиклинория Б. Кавказа является **мегантиклинорий Горного Крыма**, отделенный от первого Керченско-Таманской поперечной зоной погружения.

В ядре Крымского мегантиклинория выступает метаморфическая сланцевая свита триаса-нижней юры (таврическая формация), резко несогласно и трансгрессивно перекрытая карбонатными и терригенными отложениями юры, мела и палеогена. Последние имеют умеренную мощность, дислоцированы средней интенсивностью и в целом миогеосинклинального или субплатформенного типа.

Б. Тавро-Загросская складчатая зона окаймляет описываемую область с юга и, подобно Крымско-Кавказской зоне, характеризуется преимущественно миогеосинклинальным типом развития.

В строении Тавра участвуют карбонатные формации девона-верхнего мела и терригенная флишевая формация верхнего мела-эоцена. Эоцен, как и на Кавказе, местами (в синклиниях) постепенными переходами связан с верхним мелом, а в антиклинориях залегает трансгрессивно. В указанной серии карбонатных отложений выделяется ряд свит, разграниченных эрозионными несогласиями, обусловленными перерывами в осадконакоплении. Наиболее значительные из них наблюдаются перед пермью, в основании юры, верхнего мела и эоцена.

Резкий перелом в истории развития Тавра происходил

в конце эоцена—начале олигоцена. В результате этих движений складчатое сооружение получает свое структурное и геоморфологическое выражение (орогенный этап), происходят формирование передовых и внутренних впадин и накопление в последних лагунных и континентальных молассовых образований в олигоцене, неогене и антропогене.

В поздней юре-мелу вдоль бортов Таврского геосинклинального трога, граничившего с Киршехирским срединным массивом на севере и Аравийской платформой на юге, имело место магматическое внедрение интрузии ультрабазитов, которые в последующие геологические эпохи вместе с вмещающими отложениями были подвергнуты складчатости, раздроблению и милонитизации. Юго-восточным продолжением Тавра является складчатое сооружение Загроса, отделенное от первого Пальмиро-Апшеронским глубинным разломом сбросо-сдвигового типа. Зона Загроса, как и Тавриды, характеризовалась платформенным режимом развития в палеозое и мисгеосинклинальным—в альпийском периоде.

Слагающие зону Загроса отложения палеозоя, мезозоя и палеогена представлены преимущественно карбонатными формациями, а датский ярус—палеоцен выражен в терригенной флишевой формации. Краевые и внутренние прогибы и синклинорные структуры выполнены морскими и лагунными молассовыми отложениями миоцена (формация фарса, нижняя моласса) и континентальными отложениями плиоцена (конгломератовая серия бахтиара, верхняя моласса). Общая мощность фанерозойского осадочного чехла 10—12 км. Эти отложения интенсивно смяты и составляют линейные складки северо-западного простирания, преимущественно асимметричные с ундулирующими шарнирами.

Регионально выраженные перерывы в этом фанерозойском осадочном комплексе Загроса, как и в Тавре, констатированы перед девоном, пермью, верхним мелом, эоценом и олигоценом.

Отличительной чертой складчатой системы Загроса является постоянство северо-западного простирания пликативных структур на всем его протяжении от Пальмиро-Апшеронского разлома на СЗ и до Оманского залива на ЮВ на расстоянии ок. 1500 км.

В поперечном сечении этого сооружения выделяются три зоны: а) складчатая зона Загроса, б) зона надвигов Загроса, в) Санандадж-Сирджанская зона.

Складчатая зона Загроса состоит из многочисленных северо-западного простирания, преимущественно линейных антиклинальных и синклинальных складок.

Более сложное надвиго-чешуйчатое строение имеет внутренняя зона надвигов Загроса (шириной ок. 50 км), в строении которой главную роль играет комплекс отложений офиолитовой формации—офиолитовая подзона. Здесь палеозой-

ский платформенный—эпибайкальский чехол и раннемезозойские отложения надвинуты на ЮЗ на более молодые мезозойские породы складчатой зоны.

Зона надвигов с востока ограничивается линией Главного надвига Загроса, которая отделяет эту зону от Санандаж-Сарджанской зоны. Последняя, по своим структурным особенностям, ближе стоит к Центральному Ирану.

Дж. Штеклин и Л. Дюбертре относят внешнюю подзону Загроса к Аравийской платформе, основываясь на сходстве их палеозойских и раннемезозойских разрезов, а В. П. Пошикарлов рассматривает сооружение Загроса как зону сочленения альпийской складчатой системы и Аравийской платформы (1966).

Альпийские внутренние эвгеосинклинальные складчатые сооружения

Расположены во внутренней части альпийского пояса и характеризуются мощным развитием интрузивного и эффузивного магматизма.

Многие отличительные черты геологического строения и истории развития этой внутренней части Тавро-Кавказского сегмента альпийского пояса обусловлены ее расположением на северном выступе Аравийской древней платформы и в связи с этим сужением складчатого пояса этой части на несколько сот километров.

К числу свойственных этому сегменту признаков относятся более сложное внутреннее строение тектонических зон, антиклинориев и синклинориев, общий дугообразный план складчатых сооружений, интенсивное развитие вулканизма, наличие тектонических покровов и шарьяжей, сложное сочетание и взаимоотношение разновозрастных и разнонаправленных структурно-формационных зон, широкое развитие офиолитовой ассоциации пород и цветного меланжа и др. В их составе выделяется несколько самостоятельных структурно-формационных зон, отличающихся временем заложения геосинклинальных прогибов, возрастом складчатости, формационным составом отложений, типами пликативных и разрывных структур. По этим признакам выделяются две зоны: зона, возникшая из геосинклинальных прогибов, наложенных в начале альпийского периода на байкальское основание и зона, возникшая из прогибов, заложенных в поздней юре—раннем мелу на том же основании. К первой относится **Сомхето-Кафанский мегантиклинорий**, состоящий из ряда кулисообразно расположенных инверсионных антиклинориев и синклинориев широтного и северо-западного простирания. В строении антиклинориев (Локского, Алавердского, Шамшадинского, Карабахского, Кафанского и др.) участвуют терригенные граувакковые отложения лейаса и мощные (до 4—

5 км) вулканогенные образования (порфириды, кератофиры, кварц-порфиры, альбитофиры, их пирокласты и др.) байоса, прорванные плагиогранитами и гранитоидами батского и мелового возраста. На склонах этих поднятий и в синклинариях развиты вулканогенно-осадочные образования поздней юры, мела и отчасти палеогена.

Первые мощные складкообразовательные движения в этой зоне, обусловившие возникновение внутренних поднятий—ядра будущих антиклинориев, происходили в бате. Они хорошо датируются трансгрессивным и несогласным залеганием келловея, а также ограниченным распространением отложений бата, выраженных в регрессивных, угленосных фациях. Следующие фазы складкообразования, вызвавшие формирование современной структуры зоны, имели место в конце юры, раннем мелу, затем в конце мела и эоцена.

Эта зона байкальской консолидации испытывала поднятие и в течение всего палеозоя представляла область размыва (Закавказская антеклиза). Она начала вновь прогибаться в лейасе и доггере, превращаясь в эвгеосинклинальный (?) трог.

В Сомхето-Кафанской зоне преобладают германотипные структуры—широкие, сундучно-коробчатые складки, осложненные сбросами и взбросами. Она испытывает общее воздымание в северо-западном направлении—в направлении Транскавказского меридионального поднятия. Соответственно этому в ядрах антиклинориев ее северо-западной части выступает байкальское основание, несогласно перекрытое терригенным лейасом, а в юго-восточной части (Кафанский антиклинорий)—самые древние отложения байосские.

Большой научный и практический интерес представляет вопрос продолжения Сомхето-Кафанского мегантиклинория на северо-запад и на юго-восток. Западнее, северо-западнее Алавердского и Локского антиклинориев характерные для рассматриваемой зоны вулканогенно-осадочные образования юры и мела скрываются под сплошным покровом новейших вулканогенных образований, а поэтому нет прямых фактов, свидетельствующих о прослеживании или выклинивании зоны. Большинство исследователей находит продолжение Сомхето-Кафанской зоны в понтидах (В. Е. Хаин, Р. Бринкман и др.). Однако, при сопоставлении разрезов мезозойских и, в частности, юрских отложений этих двух зон выявляется их значительное различие. Юрские отложения южных понтидов выражены исключительно в осадочных, маломощных терригенных и карбонатных фациях субплатформенного или миогеосинклинального типа. Отсутствуют здесь столь характерные для Сомхето-Кафанской зоны эффузивный вулканизм и киммерийский (раннеальпийский) интрузивный магматизм. Вместе с тем, по этим и ряду других признаков Сомхето-Кафанская зона обнаруживает исключительное сходство с

Абхазо-Рачинской подзоной южного склона Б. Кавказа. Последняя характеризуется следующими геологическими особенностями, в которых она выявляет сходство с Сомхето-Кафанской зоной:

1. Лейас представлен терригенными отложениями, байос—мощными (до 3—4 км) вулканогенными образованиями (андезиты и их пирокласты), а бат—регрессивными угленосными отложениями.

2. Верхняя юра залегает трансгрессивно, вслед за батской регрессией, вызванной батской фазой складчатости.

3. В пртивоположность линейным, альпинотипным складкам южного склона Б. Кавказа, здесь преобладают простые брахискладки и сундучные антиклинали.

4. Развиты интрузии гранитоидов предкелловейского возраста в Абхазии.

5. С кислыми субвулканическими образованиями юры связано колчеданное оруденение, столь характерное для Сомхето-Кафанской зоны.

6. С батской регрессией связаны месторождения бурого угля в Тквибули и Ткварчели, а также недавно обнаруженное месторождение угля между Иджеваном и Дилижаном.

Любопытно отметить также развитие ургонской фации в нижнемеловых отложениях (готериве и барреме) сопоставляемых районов.

Указанные данные позволяют нам присоединиться к мнению, высказанному ранее Г. С. Дзоценидзе (1975) и Л. А. Варданянцем (1953) и считать, что Сомхето-Кафанская и Абхазо-Рачинская складчатые зоны возникли из единого Абхазо-Кафанского геосинклинального прогиба, существовавшего в раннеальпийском этапе развития.

По данным Б. В. Григоряна (1970), юрские и раннемеловые отложения Вандамской антиклинальной зоны южного склона Б. Кавказа представлены вулканогенно-осадочными образованиями. Это свидетельствует о том, что эвгеосинклинальным типом геотектонического режима в раннеальпийском этапе характеризовалась территория не только Антикавказа и Абхазо-Рачинской подзоны, но и Куринской впадины и юго-восточных предгорных районов Б. Кавказа. Эти данные еще более обосновывают точку зрения тех исследователей, которые считают, что фундаментом Куринской наложенной впадины служат мезозойские эвгеосинклинальные складчатые сооружения.

Вместе с тем, андезито-базальтовый состав и петрохимические особенности юрских вулканитов и их тесная ассоциация с интрузиями габбро-диорит-гранитной формации позволяет некоторым исследователям противопоставить юрскую порфиритовую серию Закавказья собственно геосинклинальному базальтовому вулканизму Б. Кавказа и Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны (Ломидзе, 1976).

По указанным исследователям, юрский вулканизм Закавказья свидетельствует о платформенном режиме времени их образования («Закавказская плита») и обнаруживает большое сходство с мезозойскими вулканическими формациями Белуджистана, Банди-Туркестана и Среднегорья Болгарии.

Эта единая Абхазо-Кафанская киммерийская вулканогенная зона в мелу-палеогене была разделена на две части: Абхазо-Рачинскую и Сомхето-Кафанскую, в результате возникновения Аджаро-Триалетского среднеальпийского геосинклинального прогиба, почти поперек секущего Абхазо-Кафанскую зону.

Абхазо-Рачинская подзона далее к северо-западу погружается под Новороссийским синклинирием, сложенный мощной (до 7 км) флишевой свитой мел-палеогена.

В состав внутренних эвгеосинклинальных сооружений входят также складчатые сооружения, возникшие из геосинклинальных прогибов, заложенных несколько позже в поздней юре—раннем мелу и интенсивно развивавшихся в позднем мелу—палеогене. К ним относятся Севано-Зангезурский, Аджаро-Триалетский синклинории, а также антиклинорий Талыша и Восточные понтиды.

Интенсивное прогибание Севано-Ширако-Зангезурской зоны в раннем мелу сопровождалось мощным проявлением вулканизма.

Продукты последнего представлены слабо метаморфизованными (пропилитовая фация) вулканитами—базальтами, андезито-базальтами и реже андезито-дацитами в виде эффузивных покровов и субвулканических (субинтрузивных) тел. Они широко распространены в бортовых частях указанной эвгеосинклинальной зоны—южном Зангезуре («гехинская вулканогенная свита»), Арзаканском массиве (апаранская свита) и на Базумском горсте и приурочены к глубинным разломам, ограничивающим зону.

Севано-Ширако-Зангезурский синклинирий представляет крупное сложнопостроенное складчатое сооружение, состоящее из нескольких синклинориев и разделяющих их, но меньших по размерам, антиклинальных перемычек, дисгармонично примыкающих к структурам Сомхето-Кафанского мегантиклинория.

В строении его участвуют терригенно-карбонатные отложения верхней юры—раннего мела, терригенные и карбонатные отложения сеномана-турона, вулканогенные и терригенно-вулканогенные образования (комплекс офiolитовой формации) коньяка-сантона, карбонатные отложения кампана-маастрихта, терригенно-флишевые и карбонатные породы дания-палеоцена. Далее следуют пуммулитовые известняки нижнего эоцена, вулканогенные и туфогенно-флишевидные отложения среднего и верхнего эоцена и регрессивные,

угленосно-сланцевосные молассовые отложения олигоцена суммарной средней мощностью около 9—10 км. Прорван этот комплекс отложений габбро, габбро-порфиритами среднего эоцена, гранитоидами и щелочными интрузиями предверхнеэоценового и олигоценового возрастов.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование складчатой структуры Севано-Зангезурской зоны, имели место в конце верхнего мела, перед верхним эоценом, когда осевая часть прогиба геантиклинально воздымается и формируются боковые прогибы, в которых осадконакопление продолжается в верхнем эоцене и олигоцене и затем более мощно—перед олигоценем и в конце палеогена.

Пликативные структуры линейные, обычно несимметричные, с ундулирующими шарнирами и имеют северо-западное и широтное (в северо-западной части) простирание.

Сходное строение имеет Аджаро-Триалетское складчатое сооружение. Оно сложено вулканогенными образованиями мела, флишевыми отложениями палеоцена—нижнего эоцена, вулканогенными породами среднего эоцена и песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, суммарной средней мощностью около 10—12 км. Это складчатое сооружение имеет широтное простирание и диагонально налегает на Абхазо-Кафанскую зону киммерийской складчатости. В структурном отношении представляет двусторонний ороген, с опрокидыванием складок на север и на юг, на соседние глыбы—соответственно Грузинскую и Сомхетскую.

Складки преимущественно линейные, с ундулирующими шарнирами и осложнены взбросами и надвигами. Границы ее с соседними глыбами выражены надвигами, направленными соответственно на север и на юг.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование современной структуры Аджаро-Триалетского синклиналия, приходится на время перед поздним эоценом (триалетская фаза) и затем в конце раннего миоцена. Аджаро-Триалетская и Севано-Зангезурская складчатые зоны обнаруживают между собой большое сходство, что отражается в ряде важных геологических признаков структурного и историко-геологического порядка.

Общими для обеих зон являются:

1. Заложение геосинклинальных прогибов, из которых они возникли, в поздней юре-раннем мелу.

2. Мощное проявление вулканизма, преимущественно андезитового состава, в среднем эоцене и развитие флишевых фаций в палеоцене—раннем эоцене (Боржомский и Ширакский флиш).

3. Развитие регрессивных угленосно-сланцевых фаций в среднем-верхнем олигоцене (Ахалцихский бассейн, Дилижан-Бандеванский прогиб).

4. Инверсия в конце среднего эоцена (первая пиренейская, или триалетская фаза складчатости) и формирование центральных поднятий и боковых прогибов.

5. Окончательное формирование структур в конце олигоцена—в раннем миоцене.

6. Линейный тип пликативных структур и широкое развитие изоклинальных складок вдоль их бортов.

Аджаро-Триалетская складчатая зона к востоку от Тбилиси погружается под молодые молассовые отложения миоцена и плиоцена Куринской депрессии, а на западе, в районе г. Батуми у Черного моря переходит в складчатую зону Восточных Понтидов.

И. П. Гамкрелидзе рассматривает Аджаро-Триалетскую складчатую зону в качестве структуры авлакогенного типа, заложенной на доальпийском фундаменте Закавказского срединного массива (1974). Вместе с тем, новые данные, касающиеся глубинного строения и формационного состава отложений указанной зоны, полученные за последние годы, привели указанного исследователя к выводу о возможной генетической связи рассматриваемой зоны с центральной частью впадины Черного моря.

Согласно этой новой научной гипотезе «центральная безграничная» часть Черного моря и Аджаро-Триалетский прогиб представляют единую рифтовую зону, сформированную в течение позднего мела и раннего палеогена в центральной части Черноморско-Закавказского срединного массива. В позднем палеогене восточная часть этой единой рифтовой структуры (современная Аджаро-Триалетская зона) испытывает инверсию тектонического режима и в течение неогена превращается в бескорневое блоково-складчатое сооружение. Область же впадины Черного моря, в отличие от восточной части рифта, не испытывает складчатости и продолжает прогибаться вплоть до четвертичного времени» (И. П. Гамкрелидзе, 1976).

Центральная глубоководная часть впадины Черного моря, как известно, характеризуется отсутствием «гранитного слоя», т. е. имеет кору субокеанического типа. Существуют разные точки зрения относительно генезиса субокеанического типа строения земной коры, как в Черноморском, так и Южнокаспийском, Средиземноморском и других внутриконтинентальных морских бассейнах и разбор этого вопроса не входит в задачу настоящей работы. Отметим лишь, что наиболее вероятным представляется нам гипотеза, согласно которой «исчезновение» гранитного слоя в центральных частях впадин внутренних морей обусловлено глубоким погружением гранито-гнейсового комплекса пород под 10—15-километровым осадочным слоем, их метаморфизмом и уплотнением, и таким образом, приобретением физических свойств базальта. Этому процессу могла способствовать также ассимиляция и

базификация нижних слоев погружившегося «гранито-гнейсового» слоя.

Черноморская впадина в целом, по нашему мнению, представляет типичную наложенную структуру, образовавшуюся в орогенной стадии развития альпийского тектонического периода.

В мезозое и палеогене между Крымско-Кавказской и Понтийско-Антикавказской геосинклинальными зонами существовал Закавказско-Черноморско-Мизийский срединный массив. В орогенной же стадии развития (олигоцен-антропоген) произошла инверсия в геотектоническом режиме рассматриваемой области.

Складчатость и поднятие указанных геосинклинальных зон сопровождалось раскалыванием разделяющего их единого срединного массива, их погружением и формированием мизийской (Валахской), Рионо-Черноморской и Куро-Каспийской впадин.

Зона Восточных понтидов, как и Аджаро-Триалетская, сложена терригенными и карбонатными флишевыми отложениями эоцена, пронизанными мощными интрузиями гранитоидов—крупнейшего плутона в Анатолии. Складки линейные, широтного и северо-восточного простирания.

В конце эоцена геосинклинальный прогиб понтидов испытывает инверсию и общее поднятие, соответственно чему более молодые олигоценовые и миоценовые отложения развиты в краевых прогибах и в центральной Анатолии.

Восточным продолжением рассматриваемой внутренней эвгеосинклинальной складчатой зоны, по-видимому, является складчатое сооружение Талыша, смещенное несколько к северо-востоку Пальмиро-Апшеронским сбросо-сдвигом.

В структурном отношении Талыш представляет крупный мегантиклинорий, состоящий из нескольких антиклинориев и синклинориев северо-западного простирания. В их строении участвуют карбонатные и терригенные отложения верхнего мела, терригенно-флишевые и вулканогенные формации палеоэоцена и эоцена. Отложения орогенного комплекса (олигоцен—антропоген) слагают внутренние синклинальные прогибы и краевые впадины и представлены морскими и континентальными молассами.

Внутренние парагеосинклинальные складчатые сооружения

Южнее эвгеосинклинальных зон расположена зона внутренних хребтов и нагорий, которая по ряду важных геологических признаков отличается от первой. В палеозое она характеризовалась платформенным (субплатформенным) режимом, а в альпийском периоде—парагеосинклинальным, в понимании Г. Штилле (развитие геосинклинального типа на

платформенном или субплатформенном основании). Это — зона альпийской регенерации эпибайкальской палеозойской платформы, чем обусловлены многие особенности ее строения: преобладание осадочных формаций, почти полное отсутствие гранитоидного магматизма, широкое развитие брахискладок и куполовидных поднятий и др.

К этой зоне относятся южные, приараксинские хребты Антикавказа, Эльбурс, Западные Понтиды, Анатолиды, а также обширное Центрально-Иранское нагорье. Хотя она включает в себе орографически отличающиеся районы: горные хребты Антикавказа, Эльбурс, Западные Понтиды, низкогорный и равнинный Центральный Иран, по геологическому строению последние исключительно сходны между собой и поэтому должны быть объединены в единую структурно-формационную зону.

Эта зона в течение времени, от инфракембрия и до триаса включительно, характеризовалась спокойным, платформенным режимом: накопление мелководных морских, фациально устойчивых, однообразных карбонатных и терригенных формаций.

Свойственным для всех районов этой зоны является также трансгрессивное залегание среднего-верхнего девона и перми, отсутствие или локальное развитие (регрессивные угленосные фации) средне-верхнего карбона. Исследования последних лет как местных, так и зарубежных геологов привели к единому мнению о том, что в Иране нет следов каледонских и герцинских складкообразовательных движений.

Описываемая зона вновь стала подвижной во вторую половину мезозоя и в палеогене. Юрские, меловые и палеогеновые отложения Эльбурса и Центрального Ирана носят геосинклинальный (парагеосинклинальный) характер.

Ретский ярус, ранняя-средняя юра представлены песчано-глинистыми сланцами, флишем, а местами угленосными отложениями, а поздняя юра и неоком — песчано-глинистыми и карбонатными породами, переслаивающимися лавами и туфами. Поздний мел выражен в карбонатных фациях, а эоцен — в зеленой туфогенной фации отложений мощностью свыше 2 км.

В грабенообразных трогах Центрального Ирана эти отложения метаморфизованы и прорваны интрузиями гранитоидов. Раньше эти метаморфизованные гнейсовидные породы были отнесены к докембрийскому основанию, однако, в дальнейшем, при детальном исследовании, они оказались мезозойскими (юрскими).

К востоку зона дислокации Центрального Ирана упирается в Лутский массив, вытянутый в меридиональном направлении, т. е. поперек простиранию структур альпийского пояса, и покрытый почти недислоцированным вулканогенным комплексом палеогена.

Основные фазы складчатости, обусловившие формирование альпийских структур, по Дж. Штёклину (1966), имели место в позднем триасе, поздней юре—раннем мелу, в конце мела—начале палеогена, на границе эоцена и олигоцена. Последняя (пиренейская) была основной в формировании горных хребтов и разделяющих их впадин.

Тектонические движения и формирование пликативных структур происходили также в течение неогена и антропогена—доплиоценовая, позднеплиоценовая и плейстоценовая фазы по А. Гансеру (1969).

На основании вышеизложенного, в сводном геологическом разрезе Ирана Дж. Штёклин выделяет следующие крупные структурные комплексы и ярусы:

1. Ассинтский (байкальский) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, слагающий основание территории Ирана.

2. Палеозойский (инфракембрий—средний триас) платформенный комплекс, подразделяющийся на этажи преднижнекембрийским, преддевонским и предпермским параллельными несогласиями.

3. Альпийский комплекс, состоящий из поздний триас—раннемелового, поздний мел—палеогенового и олигоцен-антропогенного этажей.

Краткая характеристика зоны заключается в следующем: Еревано-Ордубадская (Приараксинская) подзона сложена карбонатными, терригенными и вулканогенными образованиями позднего мела, терригенным флишем даний-палеоэоцена, нуммулитовыми известняками раннего эоцена, песчано-глинистыми туфогенными флишоидными отложениями среднего и позднего эоцена и песчано-глинистыми морскими молассами олигоцена.

Все эти отложения смяты в брахискладки северо-западного и широтного простирания, разбитые взбросами и крутыми надвигами. В ядрах антиклинорий выступает комплекс отложений герцинского платформенного чехла, который дислоцирован и частично метаморфизован в альпийском тектоническом этапе.

В юре и раннем мелу описываемая подзона имела геоклиналинную тенденцию развития (область размыва).

Сходное строение имеет горное сооружение Эльбурса. В структурном отношении оно представляет крупный, веерообразно построенный антиклинорий, состоящий из ряда умеренно сжатых складок, осложненных крутыми надвигами и взбросами. Геологический разрез Эльбурса в целом сходен с вышеописанной Еревано-Ордубадской зоной.

Как уже указывалось, по данным Дж. Штёклина, М. Набави и других иранских геологов, палеозойские отложения Ирана платформенного типа, а древние метаморфические породы, считавшиеся нижнепалеозойскими, оказались докем-

брийскими. Метаморфизм и прорывающие их граниты явились результатом ассинтской орогении.

Заслуживает внимания отсутствие в строении Эльбурса силура, раннего девона, а также среднего-позднего карбона (как на Антикавказе) и трансгрессивное залегание девона и перми. Показателен также тот факт, что в Эльбурсе пермь вместе с нижним-средним триасом выражен в единой карбонатной формации (известняки, доломиты).

Мезозойская история Эльбурса также сходна с историей Приараксинской зоны. Лейас и доггер залегают несогласно и выражены в континентальных угленосных фациях и только в позднем байосе имеются морские песчано-глинистые отложения—аналоги среднеюрских отложений Айюцдзора (Антикавказ). Поздняя юра также представлена маломощными песчано-глинистыми породами, а в титоне-неокоме был перерыв и только местами имело место накопление гипсов. Поздний мел трансгрессивен и выражен в терригенной, карбонатной (кампан-маастрихт) и вулканогенной (коньяк-сантон) фациях. К эоцену относится мощная (до 3 км) зеленая туфогенная флишевая свита, а к олигоцену и миоцену—латунные молассовые отложения внутренних и краевых впадин.

В Эльбурсе, как и в Центральном Иране, отсутствуют породы офиолитовой формации.

По Дж. Штёклину Эльбурс не является самостоятельным геологическим сегментом, а по своему геологическому развитию тесно связан с центральным Ираном, представляя большой антиклинорий у северного края Иранского орогена (1976).

Значительное сходство с Приараксинской подзоной Антикавказа и Эльбурсом обнаруживает складчатое сооружение Западных Понтид. Вместе с тем по ряду признаков последние отличаются от первых. В отличие от Антикавказско-Иранского сегмента, в строении Западных Понтид значительную роль играют морские терригенные отложения ордовика и силура, которые выше по разрезу сменяются карбонатными отложениями девона и раннего карбона, регрессивными угленосными отложениями среднего-позднего карбона (Зонгульдакское месторождение угля) и красноцветными грубокластическими молассовыми образованиями перми. Метаморфизованные породы, выступающие в ядрах антиклинориев, по данным Бринкмана (1971), имеют докембрийский, вероятно, ассинтский, возраст. Вдоль Северо-Анатолийского разлома, ограничивающего Западные Понтиды с юга, широко развиты породы офиолитовой формации—черные вулканиты и туфы диабазового состава, темно-зеленые гипербазиты, красные яшмы и радиолариты, розовые глоботрункановые известняки турона—сенона, глыбы юрских известняков, известные в литературе под названием «цветной меланж». Возраст последнего—верхняя юра-мел.

Срединные массивы и выступы доальпийского основания в горст-антиклинариях

До недавнего времени большое значение придавалось срединным массивам в формировании и пространственном расположении альпийских структур в Кавказско-Малоазиатском сегменте альпийского пояса. Считалось, что между Понтийско-Малокавказско-Эльбурской складчатой зоной на севере и Тавро-Загросской на юге простирается обширная область срединных массивов, охватывающих центральные части Ирана и Анатолии—Анатолийско-Иранская зона срединных массивов. Однако новые геологические данные, полученные за последние годы, опровергают эту точку зрения.

Чтобы ответить на вопрос, есть ли все же срединные массивы в описываемой области, необходимо уточнить понятие «срединный» массив. Как известно, проблема срединных массивов—одна из слабо разработанных в региональной тектонике и мнения исследователей о ней самые различные и порой противоречивые. Достаточно полному разбору этой проблемы посвящена работа А. Л. Яншина (1975), с основными положениями которого мы вполне согласны. Вслед за указанным исследователем мы считаем, что срединными массивами следует называть геологические структуры, характеризующиеся особыми тектоническими и историко-геологическими признаками. Это ранее консолидированные участки, обычно более или менее изометрической формы, внутри складчатых геосинклинальных областей, которые:

1. Окружены складчатыми сооружениями одного возраста, и контролируют их простираение.
2. Характеризуются платформенным или субплатформенным режимом в геосинклинальном этапе развития.
3. Как и платформы, имеют отчетливо выраженное двухъярусное строение, т. е. состоят из складчатого основания и платформенного чехла, соответствующего геосинклинальному комплексу отложений обрамляющих складчатых сооружений. Под влиянием складчатых и орогенных движений, происходящих в окружающих геосинклинальных зонах, они претерпевают лишь слабые глыбовые деформации.

По образному выражению А. Л. Яншина, «срединные массивы не вливаются органически в состав молодой складчатой области, как это имеет место в случае длительно развивающегося геоантиклинального поднятия». Исходя из этого определения, мы считаем, что в Кавказско-Анатолийско-Иранском сегменте срединными массивами можно считать, несомненно, Лутский в восточном Иране и с некоторой долей условности—Мендересский и Киршехирский массивы в Анатолии и Дзирульский на Кавказе.

Все остальные выходы докембрийских и палеозойских метаморфизованных образований следует рассматривать как антиклинальные и блок-антиклинальные выступы в ядрах альпийских структур.

Фундамент Киршехирского (Галатского) срединного массива сложен очковыми гнейсами, сменяющимися выше по разрезу сланцами, кварцитами и мраморами. Возраст этого метаморфизованного комплекса спорный, по Р. Бринкману— докембрийский (1971), Дж. Эрентозу—герцинский (1967), а по И. Кетину—мезозойский (1967). Однако, учитывая большое сходство этого комплекса с метаморфическими образованиями Родопского и Пелагонийского массивов Балканского полуострова, а также платформенный характер палеозойских отложений в Центральной Анатолии и Тавре, наиболее вероятен его докембрийский (рифейский) возраст.

В составе метаморфического комплекса отложений, слагающего срединные массивы Анатолид, выделяются два подкомплекса, отличающихся составом пород и степенью метаморфизма.

Нижний подкомплекс, слагающий ядра гнейсовых куполов и массивов, представлен гнейсами, амфиболитами, мигматитами, кристаллическими сланцами и др. породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации, и имеет близмеридиональное и северо-восточное простираие. Породы второго подкомплекса слагают крылья массивов и куполов и сложены породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев (филлиты, метавулканиты и др.).

Первый из указанных подкомплексов условно относится к дорифею (ранний-средний протерозой), а второй—к рифею.

Чехол Киршехирского массива сложен отложениями палеозой и мезокайнозоя, которые местами (в грабенообразных трогах) дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитами.

Дзирульский массив представляет обнаженный выступ Грузинской глыбы и разделяет западную (Колхидскую) и восточную (Карталинскую) погруженные части последней.

В течение всего альпийского этапа он имел геоантиклинальную тенденцию развития и разделял Рионскую и Куриинскую впадины. Фундамент его сложен кристаллическими сланцами и филлитами позднепротерозойского—раннекембрийского возраста, резко несогласно перекрытыми слабо метаморфизованными порфиритами, диабазами и прорывающими их гранитами палеозойского возраста. Этот комплекс отложений покрыт маломощным, слабо дислоцированным мезокайнозойским чехлом. В западном погружении массива разрез чехла начинается красными известняками и сланцами лейаса, которые сменяются затем вулканогенными образо-

ваниями байоса. На восточном склоне массива в основании чехла залегают мелководные отложения баррема.

Блок-антиклинальными выступами являются Храмский, Локский, Арзаканский в зоне внутренних эвгеосинклинальных сооружений, а также Эльбурский, Айоцзорский, Битлисский, Урмийский, Аладагский, Малатский и др. в составе внутренних парагеосинклинальных складчатых сооружений.

В Храмском выступе обнажаются метаморфические сланцы, вероятно, байкальского возраста, которые интродуцированы гранитами и несогласно перекрыты вулканогенно-осадочной свитой раннего-среднего карбона мощностью в 600—800 м. Последняя по Ш. А. Адамия (1968) представлена кварц-порфиритами, альбитофирами, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися углистыми сланцами и аргиллитами. В нижней части этой свиты встречаются линзы известняков с коралловой и брахиоподовой фауной раннекарбонического возраста, а в верхней части, в углистых сланцах—флора среднего карбона. По мнению Ш. А. Адамия, кислые эффузии и граниты Храмского массива связаны друг с другом фациальными переходами и составляют единую позднепалеозойскую вулканоплутоническую формацию.

Этот комплекс отложений несогласно покрывается юрскими и меловыми отложениями Сомхето-Кафанской зоны.

Арзаканский блок-антиклинорий (краевой массив) сложен комплексом метаморфических образований рифея и дориффея, который несогласно покрывается слабо метаморфизованными вулканогенными образованиями (диабазовые порфириты и их пирокласты) раннего мела. Далее следуют отложения позднего мела и палеогена, составляющие альпийский геосинклинальный комплекс.

В Битлисском выступе метаморфический комплекс трансгрессивно и несогласно перекрыт карбонатными отложениями перми платформенного типа. На участке Битлис—Малатья породы метаморфического комплекса надвинуты на офиолитовый комплекс с амплитудой до 50 км.

Альпийские межгорные впадины

Возникли в заключительном или орогенном этапе альпийского тектонического периода в результате мощных складкообразовательных и горообразовательных движений, происходивших на границе эоцена и олигоцена, а местами на рубеже палеогена и неогена. Эти движения знаменуют начало формирования почти всех крупных складчатых сооружений альпийского геосинклинального пояса, выраженных в современном рельефе и заложения краевых и межгорных впадин. Соответственно этому последние выполнены морскими и лагунно-континентальными молассовыми отложениями олигоцена, неогена и антропогена. Движения эти вызвали мощную вулканическую деятельность (орогенный вулканизм),

продукты которой в виде лавовых покровов и пирокласто-литов участвуют в составе молассового комплекса впадин. Выделяются четыре типа впадин, отличающихся составом слагающих их отложений, возрастом заложения и складчатого основания: Рионо-Куринский, Среднеараксинский, Нахичеванский и Анатолийский.

Рионо-Куринская (Закавказская) зона впадин Дзирульским массивом делится на две самостоятельные впадины— Рионскую на западе и Куринскую на востоке.

Рионская впадина с юга граничит с Аджаро-Триалетской складчатой зоной, а с севера—Абхазо-Рачинской. В западном направлении она погружается под акваторий Черного моря. Для Рионской впадины характерно наличие покровных складок—сжатые брахиантиклинали и разделяющие их широкие и плоские синклинали. Ее краевые части возникли в олигоцене-миоцене в эпоху поднятия окружающих ее складчатых сооружений и сложены отложениями нижних моласс (верхний олигоцен-миоцен), которые затем испытывали складчатость и поднятие в плиоцене.

Центральная часть впадины выполнена молассами плиоцена и антропогена. По сейсмическим данным мощность осадочного чехла на побережье Колхидской низменности составляет 8—9 км.

Более сложное и гетерогенное строение имеет Куринская впадина. Это крупная межгорная впадина длиной около 450 км и шириной до 170 км, расположенная между мегантиклинориями Большого Кавказа на севере и Антикавказа на юге. На западе она замыкается у Дзирульского массива, а на востоке, постепенно расширяясь, сливается с впадиной южного Каспия.

Возникла Куринская впадина в олигоцене, в эпоху общей инверсии и поднятия Б. Кавказа и Антикавказа. Она выполнена морскими и континентальными молассовыми отложениями олигоцен-миоцена, плиоцена и антропогена. Мощности альпийского комплекса отложений в западной части впадины около 4—5 км, в восточной части—15 км. Погружение фундамента в восточном направлении происходит ступенчато, по разломам, отраженным в чехле в виде флексурных изгибов осадочных пластов. Им соответствуют резкие градиенты аномалий силы тяжести, эпицентры землетрясений, изменения фаций и мощностей отложений. Молассовые отложения плиоцена и антропогена в центральной и особенно прикавказской части впадины испытывали интенсивную складчатость—Ширакско-Аджиноурская складчатая зона. Это один из классических примеров в СССР проявления четвертичных складкообразовательных движений.

Большинство из этих молодых линейных складок, являющихся по-видимому, надразломными структурами, отчетливо выражено в рельефе в виде вытянутых гребней, про-

резанных antecedентными ущельями. Вероятно, поэтому они большей частью несимметричны.

В районе слияния рек Куры и Аракса по геофизическим данным установлена группа подземных выступов основания—Кюрдамирская группа положительных гравитационных аномалий, а у границы с Талышем—Мильско-Муганский гравитационный максимум удлинненно-овальной формы.

Куринская впадина делится на впадины второго порядка по возрасту складчатого основания: Карталинскую на байкальском основании и Нижнеараксинскую, Евлахскую и Алазанскую на альпийском основании.

Среднеараксинский тип впадины характеризуется широким развитием лагунных отложений миоцена, озерно-речных и вулканогенных образований плиоцена и антропогена. Основанием впадины этого типа служат местами палеозойский платформенный чехол, а в других—альпийский складчатый (мезозойско-палеогеновый) комплекс.

Типичным примером впадин этого типа является Среднеараксинская, выполненная пестроцветными молассами позднего олигоцена—раннего миоцена, гипсо-соленосными отложениями средне-позднего миоцена, озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена-антропогена суммарной мощностью около 4 км. Она имеет гетерогенное строение и состоит из ряда грабен-синклинориев и блок-антиклинальных поднятий. К этому типу относятся также Кагызманская и Ширако-Карсская впадины, а также Севано-Ереванский грабен-синклинорий. Между последним и Среднеараксинской впадиной расположено Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие байкальского основания.

Впадины Нахичеванского типа отличаются от Среднеараксинского распространением лагунных и морских отложений миоцена и полным отсутствием отложений плиоцена и антропогена.

Впадины Центрального Ирана: Тегеранская, Зенджанаская, Урмийско-Тебрийская и др., по своему геологическому строению скорее напоминают нахичеванский тип, хотя в некоторых из них развиты также отложения плиоцена-антропогена.

Отличительной чертой впадин **Анатолийского** типа (Алашкертская, Ван-Мушская, Эрзерумская и др.) является широкое развитие морских отложений миоцена. Они выполнены песчано-глинистыми и карбонатными отложениями аквитанского, бурдигальского и гельветского ярусов с кораллами, морскими ежами, мшанками и конхилиофауной. Эти отложения дислоцированы и несогласно перекрыты озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоцена и антропогена.

В верховьях р. Аракс (в Сипской долине) над миоценовыми морскими отложениями несогласно лежат угленосные песчано-глинистые породы с фауной пресноводных гастропод,

вероятно, мезотис-понтического возраста. Их стратиграфическими и фашиальными аналогами на Антикавказе являются угленосные отложения района Джаджурского перевала и Южного Зангезура. В районе гор. Эрзерум и оз. Ван дислоцированные морские отложения миоцена несогласно перекрываются туфобрекчиями, туфами и андезитами—аналог вохчабердской свиты Антикавказа.

Выше следуют озерно-речные и вулканогенные образования позднего плиоцена и антропогена.

Начало заложения центрально-анатолийских впадин датируется, как и среднеараксинских, поздним олигоценом—ранним миоценом.

Морские отложения олигоцена (вероятно, раннего-среднего олигоцена) с *Nummulites intermedius* d'Arch., *Polymesoda* сопвеха, развиты по южной периферии Понтида и северной периферии Восточного Тавра (в районе Муш-Малатья).

В Центральной же Анатолии и, в частности, в указанных выше впадинах, широко развиты лагунные, гипсо-соленосные пестроцветные отложения олигоцена (вероятно, позднего олигоцена), подстилающие морской ранний миоцен.

Таким образом, олигоценое и, в частности, позднеолигоценое время является одним из переломных этапов в геологическом развитии Антикавказа и Малой Азии, ознаменовавшегося интенсивным воздыманием горных хребтов и возникновением между ними межгорных прогибов и впадин.

Заслуживает внимания отсутствие в литературных источниках по геологии Турции данных о морском сармате в восточных районах Анатолии.

На наш взгляд, это скорее обусловлено недостаточностью изучения разрезов миоценовых отложений. Открытие морского сармата (мактровые слои) в Октемберянском районе Армянской ССР у границы с Турцией дает основание полагать о прослеживании его в Восточную Анатолию.

Важнейшие разломы

Ведущая роль разломов глубокого заложения в формировании глубинных геологических структур и в их индивидуальном развитии общеизвестна. Материалы по описываемой области показывают, что они самые различные, как по глубине заложения, так и по историко-геологическому значению. Отчетливо выделяются четыре их типа:

- а) разломы, контролирующие офиолитовую формацию,
- б) Транскавказская поперечная зона разломов,
- в) Пальмиро-Апшеронский разлом сдвига-сбросового типа,
- г) Анкавано-Зангезурский тип.

Транскавказская субмеридиональная зона разломов (поднятий) протягивается от горст-антиклинория Главного

Кавказского хребта через Дзиркульский массив и Артвинскую глыбу на юг и до Битлисского выступа байкальского основания у оз. Ван. В северном направлении она прослеживается по восточному склону Ставропольской антеклизы и соединяется с волгоградской флексурой, ограничивающей Прикаспийскую синеклизу с запада. Таким образом, это—зона особой категории глубокой дислокации, как это впервые отметил Н. С. Шатский, охватывающая и геосинклинальные складчатые области и платформы (1948). Восточнее этой зоны, параллельно ей тянется региональная зона прогибания, охватывающая Восточнорусскую впадину, Прикаспийскую синеклизу и Южно-Каспийскую впадину.

Транскавказская зона поднятия особенно интенсивно развивалась в орогенную эпоху альпийского периода (неоген-антропоген), обуславливая мощное проявление эффузивного вулканизма—Джавахетское вулканическое нагорье, с многочисленными линейно расположенными вулканическими аппаратами, стратовулканами (Арагац, Арарат, Немруд, Си-пан и др.). С этой зоной связаны эпицентры землетрясений Ахалкалакского района, Ленинакана, Тигора и др. Она контролирует также фациальные различия миоценовых отложений Анатолии (преимущественно морские) и Ирана (лагунные).

О начале заложения этого разлома на Кавказско-Анатолийском сегменте мы почти ничего не знаем. В этой связи быть может заслуживает внимания общее воздымание Сомхето-Кафанской зоны по направлению к этому разлому и ее выклинивание (?). В Понтидах и Анатолидах вулканогенные образования юры и киммерийские гранитоиды, столь характерные для Сомхето-Кафанской зоны, совершенно отсутствуют. Восточнее описываемого разлома, параллельно ему, тянется другая (дочерняя) зона поднятия по линии Алаверди—Кировакан—Арзаканский антиклинорий. По ней расположены альпийские гранитоидные интрузии, а также субвулканические и эффузивные фации эоцена. Западнее и восточнее этой поперечной зоны последние замещаются туфоосадочными образованиями.

В Среднеараксинской впадине это поднятие обуславливает фациальное различие в миоценовых отложениях—соленосные фации на северо-востоке и терригенно-молассовые—на юго-западе.

Иное геологическое значение имеют **глубинные разломы, контролирующие зоны широкого развития ультрабазитовой или офиолитовой формации.** Породы этой формации в виде сравнительно узких шовных зон развиты вдоль границ различно построенных тектонических сооружений: Сомхето-Кафанского мегантиклинория и Севано-Акеринского синклинория на Антикавказе, складчатой зоны Загроса и парагеосинклинальных складчатых сооружений Центрального

Ирана, вдоль Таврид и Понтид, а также по границам Кирше-хирского массива и обрамляющих сооружений центральной Анатолии.

В Анатолии—это Главный Анатолийский разлом, который прослеживается в широтном направлении от района гор. Измита на побережье Мраморного моря на западе, через Эрзинджан и Эрзерум в долину р. Аракс. На всем этом протяжении зона этого разлома (взбросы, сдвиги, надвиги) контролируют выходы гипербазитов и офиолитовой ассоциации пород и цветного меланжа, а также многочисленные эпицентры сильных и разрушительных землетрясений.

К востоку от гор. Эрзинджана описываемая зона делится на три ветви. Северная из них через Карсское вулканическое плато переходит в Севано-Акеринский офиолитовый пояс, а средняя, через г. Кагызван—в долину р. Аракс и соединяется с южным (Вединским) офиолитовым поясом Антикавказа. Южная ветвь прослеживается от района Эрзинджана в юго-восточном направлении к озеру Ван.

Распространение пород ультрабазитовой формации показывает, что они приурочены не только к эвгеосинклинальным сооружениям, но большей частью и к зонам с типичным многоэосинклинальным развитием (Тавриды, Загросы). Более того, в некоторых складчатых сооружениях, возникших из геосинклинальных прогибов эвгеосинклинального типа (Сомхето-Кафанская, Аджаро-Триалетская зона), ультрабазиты отсутствуют. Это очень важная особенность развития ультраосновного магматизма, которая требует объяснения. По-видимому, правы те исследователи, которые считают, что интрузии ультрабазитов приурочены к узким и глубоким трогообразным желобам, возникшим преимущественно вдоль глубинных разломов, ограничивающих различно построенные тектонические блоки. Об этом свидетельствует также и состав офиолитовой формации. Это фациально выдержанный комплекс пород, состоящий из ультрабазитов (перидотиты, пироксениты, дуниты, часто измененные в серпентиниты), габбро, которые обычно ассоциируют с красными радиоларитами, яшмовыми породами, кремнистыми известняками, спилитами и подушечными лавами, долеритами, экзотическими глыбами мраморизованных известняков и метаморфическими сланцами. Эти породы в большинстве случаев хаотически перемешаны, сменяют друг друга как в вертикальном, так и латеральном направлении—«цветной меланж».

В результате многоактных, часто повторяющихся движений вдоль разломов породы офиолитовой формации интенсивно смяты, раздроблены, развальцованы и местами превращены в милониты и метаморфизованы (в фации зеленых сланцев), т. е., по существу, представляют собой тектониты.

Эти особенности офиолитовой формации, а также широкое развитие пологих надвигов и шарьяжей, свидетельствуют

о преобладании в зонах разломов этого типа горизонтально направленных сил, обуславливающих выжимание перидотитовой магмы из верхней мантии в верхние горизонты земной коры.

Подобные разломы, контролирующие офиолитовую ассоциацию пород, развиты также вдоль северной и северо-восточной границ Таврид и Загроса—Тавро-Загорский офиолитовый пояс.

Остается еще спорным вопрос о времени заложения офиолитовых прогибов, равно как и возраст магматического внедрения ультраосновных пород. Вопрос этот осложняется еще и тем, что породы ультрабазитов обычно встречаются во вторичном залегании, представляя «амагматические» инъекции или протрузии и, таким образом, их стратиграфическое положение не дает основания судить о нижнем пределе их возраста. Имеются сторонники поздне мелового, поздний мел-палеогенового, юрско-мелового, юрского, юрско-триасового и палеозойского возраста гипербазитов Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийского складчатого пояса.

За последние годы геологическими исследованиями различных стран установлено общее сходство разрезов офиолитовых комплексов складчатых геосинклинальных зон континентов и современных океанических впадин. Это свидетельствует о том, что офиолитовые ассоциации пород складчатых областей образовались в узких линейно вытянутых геосинклинальных трогах, возникших в результате растяжения земной коры и раздвигания континентальных блоков (зона «спрединга»).

В дальнейшем в эпохах диастрофизма, обусловленного сжатием Земли и сближением континентальных блоков, офиолитовые комплексы пород были деформированы, метаморфизованы и выжаты на дневную поверхность, образуя чешуйчатые надвиги, а по краям—впадины и небольшие покровы.

Этим можно объяснить тот факт, что во всех районах развития альпинотипных гипербазитов офиолитовые комплексы совместно с вмещающими отложениями сильно дислоцированы, раздроблены, брекчированы и по существу представляют тектониты в широком смысле слова.

Дебатируется также вопрос формы внедрения ультраосновной магмы. Наряду с распространенной точкой зрения об интрузивном внедрении, существуют и сторонники их эффузивного происхождения. Так, например, Л. Дюбертре считает, что весь ряд формаций цветного меланжа, в том числе и перидотиты и габбронды, являются эффузивно-осадочными образованиями.

Нам представляется более логичной концепция Ж. Обуэна (1971), который считает, что:

1. Офиолиты—продукт излияния ультраосновной магмы.
2. Они могут быть разновозрастными в разных районах альпийского офиолитового пояса.
3. Зеленокаменные породы Турции представляют собой краевое проявление интракратонных трещинных излияний мелового возраста, известных в кратонах, расположенных южнее альпийской оси.

При решении этих вопросов необходимо учесть следующее:

1. В Анатолии, Западном Иране, Антикавказе, как и в Юго-Восточной Европе (динариды Греции и Югославии, Апеннины), породы офиолитовой формации, в том числе и ультрабазиты, по возрасту приурочены к периоду заложения и становления альпийских геосинклинальных прогибов. Как уже отмечалось, заложение и интенсивное развитие последних имело место, одновременно, в рамках триаса-позднего мела. Поэтому можно предполагать, что внедрение ультрабазитовой магмы также происходило одновременно в отдельных геосинклинальных прогибах.

2. Как указывалось выше, ультрабазиты обычно ассоциируют со спилитами, лавами андезитового состава и их пирокластами, а также радиоляритами и другими кремнистыми породами, с которыми они составляют единый формационный ряд. Отсюда следует, что возраст ультрабазитов должен быть определен возрастом указанной формации. В офиолитовых зонах Антикавказа имеются веские факты, свидетельствующие о позднегурон-коньякском возрасте этой формации. В этом отношении интересен разрез фаунистически охарактеризованных позднемеловых отложений в бассейне р. Веди (южная офиолитовая зона Армении). Сеноман-гурон представлен светлыми, массивными органогенными известняками, а нижняя часть раннего коньяка—терригенными песчано-глинистыми отложениями. Верхняя часть раннего коньяка сложена вулканогенно-осадочными образованиями офиолитовой формации—туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты андезитового состава, потоки андезитов, спилиты, перидотиты, пироксениты и габбро, местами измененные в серпентиниты, красные радиоляриты, глыбы мраморизованных известняков, которые местами превращены в метаморфические сланцы. Далее следуют песчано-глинистые отложения позднего коньяка, сменяющиеся выше по разрезу карбонатными породами сантона-маастрихта. Венчается разрез позднего мела карбонатно терригенным флишем дания-палеоцена.

Показательна исключительная приуроченность выходов ультрабазитов к вулканогенно-осадочной свите раннего коньяка и полное их отсутствие как в подстилающих, так и в вышележащих свитах. Отсюда напрашивается вывод о внедрении ультрабазитовой магмы в раннем коньяке, в эпоху наиболее интенсивного прогибания приараксинского парогеосин-

клинального прогиба мелового заложения, сопровождавшегося интенсивным проявлением вулканизма. Верхний предел возраста магматического внедрения ультрабазитов достаточно точно устанавливается в бассейне оз. Севан—в северной офиолитовой зоне Антикавказа. Здесь окатанные гальки ультраосновных пород изобилуют в составе красноцветной терригенной свиты сантона.

Таким образом, наиболее вероятный возраст ультрабазитов на Антикавказе—турон-коньякский. Вместе с тем, не исключается и наличие ультрабазитов более древнего, юрского-раннемелового возраста, о чем свидетельствует наличие обломков этих пород в отложениях сеномана азербайджанской части Антикавказа.

По Р. Фюруну (1955) зеленокаменные породы Турции, как и на Кипре, подстилаются отложениями турона, одно-возрастные с крупными разрывами, обусловившими излияния траппов в Индии, а также с зеленокаменными породами Белуджистана и Восточного Ирана и относятся к позднему мелу.

Заслуживает внимания отсутствие молодого вулканизма вдоль офиолитовых разломов, что на первый взгляд может свидетельствовать об их пассивности в орогенном этапе. Однако приуроченность к ним сейсмических очагов опровергает это предположение. Крупные сейсмические линии Турции—Северо-Анатолийская, Южно-Анатолийская и Армянская (Муш—оз. Ван), совпадают с зонами «цветного меланжа».

Отсутствие вулканических центров в офиолитовых зонах, по-видимому, можно объяснить тем, что в разломах этого типа преобладают горизонтальные движения (надвиги, шарьжи), создающие менее благоприятные условия для излияния магмы.

О наличии диагонального разлома сбросо-сдвигового типа, тянущегося от района оз. Урмия и до Апшеронского полуострова—Пальмиро-Апшеронский линеймент, по В. П. Поникарову (Габриелян, 1970), заставляет думать о структурном положении Талыша. Последний по своему геологическому строению и истории развития очень сходен с Севано-Акеринской подзоной Антикавказа и отделен от него Нижнеараксинским наложенным поперечным прогибом и по отношению к ней значительно сдвинут на северо-восток. Заслуживает внимания прямолинейность р. Аракс на участке предполагаемого смещения. Этот разлом является границей между двумя значительно отличающимися сегментами альпийской области—малоазиатским и Центрально-Иранским и ограничивает Сомхето-Кафанскую эвгеосинклинальную зону с юго-востока, а также обширную зону офиолитов юго-восточной Турции с востока.

От района смыкания складчатых систем восточного Тавра и Загроса Пальмиро-Апшеронский разлом в юго-запад-

ном направлении прослеживается через северную часть Аравийской платформы до Пальмирского грабена (авлакогена) в районе Дамаска. В этой полосе Аравийской платформы констатированы линейно-вытянутые в северо-восточном направлении группы дислокаций и вулканических аппаратов с молодыми лавовыми потоками. Эта зона разломов отмечается также линейными магнитными аномалиями, которые, вероятно, отражают крупные разломы в фундаменте платформы.

В миоцене он, как и Транскавказский разлом, служил границей между морскими бассейнами центральной Анатолии и лагунными водоемами центрального Ирана. На участке слияния рек Аракс и Кура Пальмиро-Апшеронский разлом совпадает с зоной подземного выступа кристаллического основания района Кюрдамира (Кюрдамирский гравитационный максимум).

Ряд разломов северо-восточного и близширотного простирания отмечается к западу от описанного Пальмиро-Апшеронского линеамента. Из них наиболее крупным является разлом, прослеживаемый западнее оз. Ван, через молодые вулканы Немрут, Сипан и Тендурек и далее к северо-востоку по направлению к Воротанскому сдвигу, ограничивающему Кафанский тектонический блок с севера.

Следующий поперечный разлом фиксируется геологически и геофизическими данными по линии Варденисский хребет—горст-антиклинальные выступы палеозоя в бассейне р. Аргичи и в районах ст. Арарат и пос. Хорвираб—гора Арарат. Эта зона разлома контролирует не только новейший вулканизм в Вардениском хребте и южной части Гегамского вулканического нагорья, но также фации и мощности мезокайнозойских отложений и северо-восточное простирание их пликативных структур. Эти факты, безусловно, свидетельствуют о древнем (вероятно, меловом) заложении описываемой зоны дислокации (разломов и поднятий).

Вулканы Б. и М. Арарат, вероятно, расположены на узле пересечения указанного разлома и широтного Агри-дагского разлома. Выходы субинтрузии (субвулканы) андезитов и андезито-дацитов в бассейне р. Шагап (у с. Кадырду), возможно также ультрабазиты бассейна р. Веди приурочены к этой линии разлома.

Четвертым типом разломов глубокого заложения является Анкавано-Зангезурский на Антикавказе. Эта классическая зона смятия и дробления, внедрения гранитоидов и мощного проявления эффузивного вулканизма в мезокайнозое, эндогенной минерализации, шириной в среднем 10—15 км. В Зангезуре она выражена тремя параллельными разломами—Хуступ-Гиратахским, Гехинским и Дебаклинским, тянущимися от р. Аракс на юге и до р. Воротан на северо-западе.

Между указанными главными разломами, ограничива-

ющими эту зону дробления с юго-запада и северо-востока, развиты десятки и сотни параллельных и диагональных разрывов, обусловивших мозаично-блоковое строение зоны.

Палеозойские и мезозойские отложения, слагающие описываемую зону, вместе с прорывающими их дайками и субинтрузиями интенсивно смяты, составляя сложные, разбитые сбросами и взбросами, прямые и наклонные изоклинальные складки. Эти осадочно-вулканогенные образования сильно метаморфизованы, раздроблены, развальцованы, местами превращены в тектонические брекчии и милониты. Вдоль этой шовной зоны расположены интрузии крупнейшего в Закавказье Мегринского гранитоидного плутона, а также месторождения и многочисленные проявления медно-молибденовой минерализации. Она контролирует также эпицентры зангезурских землетрясений (Татев, Гярд и др.) и выходы минеральных источников.

Хуступ-Гиратахский разлом прослеживается на северо-запад в район сс. Татев—Сваранц, где поздне меловые отложения также рассланцованы, метаморфизованы, милонитизированы и прорваны интрузиями габбро. С последними связано оруденение железа. Дебаклинский разлом через Дастакертское месторождение прослеживается до Сисиана. В бассейне р. Воротан эта зона, по-видимому, обрывается субширотным разломом (сбросо-сдвигом), обусловившим смещение Кафанского блока Сомхето-Кафанской зоны на запад. Далее к северо-западу Зангезурская зона разломов скрывается под новейшими вулканическими образованиями Варденисского и Гегамского хребтов. Ее продолжением является зона разлома в районе Анкавана (Анкавано-Зангезурский разлом). Здесь также развита пара крупных разломов, ограничивающих Арзаканский (Цахкуняцкий) антиклинорий с юга и севера (по реке Мармарик), обусловивших его блоковое строение и выход на поверхность байкальского и добайкальского оснований. Вдоль Мармарикского разлома, как и в Зангезуре, развиты интрузии гранитоидов, золоторудная и медно-молибденовая минерализация, минеральные источники и эпицентры землетрясений. Анкавано-Зангезурский разлом возник, по-видимому, в палеозое и служил северной границей распространения средне-верхнепалеозойских платформенных мелководных морских отложений; в юре он ограничил Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб с юго-запада.

Интенсивное развитие этого разлома в юре отчетливо фиксируется в южном Зангезуре, что и отражено в фациальных различиях юрских отложений Кафанского брахиантиклинория. Туфогенные фации верхней юры, слагающие северо-восточное крыло последнего, на юго-западном крыле антиклинория, примыкавшем к этому разлому, фациально заме-

щаются вулканическими образованиями (андезитовые покровы, потоки и их пирокласты).

Интенсивную складчатость юрских и раннемеловых вулканогенно-осадочных образований на юго-западном крыле Кафанского брахиантиклинория по сравнению с более пологой (брахиаксиальной) складчатостью синхронных отложений его северо-восточного крыла, также следует поставить в прямую связь с влиянием этого разлома.

ГЛАВА IV

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Вопросы глубинного строения территории Армянской ССР освещены в работах ряда исследователей (Аджимамудов, 1957; Оганисян, 1963, 1972; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Габриелян, Татевосян, 1966; Кириллова и др., 1969; Акопян, 1967, 1972; Пирузян, 1969; Сироткина, 1970; Егоркина и др., 1973, 1976 и др.). Результаты этих исследований подытожены в монографии «Геология Армянской ССР», т. X, «Геофизика», 1972). Тем не менее многие вопросы геологической интерпретации накопившихся к настоящему времени сейсмометрических, гравиметрических и магнитометрических данных все еще остаются неразрешенными или дискуссионными. Выше неоднократно упоминалось о том, что территория Армении характеризуется сложной тектоникой и широким развитием молодых лавовых покровов, в силу чего в ряде случаев объяснение причин геофизических аномалий связано с большими трудностями.

По данным Э. Б. Аджимамудова (1957), Ш. С. Оганисяна (1972), А. А. Габриеляна, Л. К. Тадевосяна (1966) гравитационное поле территории Армении, представленное в редукции Буге, характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. На этом фоне отмечаются зоны крупных отрицательных и менее интенсивных гравитационных аномалий (региональная аномалия второго порядка). В пределах этих зон, в свою очередь, выделяются участки локальных максимумов и минимумов силы тяжести. В связи с этим данная территория в целом характеризуется мозаичным аномальным гравитационным полем.

Упомянутыми авторами на территории Арм. ССР выделены три региональные гравитационные зоны общекавказского простираения: Среднеараксинская зона повышенных значений аномалий силы тяжести (охватывает Среднеараксинскую

межгорную впадину и прилегающие участки Малого Кавказа); Центральная зона пониженных значений аномалий силы тяжести (охватывает центральную интенсивно складчатую высокогорную часть Малого Кавказа); Алаверди-Иджеванская зона максимума или зона повышенных значений аномалий силы тяжести. В крайней юго-восточной части Армянской ССР выделяется несколько обособленная область максимума силы тяжести—Кафанский гравитационный сегмент (Горис-Кафанская зона максимума). Указанные зоны существенно отличаются друг от друга по интенсивности аномалий, их размерам, конфигурации, простираению. Они довольно хорошо сопоставляются с тремя крупными геотектоническими зонами: Алаверди-Кафанской (область раннеальпийской складчатости), Базумо-Зангезурской (область среднеальпийской складчатости) и Среднеараксинской (область позднеальпийской складчатости).

Границами указанных гравитационных зон служат отчетливо выраженные гравитационные ступени, обусловленные резко выраженным вертикальным контактом толщ различной плотности и соответствуют разломам глубокого заложения, которые в основном были выявлены и по геологическим критериям.

Гравитационное поле Среднеараксинской межгорной впадины более сильно дифференцировано и в общем характеризуется повышенными значениями силы тяжести. На фоне этого регионального максимума наблюдается сложная система локальных аномалий силы тяжести (относительные максимумы и минимумы), отражающих положение поверхности байкальского фундамента. Эти относительные аномалии имеют преимущественно вытянутую конфигурацию в меридиональном, северо-западном, северо-восточном направлениях и в целом расположены веерообразно по отношению к массиву горы Арарат. Веер этот открывается по периферии впадины. Обращает на себя внимание аналогичное расположение субмеридиональных и поперечных разломов и линий, соединяющих эпицентры землетрясений.

По данным Ш. С. Оганисяна (1972), в пределах Среднеараксинской гравитационной зоны выделяются следующие относительные максимумы силы тяжести: Мараликский, Анийский, Октемберянский, Тазагюхский, Араратский, Армацский, Велидагский, Тазакендский, ограниченные полосами повышенных градиентов силы тяжести. Они разделены участками, характеризующимися относительными минимумами силы тяжести: Артенийский, Арагацкий, Нижнеахурянский, Ранчпарский, Садаракский, Нахичеванский.

Сопоставляя гравиметрическую карту с тектонической, можно убедиться в том, что указанные относительные максимумы второго порядка довольно точно совпадают с локальными поднятиями (обнаженные части палеозойского субстра-

та, или же его погребенные выступы, установленные буровыми скважинами). Участки относительных минимумов, напротив, представляют неоген-четвертичные наложенные прогибы, заполненные молассовыми, соленосными и озерно-речными отложениями мощностью до 2,5—3,5 км. Так, например, Паракар-Енгиджинскому погребенному горстовому поднятию соответствует Тазагюхский максимум. Здесь байкальский фундамент залегает на глубине 550—1000 м, в то время как в Ереванском и Арташатском прогибах, ограничивающих указанное поднятие с севера и юга, он находится на глубине 4—5 км. Последним соответствуют относительные минимумы. С участками обнаженных выступов герцинского комплекса (ст. Арарат, г. Велидаг, Дагна, сел. Тазакенд) пространственно связаны Араратский, Армашский, Велидагский и Тазакендский относительные максимумы. Сходными гравитационными показателями характеризуются и другие прогибы и поднятия Среднеараксинской впадины. Крутое погружение пород палеозоя в направлении к Арташату под молодые мезо-кайнозойские отложения сопровождается убыванием аномалий силы тяжести. На участке между Арташатам и Хорвирабом, наоборот, уменьшение мощностей мезокайнозоя сопровождается полосой повышенных градиентов силы тяжести. Аналогичная картина наблюдается на других участках Среднеараксинской впадины (Паракар-Енгиджинское поднятие, Ереванский и Арташатский прогибы и др.), где также отмечается тесная связь между изменениями мощностей мезокайнозойских отложений и показателей силы тяжести.

Границами тектонических структур в подавляющем большинстве служат разрывные нарушения (горст-поднятия и грабен-прогибы), которым на гравиметрической карте соответствуют полосы повышенных градиентов, разграничивающих относительные максимумы и минимумы второго и более низких порядков. Именно вдоль этих полос отмечаются наиболее резкие изменения мощностей мезокайнозойских отложений.

Таким образом, в пределах позднеальпийской межгорной впадины отмечается обратное соотношение региональных гравитационных и тектонических зон и прямая связь между внутризональными относительными максимумами и минимумами силы тяжести и локальными тектоническими структурами.

Прямое соотношение между гравиметрическими аномалиями и тектоническими структурами, по данным А. А. Габриеляна и Л. К. Татевосяна (1966), обусловлено значительной разностью в плотности палеозойского субстрата, породы которого интенсивно дислоцированы, уплотнены и значительно метаморфизованы и кайнозойского комплекса, который сложен слабо дислоцированными, более рыхлыми и менее плот-

ными породами. По Ш. С. Оганисяну (1972), гравитационный эффект связан с поверхностью рельефа фундамента. Относительные максимумы отображают положительные структурные элементы фундамента, а относительные минимумы — впадины.

Детальные гравиметрические и тектонические исследования указывают на мозаично-блоковое строение Среднеараксинской межгорной впадины (Ш. С. Оганисян, А. А. Габриелян, Г. П. Симонян, С. К. Арзуманян), что является отражением блокового строения байкальского фундамента в верхних структурных этажах. Блоки фундамента залегают на различных глубинах, их границами служат те разломы, которые отражаются в форме гравитационных ступеней. Вертикальные перемещения по этим разломам в позднеальпийское время играли важную роль в распределении фаций и мощностей отложений и формировании современной структуры вышеназванной впадины.

Центральной высокогорной части Малого Кавказа, охватывающей Базум-Зангезурскую зону (область Среднеальпийской складчатости) соответствует Центральная зона пониженных значений силы тяжести или зона центрального минимума. Для этой зоны характерно региональное убывание значения силы тяжести с юго-запада и северо-востока к осевой части минимума. При этом наиболее пониженными являются поля силы тяжести в районах Арагацского и Гегамского вулканических сооружений, Варденисского хребта, Ширакской и Севанской котловин. Рассматриваемая зона в целом также характеризуется сильно расчлененным гравитационным полем, образованным линейно вытянутыми и изометрично-удлиненными относительно максимумами и минимумами второго и более низких порядков преимущественно северо-западного и субширотного направления, разделяющихся друг от друга узкими полосами относительно высоких градиентов. Эти локальные аномалии силы тяжести в большинстве случаев соответствуют тектоническим структурам.

Так, например, Ленинанканский минимум охватывает большую часть Ширакского неоген-четвертичного наложенного грабен-прогиба. Последний с севера, востока и юга ограничен разрывными нарушениями, которым соответствуют отчетливо выраженные большие горизонтальные градиенты аномалии силы тяжести. Относительные локальные максимумы Апаранского, Спитакского районов и западной части Базумского хребта соответствуют горстовым антиклинальным структурам меловых и палеогеновых отложений, при этом в ядре Цахкуняцского антиклинория (Апаранский максимум) выступают более плотные метаморфические породы верхнего протерозоя, интродуцированные основными и гранитоидными интрузиями. Любопытно отметить, что Арагацкий гравитационный минимум, соответствующий вулканическому массиву

г. Арагац, окаймлен полосой высоких градиентов кольцеобразной формы (Оганисян, 1972). В связи с этим не исключена возможность наличия здесь кольцеобразной тектонической структуры, замаскированной плиоцен-четвертичными покровными лавами.

Севанскому неоген-четвертичному грабен-прогибу, выполненному неогеновыми, и четвертичными отложениями, соответствует четко выраженный локальный гравитационный минимум. Этот минимум разграничен со всех сторон полосой повышенных градиентов, указывающей на наличие в этих участках структур типа ступеней, что подтверждается и геологическими данными. В крайней восточной части Севанского минимума на участке выступа меловых и палеогеновых отложений отмечается небольшой Ахкункский максимум силы тяжести.

В зоне центрального минимума выделяются также Сиан-Дастакертский, Каджаранский, Мегринский относительные минимумы, расположенные в пределах Южнозангезурского синклинория. Разданский и Капутанский относительные максимумы соответствуют одноименным поднятиям, скрытым под покровом плиоцен-четвертичных лав.

Северо-западная часть Сомхето-Кафанской зоны характеризуется относительно повышенными значениями аномалий силы тяжести (Алаверди-Шамшадинская зона максимума) и монотонным нарастанием гравитационного поля в северо-восточном направлении в сторону Куринской впадины. В этом же направлении происходит постепенное монотональное погружение складчатых структур. Общий фон гравитационного поля этой зоны выше, чем в Среднеараксинской впадине, но оно имеет сравнительно простое строение, включая лишь ряд относительных локальных максимумов и минимумов преимущественно антикавказского направления. Любопытно отметить, что рассматриваемая зона имеет также относительно простое тектоническое строение. Антиклинорным структурам здесь соответствуют локальные максимумы (Локский, Алавердский, Шамшадинский), а синклинорные структуры—минимумы (Лалвар-Дебедашенский, Иджеванский).

Горис-Кафанская зона максимума или повышенных аномалий силы тяжести соответствует Кафанскому антиклинорию. Она имеет меридиональное простирание и характеризуется нарастанием аномалий силы тяжести в восточном направлении в сторону Куринской впадины. Здесь также выделяются несколько небольших локальных аномалий силы тяжести, имеющих замкнутую изометрическую форму и малую интенсивность. По данным Ш. С. Оганисяна (1972), характер изменения гравитационного поля и направление изометрических аномалий силы тяжести дают возможность предположить, что Горис-Кафанская зона повышенных значений силы тя-

жести является продолжением Алаверди-Шамшадинской зоны повышенных значений.

Количественная интерпретация гравитационного поля дает возможность восстановить (с известной условностью) рельеф поверхности байкальского фундамента и полученные результаты сопоставить со структурами герцинского и альпийского комплексов (Сироткина, 1970). По данным упомянутого автора, поверхность фундамента территории Армении резко контрастна, амплитуда ее отметок превышает 7,0 км (от +2,5 до —5 км). Она представляет собой чередование узких поднятий и опусканий, для которых в северной части территории характерна линейность и общекавказское простираие, а в южной (в пределах Среднеараксинской впадины и прилегающих участков)—изометрические очертания и нередко неясное простираие. В рельефе фундамента выражены также антикавказские структуры, но более слабо. Все эти структуры состоят из серии структур более низких порядков.

При сопоставлении структур фундамента со структурами складчатых образований в подавляющем большинстве случаев обнаруживается их прямое соотношение друг другу как в масштабе зон, так и отдельных локальных структур (Сироткина, 1970).

Так, Локско-Шамхорской зоне поднятия фундамента соответствует Сомхето-Карабахская антиклинорная зона. В Армянской части последней в рельефе фундамента выделяются три обособленных поднятия—Локское, Алавердское и Шамшадинское (соответствующие одноименным антиклинориям), разделяющиеся неглубоким Лалварским и глубоким (до отметок—3 км) Иджеванским прогибами (соответствующими одноименным синклинориям). В Алавердском антиклинории на больших площадях поверхность фундамента поднята выше уровня моря, а в Шамшадинском антиклинории—выше +1 км. Здесь метаморфические породы выступают на дневную поверхность. Северный борт зоны поднятия фундамента пологий, что вполне соответствует пологим моноклинальным северо-восточным крыльям Алавердского и Шамшадинского антиклинориев, а южный—крутой, в виде ступени и сопровождается разрывным нарушением.

В пределах Кафанского антиклинория, по геофизическим данным, установлено отчетливо выраженное поднятие фундамента, вытянутое в ССВ направлении. В ядре антиклинория поверхность фундамента поднята до отметки 0+1 км. На общем фоне поднятия фундамента антиклинория отмечается ряд поднятий и прогибов второго порядка. Северное крыло Кафанского поднятия полого погружается в сторону Акеринского прогиба, а на самом юге оно круто погружается к долине р. Аракс до отметки—3—4 км. Восточное крыло поднятия срезано Хуступ-Гиратахским разломом.

В пределах Севано-Ширакского синклинория в рельефе фундамента упомянутым исследователем выделяются Лорийско-Красносельский и Ленинанкан-Севанский прогибы, разделенные Базумской системой поднятий. Названные прогибы в совокупности составляют в целом единую зону погружения фундамента. Рельеф поверхности фундамента в виде наклонной к северо-востоку ступенчатой террасы опускается от выхода фундамента на дневную поверхность на Цахкуняцком массиве (+2 км) до района гор. Дилижана до отметок —3 км, а затем постепенно и равномерно поднимается до отметок +1 км в Алавердском антиклинории.

Вдоль вышеуказанных Лори-Красносельского и Ленинанкан-Севанского прогибов фундамента расположены наиболее крупные синклинальные складки данного региона. При этом в центральной части синклинория связь между складчатыми структурами и локальными элементами рельефа фундамента в большинстве случаев не наблюдается. Так, например, крупной и сложной Памбакской синклинали соответствует слабо наклонный к СВ почти равнинный рельеф фундамента. Крупному вулканическому массиву г. Леджан, имеющему синклинальное строение, на поверхности фундамента соответствует моноклиальный, слабо наклоненный к юго-западу равнинный рельеф, что не совсем согласуется с геологическими данными. В северо-западной и юго-восточной частях синклинория в основном наблюдается прямое соотношение складчатых структур и локальных структур поверхности фундамента. Так, в пределах Ширакского грабен-прогиба рельеф фундамента глубоко опущен до отметки —5 км, в Спитакском поднятии и Базумском горсте он приподнят до отметки +1 км, а в пределах Лорийской котловины вновь погружается до отметки —4 км. Между Базумскими и Спитакскими поднятиями фундамента расположен Ширакский асимметричный прогиб, которому соответствует синклиналь гребневой зоны Ширакского хребта, Гетикскому и Севанскому прогибам фундамента (до —4—5 км) соответствует Гетикская синклиналь и Севанский грабен-прогиб. Расположенному между этими прогибами поднятию фундамента соответствует антиклиналь северного склона хребта Арегуни.

Помимо указанных продольных структур в рельефе фундамента Севано-Ширакского синклинория намечаются также поперечные (антикавказские) поднятия (Спитак-Степанаванское, Анкадзорское, Западноесеванское) и разделяющие их прогибы (Кироваканский, Тежсар-Дилижанский). Поперечные структуры выражены сравнительно слабо, но, в свою очередь, также состоят из систем частных прогибов и поднятий.

Анкаван-Южнозангезурская и Веди-Ордубадская зоны характеризуются высоким положением поверхности фундамента (+2—0 км). Здесь также выделяются серии положи-

тельных (Анийское, Апаран-Арзаканское, Аргичинское, Гегамское, Айоцдзорское, Гергерское, Ордубадское поднятия) и расположенных между ними отрицательных структур. Для этих структур характерно отсутствие линейных форм и широтные, а местами и северо-восточные простирания.

В Среднеараксинской зоне метаморфический фундамент находится на отметках 0—3 км ниже уровня моря. Здесь на поверхности фундамента выделяется ряд прогибов (Артенийский, Ереванский, Нижнеахурянский, Арташатский, Садаракский, Нахичеванский) и поднятий (Кармрашен-Енгиджинское, Араратское, Волчьих Ворот, Джульфинское), которые в подавляющем большинстве случаев обнаруживают прямое соответствие с верхнеальпийскими прогибами и поднятиями (см. тект. карту).

Крупные структуры фундамента почти повсеместно разграничены разломами. Об этом свидетельствуют ступенчатые, часто резкие границы между ними, большая контрастность высотных отметок соседних структур и соответствие полос относительно повышенных градиентов силы тяжести их границам.

Ц. Г. Акопяном (1972) на территории Армянской ССР выделены две магнитные зоны: Присеванская и Приараксинская, которые отличаются друг от друга по интенсивности, характеру изменения, знаку, форме и изрезанности магнитного поля. Эти зоны в региональном плане соответствуют двум наиболее крупным историко-тектоническим зонам Армении, резко отличающимся друг от друга возрастом и составом формаций, характером тектонических структур, особенностями магматизма и металлогении. Присеванская магнитная зона соответствует области ранне- и среднеальпийской складчатости (Алаверди-Кафанская и Базумо-Зангезурская зоны), характеризующейся эвгеосинклинальными условиями развития в альпийском этапе. Приараксинская магнитная зона охватывает территорию Еревано-Ордубадской зоны и Среднеараксинской межгорной впадины (область позднеальпийской складчатости), характеризующейся субплатформенными или миогеосинклинальными условиями развития в герцинском и альпийском этапах. Граница между указанными магнитными зонами (примерно совпадающая с юго-западной границей развития кайнозойского вулканизма) выражена ступенчатыми, скачкообразными переходами, с нарушением структуры магнитного поля, что указывает на наличие здесь крупного разрывного нарушения. Разлом этот прослеживается по линии Ереван—с. Азизбеков—гор. Ордубад. С геологической точки зрения эта линия очерчивает границу между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными зонами.

В Приараксинской зоне, где развиты исключительно осадочные отложения палеозоя и мезокайнозоя, магнитное поле

характеризуется спокойным, близким к нормальному или слабоотрицательными значениями и малой изменчивостью напряжения. В Базумо-Зангезурской и Алаверди-Кафанской зонах, где широко развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования, ультраосновные, основные, гранитоидные и щелочные интрузии, магнитное поле резко расчленено на интенсивные положительные и отрицательные аномалии с горизонтальным градиентом изменения в несколько сот (500—700) гамм на километр.

По мнению вышеупомянутого автора, магнитные аномалии в основном обусловлены составом и возрастом отложений и лишь спокойные положительные аномалии, с незначительным горизонтальным градиентом связаны с байкальским фундаментом. Так, например, разновозрастные осадочные породы характеризуются нормальными или слабоотрицательными полями. Для вулканогенных пород отмечается четкая зависимость между характером магнитного поля и их возрастом. Юрские эффузивы характеризуются преимущественно варьирующими отрицательными полями, меловые эффузивы и эффузивно-осадочные толщи—весьма пестрыми, неоднородными магнитными полями. Эффузивные и интрузивные образования кайнозоя создают резко варьирующие магнитные поля, преимущественно положительного знака. Здесь характерны также локальные отрицательные аномалии значительной интенсивности, связанные с обратным намагничением пород миоплиоцена. Ультрабазиты верхнего мела создают локальные положительные аномалии значительной интенсивности, которые образуют линейно вытянутые зоны, соответствующие офиолитовым поясам. Над гранитоидными интрузиями наблюдаются весьма разнообразные по характеру магнитные поля. Следовательно, положительные или отрицательные магнитные аномалии фиксируют развитие отдельных стратиграфических подразделений однородного состава.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что региональные магнитные зоны и подзоны в подавляющем большинстве случаев могут соответствовать тектоническим зонам, которые сложены породами определенного типа и возраста. При наложении зон друг на друга это соответствие нарушается. Что касается внутризональных тектонических структур и магнитных аномалий, то между ними наблюдается как прямое, так и обратное соотношение. Если эти структуры сложены однотипными породами, магнитное поле приобретает более спокойный характер.

Присеванская магнитная зона Ц. Г. Акоюном (1972) подразделяется на следующие подзоны: Кохб-Мосесскую, Шамлуг-Иджеванскую и Горис-Кафанскую, которые охватывают Алаверди-Кафанскую антиклинорную зону. При этом Кохб-Мосесская подзона, в основном положительного

магнитного поля, расположена в северо-западной части зоны (Папакарский синклиорий, северная часть Шамшадинского антиклинория) в районе развития верхнемеловых вулканогенно-обломочных и осадочных толщ. Шамлуг-Иджеванская и Горис-Кафанская подзоны, характеризующиеся варьирующимися, в основном повышенными значениями Δg , в региональном плане соответствуют Алавердскому, Шамшадинскому и Кафанскому антиклинориям, сложенным сравнительно плотными и разнообразно (прямо и обратно) намагниченными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями юры и мела. Юго-западная граница этих подзон, соответствующая глубинному разлому, четко выявляется на карте аномалий силы тяжести в виде протяженной гравитационной ступени. На карте За и ΔT_a разлом характеризуется линейно вытянутой аномалией большой протяженности, резким изменением характера магнитного поля с наличием больших горизонтальных градиентов. С геологической точки зрения, линия этого разлома очерчивает юго-западную границу Алаверди-Кафанской антиклинорной зоны.

В пределах Базумо-Зангезурской синклиорной зоны в региональном плане выделены Степанаван-Зодская и Артик-Каджаранская магнитные подзоны. Названная зона имеет очень сложное тектоническое строение. Здесь широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования палеогена и молодые плиоцен-четвертичные лавовые покровы, а также ультраосновные, гранитоидные и щелочные интрузии. Степанаван-Зодская подзона расположена в центральной и северо-восточной частях Севано-Ширакского синклиория. Она характеризуется сложным магнитным полем как положительного, так и отрицательного знака, при этом аномальное магнитное поле довольно хорошо коррелируется с поперечной зональностью синклиория. Так, в северо-западной и юго-восточной частях синклиория (районы развития офиолитовой ассоциации) наблюдаются положительные магнитные аномалии изометрической формы или вытянутые в субширотном направлении. В центральной части синклиория расположены интенсивные, знакопеременные магнитные поля, не имеющие явно выраженного простирания, что обусловлено, по-видимому, широким развитием здесь палеогеновых эффузивов и гранитоидных и щелочных интрузивных массивов.

Артик-Каджаранская магнитная подзона охватывает Анкаван-Зангезурскую тектоническую зону, а также вулканический массив г. Арагац и Гегамский, Варденисский и Зангезурский хребты. Она охарактеризована очень интенсивными как положительными, так и отрицательными магнитными аномалиями, достигающими несколько тысяч гамм. Контрастность магнитного поля обусловлена широким проявлением на этой территории разнородного и разновозрастного

магматизма. Положительные аномалии расположены в районе вулканического массива г. Арагац, на Гегамском, Варденисском хребтах, сложенных плиоцен-четвертичными андезито-базальтовыми лавами.

Ширакская впадина характеризуется локальными положительными аномалиями значительной интенсивности, с относительно резким горизонтальным градиентом. Здесь фундамент опущен до отметки —4—5 км. Цахкуняцкий антиклинорий, в ядре которого выступают метаморфические породы байкальского фундамента, характеризуется пониженным, в основном отрицательным магнитным полем. Осевой полосе Зангезурского хребта, между сс. Дастакерт—Сисиан—Базарчай соответствуют интенсивные магнитные максимумы.

Ереванско-Ордубадская магнитная подзона соответствует одноименной миогеосинклиально-складчатой зоне, сложенной осадочными образованиями мезозоя и кайнозоя. В пределах подзоны развиты спокойные отрицательные магнитные поля, вытянутые линейно в северо-западном направлении.

Среднеараксинской межгорной впадине в региональном плане соответствует Октемберян-Джульфинская магнитная подзона, характеризующаяся спокойным, близким к нормальному, в основном положительным магнитным полем северо-западного простирания. Эта подзона неоднородна. Природа магнитных аномалий здесь обусловлена выходами на дневную поверхность практически немагнитных пород палеозоя (Урцкая, Велидагская, Сарипапинская и др. антиклинали) при неглубоком залегании фундамента (Акопян, 1972). Погружение пород палеозоя, а следовательно, и фундамента в сторону прогибов под толщу палеогеновых и неогеновых немагнитных отложений сопровождается убыванием интенсивности магнитных аномалий и появлением отрицательных полей. Соляные купола, широко развитые в пределах Ереванского прогиба, характеризуются магнитными минимумами в силу того, что они немагнитны и перекрыты верхнеплиоценовыми андезито-базальтовыми лавами, намагниченными обратно к магнитному полю Земли. Граница между двумя магнитными подзонами протягивается по линии г. Ереван—с. Веди—с. Джульфа. Граница эта соответствует Ереванскому глубинному разлому (по А. А. Габриеляну и А. Т. Асланяну) и, помимо геологических данных, четко выявляется как на карте аномалий силы тяжести, так и Za и ΔTa наличием больших горизонтальных градиентов.

Характер магнитных и гравитационных полей территории Армении свидетельствует о блоковом строении фундамента (Сироткина, 1970; Никольский и др., 1971; Оганисян, 1972; Акопян, 1972), что вполне подтверждается геологическими данными и глубоким бурением. Здесь за последние годы помимо продольных (общекавказских) разломов выявлен и ряд поперечных разломов глубокого заложения (описа-

ние последних приведено ниже в другой главе работы), которые разграничивают блоки фундамента и достаточно четко устанавливаются геолого-геофизическими исследованиями.

В последнее десятилетие новые данные о глубинном строении земной коры Армении получены в результате работ со станцией «Земля» (Егоркина и др., 1973, 1976). Сейсмические профили со станции «Земля» показывают, что фундамент рассечен серией разломов кавказского и антикавказского направлений, рассечен на приподнятые и опущенные блоки и в целом имеет мозаичное строение. Наиболее крупными зонами тектонических нарушений являются Севано-Акеринский и Ереванский структурные швы, которые контролируют офиолитовые пояса.

В пределах Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, по сейсмическим данным, выделены Локский, Красносельский и Чаректарский выступы и Иджеванская, Сейдлярская впадины фундамента. Глубина залегания фундамента в выступах колеблется от -2 до $+1$ км, а во впадинах — $-2,5-6$ км.

По данным станции «Земля» структура фундамента Базумо-Зангезурской зоны также характеризуется развитием горстообразных поднятий и грабенообразных впадин. В региональном плане этой зоны фундамент Севано-Ширакского синклинория занимает пониженное положение и в свою очередь состоит из впадин (Ленинаканская, Спитакская, Туманянская, Дилижанская, Севанская) и выступов (Западно-базумский, Кироваканский, Дзкнагетский, Басаргечарский). Глубина погружения фундамента во впадинах колеблется от -3 до $-8,5$ км, при этом максимальное погружение фундамента отмечается в Ленинаканской впадине. Глубина залегания фундамента в пределах выступов — от $+1$ до -2 км. В пределах Базум-Зангезурской зоны выделяются также Апаран-Арзаканский, Варденисский выступы и Фонтанская, Вайоцзорская, Джермукская впадины фундамента.

В пределах Среднеараксинской межгорной впадины выделяются Урцское, Тазагюхское, Кармрашенское, Маркаринское поднятия (глубина залегания фундамента от $+0,7$ до $-3,0$ км) и расположенные между ними Арташатская, Лукашинская, Масисская впадины (глубина залегания фундамента от $-1,0$ до $-6,0$ км). Максимальное погружение ($-5-6$ км) отмечается в пределах Арташатской впадины.

По данным Г. В. Егоркиной, И. А. Соколовой и др. (1973, 1976 и др.), структуры фундамента имеют как общекавказское, так и антикавказское направления, при этом они «не образуют ярко выраженные тектонические зоны, хотя по гипсометрическому положению блоков можно выделить несколько подзон общекавказского направления с погруженным и приподнятым положением фундамента». Вышеупомянутыми авторами указывается и на то, что сейсмическая граница,

коррелируемая как поверхность фундамента, не всегда совпадает с кровлей верхнепротерозойского метаморфического комплекса. Так, например, по их мнению, в западной части Приараксинской зоны эта граница совпадает с кровлей нижнеконьякской вулканогенной толщи. Не исключена возможность таких аномалий и в других тектонических зонах. К тому же на значительных участках территории Армении сейсмические разрезы отсутствуют.

По данным станции «Земля» поверхность М в пределах Армении характеризуется довольно сложным рельефом. Глубина ее залегания изменяется от 33 до 53 км. Характерной особенностью строения земной коры является чередование зон (блоков) повышенной и пониженной мощностью (как общекавказского, так и меридионального направления), разделенных глубинными разломами, а также быстрое изменение мощности коры на небольших расстояниях. Повышенной мощностью земной коры преобладают следующие блоки: Присеванский—мощность коры 44—53 км (северо-западная часть—45—49 км, центральная часть (оз. Севан)—45 км, юго-восточная часть—50—53 км), Фонтанский—44—49 км, Приараксинский—48—50 км, Джавахетский—45—50 км. Более тонкой земной корой характеризуются следующие блоки: Апаран-Гегамский—35—42 км, Сабунчинский—45—48 км, Ереван-Вединский—42—45 км, Арагац-Джавахетский—40—42 км, Мараликский—40—42 км, Араратский—36—44 км, Куринский—36—40 км.

По мнению вышеупомянутых авторов, блоки увеличенной мощности земной коры соответствуют главным образом синклиниорным структурам, а блоки с сокращенной мощностью—антиклиниорным. Наименьшая мощность земной коры наблюдается в молодых неоген-четвертичных впадинах и под вулканическими массивами Арагаца и Арарата, а также на тех участках, которые испытывали длительное поднятие. Зоны длительного устойчивого прогибания характеризуются максимальной мощностью земной коры. Зоне Транскавказского поперечного поднятия соответствует приподнятое положение поверхности М. Ими указывается также, что четко выраженных закономерностей в соотношениях мощностей земной коры и аномалий силы тяжести для локальных структур не наблюдается.

ГЛАВА V

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Краткий обзор воззрений

Территория Армянской ССР составляет часть сложно построенного мегантиклиниория Антикавказя и Среднеарак-

синской межгорной впадины. Последние входят в состав Кавказско-Иранско-Анатолийского сегмента—внутренняя эвгеосинклинальная зона альпийского геосинклинального складчатого пояса юга Евразии. Подобным тектоническим положением Антикавказа обусловлен ряд свойственных ему структурно-формационных особенностей: интенсивная геосинклинальная складчатость слагающих его отложений, сложное сочетание разновозрастных тектонических зон, сильная изменчивость фаций и мощностей, широкое развитие глубинных разломов, интрузивного и эффузивного магматизма и эндогенной минерализации и др.

Вопросу тектонического районирования Антикавказа посвящен ряд работ.

Классические работы Г. Аби́ха, Ф. Освальда, А. Гукасова, посвященные региональной геологии и оротектонике Армянского нагорья, в настоящее время в основном устарели и имеют лишь историческое значение.

Однако некоторые выводы и построения этих исследователей до сих пор сохраняют свою научную ценность и подтверждаются новыми геологическими исследованиями. Так, например, точка зрения Ф. Освальда о важной роли разрывных дислокаций в структуре Армянского нагорья и о блоковом строении последнего, высказанная им в начале нашего столетия и отраженная на составленной им тектонической карте (Освальд, 1916), в настоящее время полностью подтверждается более детальными геологическими и геофизическими исследованиями.

Начиная с 1930 года, тектоническим районированием Кавказа стали заниматься В. П. Ренгартен (1939), Л. А. Варданянц (1955) и К. Н. Паффенгольц (1947).

К. Н. Паффенгольц в своих ранних работах Малый Кавказ расчленил на три зоны: Сомхето-Ганджинскую, Складчатую зону Армении и Нахичеванскую, при выделении которых он придавал большое значение дизъюнктивным дислокациям, рассматривая крупные разрывные нарушения в качестве зональных границ.

В дальнейшем, учитывая возраст и фациальный характер отложений, особенности тектоники, магматизм, а также возраст складчатых движений, он на территории Антикавказа стал выделять следующие структурно-тектонические зоны: Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Ганджинско-Карабахскую, Складчатую зону Армении, зону восточного погружения Малого Кавказа, Нахичеванскую и депрессию среднего течения р. Аракс (1959). Складчатую зону Армении он делит на две подзоны: офиолитовый пояс на северо-востоке и Кафанскую на юго-востоке. На карте тектонической зональности Малого Кавказа, составленной Л. Н. Леонтьевым (1949), выделены крупные структурные единицы, внутри которых показаны тектонические элементы второго порядка.

Структурными единицами первого порядка, по указанному исследователю, являются Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская и Шаруро-Джувльфинская геоантиклинальные зоны, разделенные Севано-Курдистанской и Еревано-Ордубадской геосинклинальными зонами.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) южнее Закавказского (Рионо-Куринского) межгорного прогиба выделяют две крупные структурные единицы: мегантиклинорий Малого Кавказа и Араксинский межгорный прогиб. Первый из них ими подразделяется на следующие зоны: Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Кафанскую и Армянскую. В пределах зон выделены антиклинории и синклинории.

А. Т. Асланян в плане домиоценовой тектоники в мегантиклинории Малого Кавказа выделяет следующие структурно-фациальные зоны: Предмалокавказскую интрагеосинклиналь, Сомхето-Карабахскую интрагеоантиклиналь, Присеванскую интрагеосинклиналь, Кафанскую моноклиналь, Мисхано-Зангезурскую интрагеоантиклиналь, Еревано-Ордубадскую интрагеосинклиналь, Приараксинскую интрагеоантиклиналь. Эти зоны им сгруппированы в три оротектонических пояса: Антикавказский, Севанский и Араксинский (1970). На схеме тектонического районирования А. Т. Асланяна показана также граница эвгеосинклиналей и мнгогеосинклиналей, что имеет важное значение для понимания ряда вопросов, касающихся структурных и фациальных особенностей выделенных зон.

Э. Ш. Сихалибейли (1966) в пределах восточной части мегантиклинория Малого Кавказа выделяет Предмалокавказский краевой прогиб, Сомхето-Агдамскую, Севано-Карабахскую и Мисхано-Кафанскую зоны, подразделяющиеся на антиклинории и синклинории.

Касаясь общей оценки тектонических схем указанных выше авторов, следует отметить, что они, в общем, довольно близки друг другу и, в целом, дают правильные представления о геотектоническом строении и истории геологического развития Антикавказа. Вместе с тем, ряд положений указанных исследователей является дискуссионным и дебатруется в геологической литературе. Критический анализ большинства указанных тектонических схем приведен в одной из наших работ (Габриелян, 1974). Здесь остановимся лишь на некоторых из них.

Некоторые исследователи (Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян) при тектоническом районировании основываются преимущественно на структурном плане донеогенового (палеогенового или верхний мел-палеогенового) времени. Однако следует учесть, что в этом случае из поля зрения выпадают структуры, формировавшиеся в орогенный (неоген-антропогенный) этап развития.

В неотектоническом (орогенном) подэтапе образовался

ряд наложенных, крупных межгорных впадин, которые часто под большим углом секут структурные зоны допалеогенового основания (Еревано-Севанская, Нахичеванская), расчленения их на отдельные приподнятые или опущенные блоки. Не учесть это обстоятельство—значит игнорировать роль орогенного подэтапа развития в формировании структур данной области.

Поэтому, по нашему мнению, при тектоническом районировании следует принять за основу современный структурный план, формировавшийся в результате наложения друг на друга разновозрастных структурно-формационных зон как главного геосинклинального, так и орогенного подэтапов развития.

К схеме геотектонического районирования следует приложить серию палеотектонических и палеогеологических схем, которые будут показывать основные тектоно-формационные зоны прошлых геологических этапов и тем самым—тектоническую эволюцию региона.

Значительные расхождения существуют между исследователями Антикавказа в вопросе тектонического положения Кафанского антиклинория. Автор настоящей работы, как и металлогенисты, учитывая исключительное сходство в геологическом строении, истории развития и эндогенной минерализации между Кафанским антиклинорием и Сомхето-Кафанской зоной, объединяют их в единую тектоническую и металлогеническую зону—Алаверди-Кафанская металлогеническая зона по И. Г. Магакьяну (1974) или Сомхето-Кафанский тектонический комплекс (область раннеальпийской складчатости) по автору (1959).

Другие исследователи (А. Т. Асланян, К. Н. Паффенгольц), учитывая несколько более оторванное от Сомхето-Карабахской зоны положение этого антиклинория, а также наличие Севано-Акеринского мел-палеогенового прогиба, отделяющего Кафанскую структуру от Сомхето-Карабахской, рассматривают его как самостоятельную структурную зону или подзону.

Нам кажется, что указанные критерии не могут служить основой для выделения Кафанского антиклинория в качестве самостоятельной структурной зоны.

Прежде всего следует отметить, что Севано-Акеринский палеогеновый прогиб не пересекает Сомхето-Кафанскую раннеальпийскую эвгеосинклинальную зону, а замыкается в верховьях р. Акера-Кельбаджарская наложенная мульда. На участке Горис-Лачин развиты только верхнемеловые вулканогенно-обломочные образования, которые слагают Гочаский синклинорий, отделяющий Кафанский антиклинорий от кулисообразно сочленяющейся с ним Карабахской группы антиклинориев. Палеогеновые отложения, развитые в нижнем течении р. Акера и в Кубатлинском районе (басс. р. Ба-

зар-чай), представлены в совершенно иных фациях. Это— нормально-осадочные морские песчано-глинистые и карбонатные отложения эоцена и олигоцена типа палеогеновых отложений Куринской впадины. Верхний эоцен выражен в фации фораминиферовых слоев, а олигоцен—песчано-глинистых морских моласс типа майкопской формации. Морской бассейн, в котором они отлагались, по-видимому, не был связан с эвгеосинклинальным бассейном Севано-Акеринской зоны, а составлял часть (юго-западную, западную) морского бассейна Куринской впадины.

Что же касается верхнемеловых отложений, которые отделяют Кафанский антиклинорий от Сомхето-Карабахской зоны, то следует иметь в виду, что синхронные отложения, а местами и палеогеновые развиты во всех синклиниях (Иджеванский, Дашкесанский, Мардакертский и др.) рассматриваемой зоны, разделяющих соседние антиклинории.

Таким образом, приведенные выше доводы позволяют рассматривать Сомхето-Кафанское эвгеосинклинальное складчатое сооружение как единую историко-геологическую, структурно-формационную и металлогеническую зону.

Составляющие эту зону антиклинорные сооружения (Алавердское, Шамшадинское, Мровдагское, Карабахское и др.) и разделяющие их синклинии кулисообразно сочленены друг с другом и смещены разломами.

Кафанский антиклинорий представляет один из блок-антиклинориев, несколько более, чем другие, смещенный на запад-юго-запад.

О наличии широтного разлома типа левостороннего сдвига, обусловившего смещение Кафанского блока к западу-северо-западу, свидетельствует также ряд прямых геологических данных. К ним относятся наличие зоны дробления и гидротермальных изменений в меловых вулканогенно-обломочных образованиях и выходы минеральных источников в ущелье р. Воротан на участке сел. Татев—гор. Горис, а также прямолинейность реки на указанном участке и коленообразный изгиб ее у сел. Татев.

Широкая (8—10 км) зона дробления, протягивающаяся вдоль границ поздне-меловых и четвертичных отложений в южной части Карабахского антиклинория, установлена по данным космических фотоснимков. В этой зоне в меловых отложениях развиты чешуйчатые надвиги, а плиоценовые и антропогеновые вулканогенно-осадочные образования сильно трещиноваты.

В пользу приращения Кафанского антиклинория к Сомхето-Кафанской зоне свидетельствуют также геофизические данные. Эта зона (Сомхето-Кафанская) в целом характеризуется относительным гравитационным максимумом, противопоставляемым относительному минимуму Складчатой зоны центральной Армении. При этом показательно, что отчетливо

выраженный гравитационный уступ, ограничивающий Сомхето-Кафанскую зону с запад-северо-запада и тянущийся с северо-запада на юго-восток, в районе Лачинского перевала довольно резко, коленообразно изгибается на юго-запад, а затем на юго-восток, ограничивая Кафанский антиклинорий с запада, тем самым причленяя Кафанский блок к Сомхето-Карабахской зоне относительного гравитационного максимума. Нельзя согласиться также с мнением Э. Ш. Шихалибейли, который объединяет Кафанский блок с Мисханским (Арзаканским), рассматривая их как части единой геотектонической зоны. Эти две структуры имеют совершенно разное строение и различаются также металлогеническими особенностями.

Принципы районирования

Существуют разные принципы тектонического районирования континентальной коры. В настоящее время в СССР наметились два основных направления составления тектонических карт и карт геотектонического районирования. Первое, очень широко применяемое направление—принцип районирования по «возрасту главной складчатости», что осуществляется выделением структурных комплексов, этажей и подэтажей, которые отчетливо показывают динамику тектонической эволюции регионов и последовательность формирования структур. В настоящее время широко распространен метод, разработанный впервые А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933), и применяемый для тектонического районирования больших регионов и континентов. По этому принципу составлены обзорные тектонические карты СССР, Европы, международной тектонической карта Европы, карты Африки, Северной Америки, Индии и других стран. По такой же методике составляется тектоническая карта мира. В основу этого принципа положено выделение районов, различающихся по возрасту складчатости. При этом под возрастом складчатости понимается эпоха или фаза наиболее интенсивных тектонических движений, обусловивших качественные изменения в структуре данного региона и переход последнего от геосинклинального режима развития в орогенный или платформенный.

Второе направление—структурно-формационное, применяемое сотрудниками ВСЕГЕИ, позволяет получить обоснованное и четкое представление о вещественном составе и структурных особенностях регионов (Спижарский, 1971).

Хотя сторонники каждого из указанных научных направлений стараются доказать преимущество своего метода и противопоставить его другому направлению, на наш взгляд, при составлении тектонических карт среднего, а тем более крупных масштабов, целесообразно использовать оба метода. Оба эти научные направления в конечном итоге допол-

няют друг друга и, таким образом, составленные по этим принципам карты дают более полное и наглядное представление о структурно-формационных особенностях и этапах тектонической эволюции данной области.

Не менее важным при геотектоническом районировании является также учет фактора времени заложения геосинклинальных зон и поясов. До недавнего времени этот фактор не был учтен, так как начало заложения многих геосинклиналей трудно было установить.

За последние годы, благодаря бурному развитию буровых работ, геофизических и регионально-геологических исследований, стало возможным не только установить возраст главной складчатости отдельных структурно-формационных зон, но и определить время заложения последних. Со временем возникновения геосинклинальных зон связан ряд важных структурных и формационных особенностей, почему и этот фактор должен быть широко использован.

При геологическом районировании отдельных геотектонических областей, регионов и зон учитываются также типы плективных структур, формационный состав отложений, магматизм, возраст основания, на котором развивалась данная подвижная область, а также крупные разломы, контролирующие многие из вышеперечисленных признаков и ограничивающие отдельные блоки и структуры. Возникает вопрос—какой из указанных признаков должен считаться главным при геотектоническом районировании?

На наш взгляд, должны быть учтены все эти критерии и, в первую очередь, структурные и формационные особенности, которые в конечном итоге являются историко-геологическими показателями.

По времени заложения и возрасту завершающей складчатости, а также типам плективных структур, территорию Армении можно подразделить на три зоны: а) Сомхето-Каванскую зону раннеальпийского заложения, киммерийской складчатости и преимущественно брахиформной мегаскладчатости, б) Центрально-Армянскую (Севано-Ширакско-Зангезурскую) зону ранне-среднеальпийского (Габриелян, 1974) заложения, среднеальпийской складчатости и сравнительно более интенсивной, линейной складчатости и в) Приараксинскую зону позднемелового заложения, позднеальпийской складчатости и преимущественно с брахиформной и куполовидной плективной тектоникой. Эти три зоны являются, по видимому, глубинными, т. е. отражают строение коры в целом и рельеф Мохоровичича, что подтверждается их совпадением с тремя гравитационными зонами, выделяемыми на территории Антикавказа. Факт этот свидетельствует о том, что указанные тектонические комплексы или зоны представляются крупными блоками земной коры, обособленные глубинными разломами.

По возрасту доальпийского основания выделяются два блока или структурных комплекса: Сомхето-Кафанский с байкальским геосинклинальным метаморфизованным фундаментом и Армянский, охватывающий юго-западную и Приараксинскую части Армянской ССР с герцинским платформенным (субплатформенным) субстратом. Эти два блока отличаются друг от друга также формационными типами альпийского геосинклинального комплекса отложений. В первом из них широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации юры и мела (эвгеосинклинальный тип развития), а во втором—преимущественно нормально-осадочные морские и лагунные формации верхнего мела, палеогена и неогена (преимущественно миогеосинклинальный тип развития).

Однако указанные зоны и блоки не являются однородными тектоно-магматическими единицами, а каждая из них делится на структурно-формационные зоны, или подзоны второго порядка.

Основываясь на комплексе всех важнейших историко-геологических и структурно-формационных признаков (история геологического развития, типы пликативных структур, формации осадочных и магматических пород, возраст складчатости, региональные разрывные нарушения, глубинное геологическое строение, время заложения геосинклинальных прогибов и др.), на территории Армянской ССР и сопредельных частей Антикавказа можно выделить следующие тектоно-формационные комплексы (мегаблоки), зоны и подзоны (рис. 18).

I. Сомхето-Кафанский пологоскладчатый тектонический комплекс раннеальпийского (I_1) эвгеосинклинального (?) заложения на байкальском складчатом основании и киммерийской складчатости.

а) Сомхето-Карабахская антиклинорная зона

1. Ноемберянская (Прикуринская) моноклиальная подзона
2. Алаверди-Шамшадинская подзона
3. Лорийская подзона

б) Кафанский сегмент

II. Базумо-Зангезурская интенсивно складчатая зона раннеальпийского (I_3-K_1) эвгеосинклинального заложения на байкальском складчатом и варисском платформенном основании и среднеальпийской складчатости.

1. Севано-Амасийская офиолитовая подзона.
2. Анкавано-Зангезурская подзона.

III. Приараксинская умеренно-складчатая зона среднеальпийского (K_2) миогеосинклинального заложения на варисском платформенном основании и позднеальпийской складчатости.

1. Еревано-Ордубадская подзона.

2. Подзона межгорных орогенных впадин.

Границами указанных зон и подзон служат региональные разломы глубокого заложения, при переходе через которые происходят резкие (или существенные) изменения вещественного состава и структурных особенностей геологических формаций. Отсюда следует, что выделенные структурно-формационные зоны и подзоны представляют собой тектонические блоки земной коры разных рангов.

На карте гравитационного аномального поля Армении границы тектонических зон отчетливо вырисовываются в виде «гравитационных ступеней» — линейные зоны высоких градиентов силы тяжести.

Краткая характеристика тектонических комплексов и зон

Сомхето-Кафанский тектонический комплекс (блок), как эвгеосинклиналь, был заложен в начале альпийского этапа развития — в лейасе и испытывал наиболее интенсивное погружение в средней — поздней юре. Он вовлекался в поднятие (инверсию) в предпозднеюрское время и в раннем меле, а в позднем меле осадконакопление происходило уже в остаточных прогибах, расположенных между уже сформировавшимися антиклинальными поднятиями.

Ее основные структурные элементы оформились в результате проявления предпозднеюрской (первая частичная инверсия зоны), раннемеловой, австрийской и ларамийской фаз тектогенеза.

В сводном стратиграфическом разрезе зоны участвуют терригенная граувакковая формация лейаса, вулканогенные (преимущественно андезитового и кварц-порфиритового состава) и вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные формации средней-поздней юры и мела. Отложения палеогена имеют ограниченное распространение, а неоген и антропоген почти полностью отсутствуют. Плутонические породы кислого состава по времени внедрения приурочены к предкелловейской или батской фазе (плагиограниты) и раннепоздемеловой эпохе движений (формации гранитоидов). В байосе, частично также в поздней юре широко развиты субинтрузии и субвулканы кварцевых порфиров и альбитофиров.

На современном структурном плане Антикавказа описываемый блок выражен в виде крупного одноименного мегантиклинория, состоящего из ряда кулисообразно сочленяющихся по разломам брахиформных антиклинориев, разделенных соответствующими синклинориями. Он характеризуется также преимущественно брахиформной складчатостью, медно-колчеданным и серноколчеданным оруденением и инверсионным типом развития. Современные антиклинорные струк-

туры (Алавердская, Шамшадинская, Карабахская, Кафанская и др.) в ранней-средней юре представляли наиболее глубоко прогнутые части описываемой эвгеосинклинальной зоны. Поднятие (инверсия) последних происходило в поздней юре и сопровождалось опусканием интрагеоантиклинальных поднятий, существовавших в ранней-средней юре. Эти новые наложенные прогибы в дальнейшем, в мелу и частично палеогене, продолжали опускаться и после замыкания геосинклинального режима зоны в целом превратились в синклинии или грабен-синклинии (Иджеванский, Дашкесанский и др.). Существует прямая связь между основными структурными элементами зоны и мегаформами рельефа. Все антиклинорные структуры имеют более высокую гипсометрическую отметку, чем синклинии, представленные в виде эрозионных долин. Для блока в целом характерны также сравнительно менее интенсивные новейшие тектонические движения, слабая сейсмичность (5—6 баллов), почти полное отсутствие четвертичного вулканизма, столь характерного для других зон, и относительные максимумы силы тяжести (зона северо-восточного гравитационного относительного максимума).

Сомхето-Кафанский тектонический комплекс делится на Сомхето-Карабахскую антиклинорную зону и Кафанский сегмент.

В составе первой в пределах Армении выделяются три подзоны: Алаверди-Шамшадинская, Ноемберянская и Лорийская, отличающиеся возрастом и составом слагающих их отложений и структурными особенностями.

Алаверди-Шамшадинская подзона сложена в основном юрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями и прорывающими их раннеальпийскими интрузиями гранитоидов и субинтрузиями преимущественно кислого состава и состоит из Алавердского и Шамшадинского инверсионных блок-антиклинорий и разделяющих их Иджеванского грабен-синклиория.

Ноемберянская подзона сложена карбонатными и терригенными формациями позднего мела, которые резко несогласно залегают на подстилающие отложения и слагают крупную, осложненную второстепенной складчатостью моноклинальную структуру с общим падением пластов на северо-восток в сторону Куринской впадины—Прикуринская моноклираль.

В Лорийской подзоне широко развиты эоценовые вулканогенные и осадочные образования, которые несогласно лежат на юрском основании и слабо дислоцированы. Пликативные структуры эоценового структурного этажа имеют северо-западное простирание и наследуют план дислокации юрского основания.

Базумо-Зангезурская интенсивно складчатая тектоническая зона возникла из эвгеосинклинального прогиба, зало-

женного в поздней юре—раннем мелу в связи с инверсией и поднятием Сомхето-Кафанского блока.

В стратиграфическом разрезе зоны участвуют терригенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные породы поздней юры, раннего и позднего мела, терригенные и карбонатные породы даний-палеоцена, раннего эоцена, вулканогенные и туфоосадочные флишевые формации среднего и позднего эоцена. В остаточных прогибах развиты также лагунные углеспанценозные молассовые породы олигоцена, лагунные и морские отложения миоцена и эффузивные, пирокластические, озерно-речные континентальные образования плиоцена и антропогена. Основные фазы тектонического движения, обусловившие геосинклинальную складчатость заполняющих ее отложений и завершение геосинклинальной стадии развития, имели место перед эоценом, поздним эоценом, олигоценом и в конце палеогена. С ними и связано внедрение интрузии габброидов (средний эоцен), гранитоидов (поздний эоцен) и щелочных пород (олигоцен). Отличительной чертой зоны является также линейный, изоклиальный по краям зоны тип складчатости, а также широкое развитие пород офиолитовой формации. Последняя представлена базитами и ультрабазитами и ассоциирующими с ними различными кремнистыми (красные яшмы и радиоляриты) и туфогенными породами—Севано-Амасийский офиолитовый пояс.

В структурном отношении последний приурочен к глубинному разлому, проходящему по центральной осевой полосе зоны и выраженному в современном структурном плане в виде подзоны центрального поднятия.

Базумо-Зангезурская зона делится на две подзоны: Севано-Амасийскую и Анкавано-Зангезурскую. Границей между ними служит региональный разлом, который трассируется по линии Ширакский хребет—гор. Спитак—Кировакан—оз. Севан.

Первая из них характеризуется широким развитием отложений нижнего и верхнего мела, офиолитовой ассоциацией пород (Севано-Амасийская офиолитовая зона) и интенсивной складчатостью слагающих ее меловых и палеогеновых отложений.

Анкавано-Зангезурская подзона—настоящая шовная (разломная) подзона, ограниченная с обеих сторон глубинными разломами и характеризующаяся в течение всего фанерозоя преимущественно интрагеоантиклинальным режимом развития. В Зангезуре это типичная зона смятия и дробления, динамометаморфизма, широкого развития изоклиальной складчатости, кливажа и будинажа, магматизма и эндогенной минерализации.

Приараксинская умеренно-складчатая зона делится на две подзоны: Еревано-Ордубадскую и подзону орогенных впадин.

Еревано-Ордубадская подзона. Расположена южнее Анкавано-Зангезурской шовной подзоны и характеризуется преимущественно миогеосинклинальным и миктогеосинклинальным типом развития—слабым магматизмом и брахиформной складчатостью. Она была заложена несколько позже по сравнению с описанными зонами—в позднем мелу на варисском платформенном основании, чем и обусловлены вышеуказанные и многие другие структурно-формационные ее особенности.

В строении подзоны участвуют варисский (Д—Т) платформенный комплекс терригенных и карбонатных формаций, терригенно-карбонатная формация сеномана-турона, офиолитовая формация коньяка, карбонатная флишoidная формация позднего сенона (сантон-маастрихт), карбонатно-терригенный флиш дания-палеоцена, карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные формации эоцена, песчано-глинистые морские молассы олигоцена, а также вулканогенные и континентальные образования плиоцена и четвертичного периода.

Офиолитовая формация раннего коньяка, представленная ультрабазитами, базитами и ассоциирующими с ними различными туфоосадочными и кремнистыми породами, приурочена к центральной, осевой части зоны вдоль глубинного разлома. Выходы офиолитовой формации бассейна р. Веди и Айоцзора прослеживаются через Араратскую котловину на запад и переходят на территорию Анатолии, составляя южную ветвь центрального Анатолийского офиолитового пояса. Широкое развитие вулканогенных образований эоцена и олигоцена в восточной части Еревано-Ордубадской подзоны приурочено к Дебакли-Амулсарскому разлому, который отделяет ее от Анкавано-Зангезурской подзоны. В этой части подзоны имеются также мелкие выходы гранитоидов и субинтрузии кислых пород, с которыми, по-видимому, парагенетически связаны проявления полиметаллической минерализации.

Описываемая подзона состоит из двух структурных единиц: Еревано-Ордубадского синклинория и Урц-Айоцзорского антиклинория. Первый из них состоит из нескольких синклинориев второго порядка (Ереванского, Вединского, Ехегнадзорского, Ордубадского), разделенных сравнительно небольшими антиклинальными перемычками (Ераносской, Советашенской, Мартиросской).

Главные фазы складчатости и формирования структур в подзоне происходили перед эоценом, поздним эоценом, олигоценом и в конце последнего. Для нее характерно также обратное соотношение в плане расположения позднемеловых и палеогеновых зон поднятия и прогибания.

Наибольшая мощность позднемеловых отложений констатирована в районе Айоцзорского антиклинория, который

в палеогене имел геоантиклинальную тенденцию развития (уменьшенные мощности и частые перерывы). Напротив, Ехегнадзорский синклиниорий, сложенный мощными (до 2 км) туфоосадочными породами эоцена и олигоцена, в позднемеловое время представлял область поднятия.

Позднемеловые и палеогеновые отложения дислоцированы умеренно, составляя преимущественно брахиформные складки, а в Вединском синклинории широко развиты также куполовидные антиклинали и центриклинали. Важной особенностью зоны является также наличие пликативных структур и разрывных нарушений северо-восточного или антикавказского простирания, местами контролирующих проявления эндогенной минерализации (Азатекское месторождение).

В плане новейшей тектоники указанные две структуры представляют поднятия, соответственно—синклинальное и антиклинальное, и в прямой форме соответствуют мегаформам рельефа. Наиболее интенсивное поднятие соответствует Айоцдзорскому антиклинорию, а сравнительно менее интенсивное—Еревано-Ехегнадзорскому синклинорию. Примечательно, что развитые в мульдовой части Ехегнадзорского синклинория четвертичные галечники и другие континентальные отложения и соответствующие им денудационные поверхности вогнуты и составляют отчетливо выраженную синклинальную складку.

Подзона орогенных впадин является структурой альпийского орогенного подэтапа развития, началом которого на Кавказе считается олигоцен. Формирование Среднеараксинской впадины в современных ее контурах имело место в конце палеогена—начале неогена (поздний олигоцен—ранний миоцен) и связано с интенсивным воздыманием мегантиклинория Антикавказа. Интенсивное горообразование, происходившее на рубеже палеогена и неогена и сопровождавшееся возникновением грабенов и прогибов, является одним из важнейших и переломных геолого-тектонических процессов, охватывающих не только Альпийско-Гималайский орогенный пояс, но и палезойские и киммерийские складчатые области и древние платформы Европы и Азии. Поднятие Антикавказа сопровождалось его размывом, продукты которого в виде моласс накапливались в озерах Среднеараксинской впадины, в аридных климатических условиях. Это—красноцветно-пестроцветная терригенная свита, которая имеет сплошное распространение по всей Среднеараксинской впадине от Нахичеванской мульды на юго-востоке и до Нижнеахурянской на северо-западе и оконтуривает Среднеараксинскую впадину. Она резко несогласно перекрывает различные горизонты более древних отложений от среднего олигоцена до палеозоя включительно и является базальной свитой заполняющего

впадину орогенного подкомплекса лагунных, морских и озерно-континентальных отложений неогена и антропогена.

Страгиграфически выше указанной пестроцветной свиты залегает мощная (до 1 км) свита эвапоритов и фациально заменяющих их терригенных пород нижнего-среднего миоцена, сменяющаяся выше морскими отложениями конка и сармата. Разрез молассового подкомплекса венчается плиоценовыми и четвертичными озерными, озерно-речными и другими континентальными отложениями, переслаивающимися туфами и андезито-базальтовыми потоками. Суммарная средняя мощность этого орогенного подкомплекса отложений составляет около 4 км. Эти отложения, за исключением пород четвертичного возраста, смяты в брахиантиклинальные и куполовидные складки, простираения которых в разных частях впадины разное, в зависимости от простираения прогибов, в которых они отлагались. Преобладают субширотное и общекавказское простираения складок, а в Ереванском грабен-синклинории и Нахичеванской впадине развиты складки северо-восточного простираения. Имеются также крутые и узкие надразломные и приразломные складки и флексуры. В районах мощного развития гипсо-соленосных пород (Приреванский район, Араратская котловина) широко развиты соляные купола и куполовидные поднятия и разделяющие их компенсационные мульды. Они отчетливо выражены в рельефе в виде различного очертания небольших возвышенностей и низменностей, что свидетельствует о продолжающемся росте их в современную геологическую эпоху. Расположены они вдоль разломов, ограничивающих отдельные впадины и погребенные горстовые поднятия. Движения по этим разломам способствовали выжиманию соли вверх и внедрению их в более высокие горизонты литосферы. Этот процесс, т. е. движения по разломам и формирование соляных куполов продолжается и в современную эпоху, с чем и связана высокая сейсмическая активность (7—8 баллов) описываемой зоны.

Среднеараксинская впадина имеет гетерогенное строение и состоит из ряда грабен-синклинориев (Нахичеванский, Садаракский, Арташатский, Севано-Ереванский, Нижнеахурянский, Арагацский и др.), разделенных горст-антиклинальными, большей частью погребенными поднятиями (Паракар-Енгиджинское, Араратское, Октемберянское и др.). В некоторых из них палеозойское основание выступает на поверхность (Волчьи ворота, Арарат—Хор-Вираб).

Грабен-синклинории характеризуются большими мощностями заполняющих их отложений и относительными минимумами гравитационного поля, а поднятия—сокращенными мощностями разрезов и относительными максимумами силы тяжести.

В целом же Среднеараксинская впадина соответствует юго-западному относительному максимуму аномалии силы

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ СКЛАДЧАТЫХ
СТРУКТУРСОМХЕТО-КАФАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ
КОМПЛЕКС

Сомхето-Карабахская зона

Состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклинорий и синклинорий. (рис. 19 в приложении).

Алавердский антиклинорий расположен в междуречье рр. Дебед и Агстев в пределах Гугарацкого хребта. С юга он граничит с Севано-Ширакским синклинорием, а его северо-восточное крыло полого погружается в сторону Прикуринской депрессии. Антиклинорий в северо-западной части, в связи с наложением на него поперечной Лалвар-Дебеташенской синклинали, периклинально замыкается. В целом эта структура имеет характер брахиантиклинория с общим северо-западным простираанием. Ядро антиклинория сложено различными андезитами, кварцевыми порфирами и туфоосадочными отложениями байоса и бата (нижний подэтаж нижеальпийского структурного яруса), которые на крыльях антиклинория и на его северо-западном и юго-восточном погружениях трансгрессивно и несогласно перекрываются келловейскими и оксфорд-кимериджскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, принадлежащими уже к верхнему подэтажу среднеальпийского структурного этажа.

По данным В. Т. Акопяна (А. А. Gabrielyan, В. Т. Акопян и др., 1968), шарнир Алавердского антиклинория воздымается в ущелье р. Дебед и на г. Кячал, а в промежутке между ними (на г. Марал) довольно сильно погружается, в результате чего образуются поперечные антиклинальные и синклинальные складки второго порядка северо-восточного простираания. Наличие вышеуказанных антиклиналей северо-восточного направления придает антиклинорию форму крупной подковообразной складки, обращенной выпуклостью к юго-западу. Следует отметить, что сложное сочетание общекавказских и антикавказских структур второго порядка на северо-восточном крыле является характерной особенностью не только для Алавердского антиклинория, но и других ан-

тиклинорных структур Сомхето-Кафанского тектонического комплекса.

Алавердский антиклинорий характеризуется асимметричным строением и пологой складчатостью. Углы падения на его северо-восточном крыле составляют $10-20^\circ$, реже 30° , а на юго-западном крыле— $20-30^\circ$, реже— 50° . Асимметричность проявляется также в стратиграфическом разрезе и морфоструктуре антиклинория. Так, северо-восточное крыло антиклинория более широкое, здесь образования средней юры выше по разрезу последовательно сменяются верхнеюрскими, а затем меловыми, а морфоструктуры моноклиinally и плавно погружаются в сторону Куринской депрессии. На западном более узком крыле породы верхнего мела отсутствуют, а верхняя юра имеет ограниченное развитие или же отсутствует. Здесь рельеф более резкий и характеризуется крутыми, местами обрывистыми склонами гор. Аналогичная асимметричность отмечается и на Шамшадинском антиклинории.

Пликвативные структуры Алавердского антиклинория группируются в две системы: северо-западного (общекавказского) и север-северо-восточного (поперечного) простирания. На юго-западном крыле антиклинория поперечные складки почти отсутствуют и второстепенные относительно мелкие структуры имеют субширотные (ближе к кавказскому) простирания. Крупные структуры имеют в основном север-северо-восточное простирание и развиты на северо-восточном крыле антиклинория. Наиболее крупными среди них являются Чатынская (Чатындагская) и Кячальская (Кячалдагская) антиклинали, разделенные Маральской (Маралдагской) синклиналию. Эти структуры, в свою очередь, осложнены более мелкими периклинальными и синклиналиными складками.

Ось Чатынской антиклинали протягивается по правобережью р. Дебед и имеет северо-восточное направление. В ядре антиклинали обнажаются вулканогенные образования байоса (дебедская, кошабердская, алаверди-шамлугская свиты), а на крыльях—осадочные и вулканогенно-осадочные породы бата и келловея. Трансгрессивно залегающие отложения келловея местами непосредственно перекрывают кошабердскую свиту верхнего байоса с выпадением из разреза пород бата и частично верхнего байоса (Азарян, 1964); что обусловлено, по-видимому, предкелловейским размытием, последовавшим за довольно сильно выраженной батской орофазой. На северо-западном крыле Чатынской антиклинали, в переходной зоне к Лалварской синклинали имеются несколько второстепенных антиклинальных и синклиналиных складок близширотного простирания.

Кячальская антиклиналь северо-восточного направления расположена в бассейне р. Воскепар и соответствует

воздыманию шарнира Алавердского антиклинория на его восточной периферии. Ядро антиклинали сложено мощными вулканогенными и туфогенно-осадочными породами байоса и бата, которые на крыльях складки с хорошо выраженным угловым несогласием и трансгрессивно перекрываются отложениями келловея и оксфорда-кимериджа. Углы падения крыльев антиклинали составляют 20—30° (для пород верхней юры).

Между Чатынской и Кячальской антиклиналями расположена Маральская синклиналь, сложенная отложениями верхней юры и верхней части средней юры.

В северо-западной части Алавердского антиклинория, в бассейне р. Бануш расположена широкая, сложная банушская брахисинклиналь, сложенная эффузивно-обломочными и осадочными образованиями келловея и оксфорда. По данным Г. А. Туманяна, брахисинклиналь имеет северо-восточное простирание. В этом направлении она прослеживается до бассейна нижнего течения р. Дебед, где в пределах Папакарского синклинория, сильно расширяясь, переходит в Дебедашенскую брахисинклиналь, сложенную отложениями верхнего мела. Внутренняя структура брахисинклинали довольно сложная. В бассейне р. Бануш верхнеюрские образования составляют ряд мелких, преимущественно узких, быстро затухающих антиклинальных и синклинальных складок с сравнительно крутопадающими крыльями, в основном, северо-восточного простирания. Некоторые из них имеют субширотное (общекавказское) простирание. В пределах описанной синклинали размещена крупная Банушская гранитоидная интрузия верхнеэоценового возраста.

К юго-западу от Банушской синклинали расположена Лалварская наложенная синклиналь также северо-восточного простирания. Последняя выполнена вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры и трансгрессивно и несогласно залегающими над ними эоценовыми вулканогенными и осадочными породами. Эти две синклинали отделяют Алавердский антиклинорий от Локского поднятия (антиклинория).

В пределах Алавердского антиклинория развит ряд крупных и мелких гранитоидных интрузий. Наиболее крупной из них является Шнох-Кохбская интрузия, которая прорывает отложения верхней юры и трансгрессивно перекрывается базальными конгломератами верхнего мела.

Лалварский и Банушский гранитоидные интрузии, расположенные в Лалварской синклинали, представляют единый массив, прорывающий отложения среднего эоцена (на г. Лалвар).

Папакарский синклинорий, расположенный севернее Алавердского антиклинория, на участке перехода антиклинория в Куринскую депрессию, граничит с ним круп-

ным разломом северо-западного простирания. С северо-запада и юго-востока синклинорий также разграничен разрывными нарушениями. Он по своему стратиграфическому разрезу, структурному плану и истории развития значительно отличается от Алавердского антиклинория. В пределах Армянской ССР находится его южное крыло. Папаркарский синклинорий в целом имеет северо-западное простирание. В его строении принимают участие отложения всех ярусов верхнего мела (до 1600 м), причем кампан и маастрихт представлены в основном известняками и мергелями, а остальные ярусы — терригенными, туфоосадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Крылья синклинория осложнены многочисленными мелкими антиклинальными и синклинальными складками северо-восточного направления с углами падения на крыльях 10—20' и редко 30°.

Наиболее крупными среди указанных структур, по данным Г. А. Туманяна, являются (с запада на восток) Дебедашенская синклиналь, Айрумская антиклиналь, Ноемберянская синклиналь и Воскепар-Шаваршаванская антиклиналь. Все эти поперечные структуры в северо-восточном направлении погружаются под мощные кайнозойские отложения Куринской зоны. При этом в сторону Куринской депрессии антиклинали периклинально замыкаются, а синклинали раскрываются, слагая в целом моноклиналь северо-западного простирания, осложненную мелкими пологими складками северо-восточного направления.

Дебедашенская синклиналь прослеживается по бассейну нижнего течения р. Дебед. К северо-востоку она сильно расширяется и осложняется рядом второстепенных структур, нередко разграниченных разрывными нарушениями. Здесь синклиналь сложена в основном верхнесенонскими отложениями. К юго-западу, в пределах Алавердского антиклинория синклиналь, постепенно суживаясь, прослеживается в бассейн р. Бануш, где она сложена верхнеюрскими образованиями.

Айрумская поперечная антиклиналь сложена верхнемеловыми и верхнеюрскими образованиями. На северо-востоке она с трех сторон разграничивается разрывными нарушениями и периклинально замыкается. Здесь пласты пород верхнего мела падают в северо-западные и северо-восточные румбы под углом 10—25°, слагая ее периклинально полого погружающуюся часть. На северном контакте Шнох-Кохбской интрузии верхнеюрские образования рассматриваемой синклинали смяты в ряд сильно гофрированных узких складок с крутопадающими крыльями (40—60°) и выше по разрезу трансгрессивно перекрываются отложениями сеномана.

По данным Г. А. Туманяна, Ноемберянская широкая и пологая брахисинклиналь с вышеописанной Айрумской анти-

клиналью граничит по разрывному нарушению, проходящему через сс. Кохб-Калача—гора Кяклик. К юго-востоку названная синклиналь переходит в Воскепар-Шаваршаванскую антиклиналь и граничит с ней также по разлому. Последняя, расчлененная на стыке Папакарского и Иджеванского поперечных синклинориев, прослеживается в северо-восточном направлении через сс. Воскепар, Баганис, Шаваршаван и далее периклинально погружается и перекрывается молодыми отложениями Куринской депрессии. Ядро складки сложено отложениями сеномана, верхнего турона и сенона. Падение пластов на северо-западном крыле от $10-15^\circ$ до $40-45^\circ$. Породы северо-восточного крыла антиклинали образуют многократно переходящие друг в друга мелкие структуры, через которые осуществляется переход к Иджеванскому синклинорию.

Верхнемеловые отложения, слагающие нижний подэтаж среднеальпийского структурного этажа Папакарского синклинория, под большим углом пересекают антиклинальные и синклинальные структуры северо-восточного крыла Алавердского антиклинория, сложенные породами верхней юры. Этот факт свидетельствует о том, что формирование названного синклинория началось с начала позднего мела.

Шамшадинский антиклинорий расположен в верховьях рр. Ахум, Тавуш, Хндзореск и Асрик и представляет крупный брахиантиклинорий близширотного (восточно-северо-восточного) простирания. Ядро антиклинория (в пределах Армянской ССР) сложено сравнительно интенсивно дислоцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями байоса, которые собраны в несколько узких антиклинальных и разделяющих их синклинальных складок запад-северо-западного простирания. Углы падения на крыльях этих складок достигают $40-50^\circ$. Следует отметить, что к востоку, в бассейне р. Асрик (на территории Азерб. ССР) в ядре антиклинория из-под байоса обнажаются также более нижние горизонты нижнего подэтажа среднеальпийского структурного этажа, представленные песчано-глинистыми породами нижней юры—нижнего аалена, которые здесь несогласно перекрывают метаморфические сланцы байкальского субстрата.

На южном крыле Шамшадинского антиклинория (южный склон Мургузского хребта) среднеюрские образования крупным разломом (надвиг) контактируют с породами эоцена. На этом крыле антиклинория наиболее крупной структурой является Мургузская синклиналь, совпадающая с гребневой зоной одноименного хребта. По данным Г. А. Чубаряна ось складки имеет запад-северо-западное простирание, проходит параллельно водораздельной линии хребта, в 4 км северо-восточнее от нее. Ядро и крылья складки сложены андезитами и их пирокластолитами нижнего байоса мощно-

стью до 2000 м. Складка асимметричная, северо-восточное крыло крутое (45—70), а западное — пологое (20—30°). Оба крыла синклинали осложнены крупными разрывными нарушениями, протягивающимися также в северо-западном направлении.

На северном—более широком крыле антиклинория среднеюрские образования с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании перекрываются терригенными и туфоосадочными отложениями келловоя. Выше залегают вулканогенно-осадочные и карбонатные образования оксфорда-кимериджа, которые, в свою очередь, перекрываются вулканогенной свитой титона-нижнего неокома. Далее к северу эти отложения с большим азимутальным и угловым несогласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями верхнего мела.

Таким образом, северное крыло антиклинория имеет характер моноклинали, плавно погружающейся к Куринской впадине. Наблюдается постепенное выполаживание моноклинали от 25—30° на юге до 15—10°—на севере. На моноклинали наблюдается второстепенная складчатость северо-восточного (поперечного) направления, среди которых Г. А. Чубаряном по морфологическим признакам выделены два типа складок северо-восточного простирания.

а) Брахиантиклинали и брахисинклинали развиты преимущественно в пределах верхнеюрских образований. Падение крыльев складок 10—25°. Наиболее крупная брахиантиклинальная складка отмечена по водоразделу рр. Агстев и Ахум. Восточнее нее расположена брахисинклинали складка, ось которой проходит по левому борту долины р. Ахум, параллельно ее течению. Эти складки сложены известняками лузитана-титона. Другая поперечная брахисинклинали складка, сложенная отложениями верхнего коньяка-сантона, отмечена в районе Неркин Кармирахпюр. От расположенной к северо-западу центриклинали она отделяется небольшой периклиналию. Центриклиналию соответствует водораздельному гребню рр. Тавуш и Гасансу, ее северо-западное крыло приподнято по сбросовому нарушению.

б) В междуречье рр. Агстев и Тавуш в отложениях верхней юры и мела Г. А. Чубаряном установлены складки центриклиналильного и периклиналильного типов, которые пространственно тесно связаны с морфологией рельефа. В большинстве случаев периклинали совпадают с долинами рек, а центриклинали—с их водоразделами. Так, на водораздельных гребнях между рр. Агстев, Ахум и Тавуш расположены соответственно Кагнатумбская и Чинчинская центриклинали, отделенные Ахумской периклиналию, соответствующей долине р. Ахум. Длина этих складок 4—5 км, ширина—1,5—3 км. Оси их полого погружаются в северо-восточном направлении.

Из интрузивных пород в пределах Шамшадинского антиклинория развиты верхнебатские плагиограниты, образующие крупные и мелкие тела в ущельях рр. Тавуш и Хндзурт. Прорывают они вулканогенные образования байоса и в Азербайджанской части Малого Кавказа перекрываются отложениями келловей.

Иджеванский синклиноид¹. Расположен между Алавердским и Шамшадинским антиклинориями. Он занимает долину среднего течения р. Агстев. В своей юго-западной части синклиноид относительно широкий, осложняющие его пликвативные структуры имеют близширотное простирание и характеризуются крутыми падениями крыльев. В центральной части севернее гор. Иджевана синклиноид сильно суживается, а пликвативные структуры приобретают северо-восточное простирание. К северо-востоку синклиноид вновь довольно сильно расширяется, где заметно меняется также направление складок, которые здесь имеют общекавказское и близширотное простирание. Шарниры всех этих складок, как правило, наклонены к востоку. На всем этом протяжении синклиноид косо срезает древние юрские структуры прилежащих антиклинориев.

Между сс. Кривой мост и Иджеван, по обоим бортам синклиноид (по склонам долины р. Агстев) проходят довольно крупные разломы (Ревазлинский и Нижнеагдамский сбросы) близмеридионального направления, придающие этой части синклиноид грабенообразный характер. С юга синклиноид также ограничен сбросовым нарушением широтного направления, проходящим по линии г. Сарибулаг—с. Верин Агдам.

Иджеванский синклиноид выполнен отложениями альба-маастрихта (средний подэтаж среднеальпийского структурного этажа) общей мощностью в 1500 м. На его крыльях нередко обнажаются также верхнеюрские вулканогенные и карбонатные породы, принадлежащие уже к среднему подэтажу нижнеальпийского структурного этажа. Между указанными структурными этажами наблюдается большое азимутальное и угловое несогласие. В сильно погруженных участках шарнира синклиноид (район Узунталинской почты и Агстевского водохранилища) в ядре его сохранились мало мощные отложения дат-палеоцена и эоцена.

Иджеванский синклиноид осложнен рядом относительно узких антиклинальных (периклинальных) и синклинальных складок, из которых следует отметить следующее.

Ахсу-Верхнеагдамская синклиналь является наиболее крупной складкой синклиноид и ограничивает его с юга. В левобережье р. Агстев ось складки имеет широтное прости-

¹ Часть материала по Иджеванскому синклиноиду позаимствована из работы А. А. Габриеляна и др. (1968).

рание, на востоке переходя на правый берег реки, она принимает северо-восточное направление и срезается Ревазлинским сбросом. Пласты на крыльях складки имеют крутое падение (30—70°). Мульда синклинали выполнена карбонатными породами верхнего сенона.

Севернее описанной синклинали расположена Иджеванская антиклиналь (ее периклиналь). Ось складки в северо-восточном направлении проходит через г. Агкая и гор. Иджеван. Она сложена терригенными и туфоосадочными породами нижнего сенона, перекрывающимися на крыльях

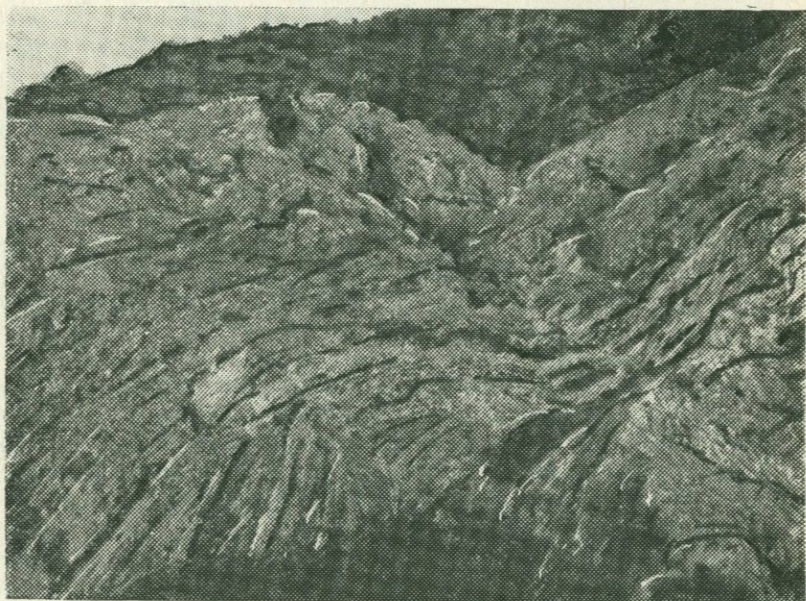


Рис. 20. Складчатость в верхнемеловых отложениях в бассейне р. Агстев.

известняками и мергелями кампан-маастрихта. Складка с обеих сторон срезается Нижнеагдамским и Ревазлинским сбросами. К северу описанная антиклиналь сменяется Девракарской синклиналью, ось которой в северо-восточном направлении протягивается через вершины Девракар и также срезается Ревазлинским сбросом. Еще севернее расположена Хаштаракская антиклиналь, сложенная нижнесенонскими отложениями. Антиклиналь также имеет северо-восточное простирание и с обеих сторон срезается вышеуказанными сбросами, амплитуда смещения этих нарушений достигает 500—800 м.

По данным Г. А. Чубаряна, при приближении к границе Прикуринских зон в сильно раскрывающейся части Иджеванского синклинория северо-восточные антикавказские

структуры переходят в пологую моноклираль северо-восточного падения. На фоне этой моноклинали вырисовываются небольшие складки (брахиантиклинали, брахисинклинали, периклинали, центриклинали), в ориентировке которых определенной закономерности не наблюдается.

Кафанский блок

Состоит из Кафанского антиклинория и Горисского синклинория и расположен в восточном Сюнике. Данные о строении блока имеются в работах С. С. Мкртчяна (1958), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959), В. Т. Акопяна (1962), А. А. Габриеляна, В. Т. Акопяна, О. А. Саркисяна, Г. П. Симоныяна и др. (1968), Э. В. Ананяна и А. В. Вардадяна (1975) и др.

Кафанский антиклинорий состоит из главной антиклинали и второстепенных антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простиранья, расположенных на ее крыльях.

В ядре Кафанского антиклинория обнажаются различные порфириды и их пирокластолиты нижнего и верхнего байоса общей мощностью в 1000 м, которые трансгрессивно и с угловым несогласием (до 15—20°) перекрываются вулканогенными свитами верхнего оксфорда-кимериджа, титона-среднего валанжина, карбонатными отложениями верхнего валанжина-баррема и песчано-мергельными породами нижнего апта, суммарная мощность которых доходит до 2400 м. Вышеуказанные отложения верхней юры и неокоманижнего апта слагают уже верхний подъярус нижеальпийского структурного яруса.

Ось главной антиклинали в северо-западном направлении (320—330°) проходит через гор. Кафан и с. Татев. Шарнир складки вздымается в районе сс. Чакатен, Шикахох и гор. Кафан, а у с. Арачадзор и Карагда он постепенно погружается и в районе северо-западнее с. Татев уходит под плиоценовые вулканогенно-обломочные образования горисской свиты. Ядро ее в районе гор. Кафана и к северу, в ущелье р. Халадж сложено вулканогенными породами байоса, а к северу и югу от этих участков—верхнеюрскими отложениями, что обусловлено погружением шарнира складки. Углы падения на крыльях антиклинория в среднем составляют 40—50° (для байосских пород) и 20—30° (для пород верхней юры и неокома). Это явно выраженное угловое несогласие обусловлено проявлением здесь довольно сильно выраженной предверхнеюрской (батской) орофазы (Акопян, 1962).

На западе Кафанский антиклинорий сочленяется с южно-сюникским блоком посредством Хуступ-Гиратахского разлома глубокого заложения. Вследствие этого юго-западное

крыло антиклинория имеет более сложное строение: углы падения пород здесь более крутые—40—45°, наблюдается интенсивное развитие вторичной мелкой складчатости, преимущественно брахиформной. Северо-восточное крыло антиклинория, наоборот, имеет очень простое строение и углы падения слоев не превышают 20—25°, реже 30—35°.

Из приведенного следует, что в общем Кафанский антиклинорий имеет асимметричное строение с пологим северо-восточным и более крутым юго-западным крыльями.

На юго-западном крыле Кафанского антиклинория отмечаются несколько брахиформных антиклинальных складок и разделяющих их синклинальных структур, описание которых приводится в работах В. Т. Акопяна (1962, 1968) и в совместной статье Э. В. Ананяна и А. В. Варданяна (1975). В пределах антиклинория, в субмеридиональном и широтном направлениях проходят многочисленные разрывные нарушения, которые нарушают монолитность структуры и осложняют его строение.

Горисский синклинорий. Расположен северо-восточнее Кафанского антиклинория и охватывает левобережье р. Воротан в пределах северного Сюника. Описание синклинория дается по данным В. Т. Акопяна (1962) и нашим исследованиям.

Синклинорий простирается в субширотном направлении и выполнен отложениями верхней юры и неокома, туфоосадочными и карбонатными породами верхнего апта и верхнего мела. Местами в ядре синклинория сохранились также породы эоцена. Суммарная мощность всех этих отложений составляет 1550—1800 м. Верхнеаптские отложения несогласно залегают на подстилающих образованиях, а породы коньякского возраста трансгрессивно перекрывают верхнеаптские отложения.

Слагающие горисский синклинорий отложения и образованные ими антиклинальные и синклинальные структуры резко несогласно перекрываются довольно мощным (до 1000—1500 м) почти недислоцированным чехлом вулканогенно-осадочных (горисская и сисианская свиты) и эффузивных пород плиоценового возраста.

Крылья Горисского синклинория осложнены рядом антиклинальных и синклинальных складок, которые, как и синклинорий в целом, имеют субширотное простирание. Складки сравнительно пологие с падением крыльев под углом 15—30°, реже 40°.

По центральной части синклинория проходит в субмеридиональном направлении вдоль ручья Туджур Горисский разлом, в приподнятом всячем боку которого выступают на поверхности верхнемеловые породы. Последние по разлому приведены в контакт с образованиями горисской свиты.

Базумо-зангезурская зона (область среднеальпийской складчатости) широкой полосой прослеживается в северо-западном направлении вдоль центральной высокогорной части Малого Кавказа, охватывая Ширакский, Базумский, Памбакский, Цахкуняцкий, Арегунийский, Варденисский, Зангезурский и, частично, Севанский и Гегамский хребты. Она характеризуется сложностью и многообразием тектонических форм, а также их резко выраженной индивидуальностью. В пределах зоны выделяются две подзоны: Севано-Амасийская офиолитовая и Анкавано-Зангезурская (рис. 19 в приложении).

Севано-Амасийская офиолитовая подзона

1. Севано-Амасийская подзона представляет собой одно из крупных и интересных в отношении геологического строения структурных сооружений мегантиклинория Малого Кавказа. Подзона в течение среднеальпийского этапа развития испытывала глубокое геосинклинальное погружение, неоднократно сопровождавшееся проявлениями магматизма, складчатости и метаморфизма. Она вытянута в северо-западном направлении от Варденисского хребта на юго-востоке до верховьев р. Ахурян на северо-западе. В ее пределах расположены Ширакский, Памбакский, Базумский, Арегунийский, частично Мургузский и Севанский хребты, а также Севанская впадина и, возможно, северная часть Ширакской котловины.

Рассматриваемая подзона в целом имеет синклинальное строение, названное А. А. Габриеляном Севано-Ширакским синклинорием.

Граница синклинория с Сомхето-Карабахской зоной четко отбивается по контакту юрских и палеогеновых образований. Граница эта разбита на два кулисообразно расположенных сегмента, соответствующих Санаин-Привольненскому и Южномургузскому разломам. Не исключена возможность, что в северо-западной части синклинория граница между ними и Алавердским антиклинорием проходит по Северобазумскому разлому, которому соответствует гравитационная ступень. На юге синклинорий граничит с Цахкуняцким антиклинорием, сложенным метаморфическими породами байкальского комплекса. Граница между ними проходит по крупному Мармарикскому разлому глубокого заложения (Саркисян, 1973).

На северо-западе, в районе Базумского горста синклинорий разветвляется на две ветви, которые огибают горст с юга и севера. Южная ветвь, сильно суживаясь и принимая широтное направление, прослеживается до западной оконеч-

ности Ширакского хребта. Здесь доальпийский субстрат резко погружается, что подтверждается также геофизическими данными. Северная ветвь, значительно расширяясь, прослеживается до юго-западных склонов Вираайоцкого (Сомхетского) хребта, где принимая широтное направление, скрывается под лавами Лорийского и Ахалкалакского плато. Восточным продолжением рассматриваемого синклинория является Кельбаджарский наложенный синклинорий. К юго-востоку Севано-Ширакский синклинорий через Варденисское поперечное поднятие сочленяется с Вайоцдзорским.

В стратиграфическом разрезе синклинория ведущее место занимают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования эоцена (верхний подэтаж среднеальпийского структурного этажа). В ядрах антиклинальных структур, осложняющих этот синклинорий, выступают также карбонатные и вулканогенно-осадочные образования верхнего мела (нижний подэтаж среднеальпийского структурного этажа). Ограниченное развитие имеют молассовые озерно-пролювиальные битуминозные (средний-верхний олигоцен), вулканогенно-пролювиальные угленосные (нижний-средний плиоцен) и андезит-базальтовые (верхний плиоцен) образования, принадлежащие верхнеальпийскому орогенному этажу. В геологическом строении синклинория большое место занимают глубинные породы разного петрографического состава (меловые основные и ультраосновные интрузии (протрузии) Севано-Амасийского офиолитового пояса, предверхнеэоценовые гранитоиды Памбак-Базумского комплекса, нижнеолигоценовые щелочные интрузии Памбакского комплекса).

Образования среднеальпийского геосинклинального комплекса интенсивно дислоцированы и составляют ряд крупных, более или менее вытянутых линейных антиклинальных и синклинальных складок, обычно с ундулирующими шарнирами, осложненными второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. Преобладают голоморфные умеренно сжатые гребневидные антиклинали и широкие сложные синклинали. Встречаются также дугообразно-концентрические, гравитационные складки, магματοгенные диапиры и центриклинали. На крыльях синклинория отмечаются сильно сжатые, опрокинутые и надвинутые к югу и северу складки. Эти структуры в юго-восточной и средней частях синклинория в общем имеют северо-западное простирание, но в северо-западной части они приобретают широтное, а затем и юго-западное простирание. Образования верхнеальпийского орогенного комплекса образуют маломощный слабодислоцированный геоантиклинальный чехол.

В пределах Севано-Ширакского синклинория можно выделить следующие крупные сложные антиклинальные и синклинальные складки (с юго-запада на северо-восток).

Памбакская синклиналь расположена по южному краю Севано-Ширакского синклинория. Это одна из наиболее выдержанных крупных линейных структур синклинория. Она прослеживается от полуострова Севан на северо-запад по гребневой зоне Памбакского хребта до р. Байдак. Осевая линия синклинали имеет северо-западное (общекавказское) простираание и совпадает примерно с осевой линией Памбакского хребта. На крыльях синклинали выступают среднеэоценовые туфогенно-осадочные и вулканогенные породы, смятые в мелкие складки. Мульдовая полоса синклинали сложена вулканогенными породами верхнего эоцена, в которых мелкая складчатость отображается менее ясно. Синклиналь хорошо оконтуривается туфогенно-осадочными породами среднего эоцена. Ядро складки и значительная часть ее юго-восточного крыла интродуцированы щелочными и гранитоидными интрузиями и в их числе крупным Тежсарским массивом щелочных пород. В ареале развития этого массива складка приобретает центриклинальное строение. Складка почти прямая, с несколько более крутым ЮЗ крылом. Углы падения на крыльях варьируют от 25 до 55°.

Внутреннее строение синклинали довольно сложное. Она состоит из ряда более мелких складок также общекавказского простираания. Мелкая складчатость более отчетливо выражена в восточной и западной частях синклинали. Подходя к берегу оз. Севан Памбакская синклиналь испытывает погружение шарнира и уходит под молодые отложения озера. Продолжением Памбакской синклинали на юго-востоке является, по-видимому, крупная погребенная синклиналь в районе сел. Варденис.

В западном направлении в районе Спитакского поперечного поднятия Памбакская синклиналь, упираясь в Дебаклинский разлом, поворачивается на северо-запад и, резко расширяясь, сливается в поперечном направлении с синклиналью района села Арчут, образуя вместе с ней единую крупную широкую, но простую синклинальную складку. Расширение синклинали и ее простое внутреннее строение обусловлены, вероятно, исключительно широким развитием на данном участке жестких вулканогенных пород среднего эоцена. На тех участках, где развиты преимущественно синхронные туфоосадочные породы, складка сравнительно узкая, а внутреннее строение ее более сложное.

Далее к западу в восточной оконечности Ширакского хребта (район сел. Гогаран), рассматриваемая синклиналь дихотомически разветвляется на две ветви, которые обрамляют Ширакскую антиклиналь с севера и юга. Северная ветвь прослеживается в широтном направлении по северной пригребневой зоне Ширакского хребта (Ширакская синклиналь). В районе сел. Кети она принимает юго-западное простираание и, погружаясь, скрывается под озерно-речными от-

ложениями Ленинанканской котловины. Южная ветвь прослеживается в широтном направлении по широкой долине верховья р. Памбак, образуя широкую, но резко асимметричную брахиструктуру (Артагюхская синклинали) с более крутым северным крылом. Далее к западу, в районе Джаджурского перевала указанная синклинали скрывается под покровом слабо дислоцированных вулканогенных пород среднего плиоцена.

Между Ширакской и Артагюхской синклиналями расположена Ширакская брахиантиклиналь. Ось ее вытянута в близширотном (З—СЗ) направлении и проходит по южному склону Ширакского хребта несколько севернее сс. Лусахпур и Красар. Шарнир антиклинали, резко воздымаясь в ее центральной части, испытывает интенсивное погружение по простирацию складки. Северо-восточное крыло антиклинали относительно пологое, с углами падения 20—22°, юго-западное крыло более крутое—40—55° и по мере отступления от оси складки опрокидывается на юго-запад. Ядро складки сложено вулканогенно-терригенными и карбонатными породами сенона, которые на крыльях согласно перекрываются туфогенным флишем палеоцен-нижнего эоцена, а затем туфоосадочными и эффузивными образованиями среднего эоцена. У сс. Сарияр и Красар в сенонских известняках наблюдается гофрировка и сильно выраженная измятость.

Несколько вытянутая своеобразная брахиантиклинальная складка наблюдается у сел. Кармракар. Осевая плоскость складки сильно наклонена и опрокинута к югу. Ядро ее сложено терригенными породами нижнего сенона, сменяющимися на крыльях известняками верхнего сенона, а затем туфоосадочными породами среднего эоцена. В ядре складки размещена гипербазитовая интрузия, которая дислоцирована совместно с вмещающими породами.

Дзкнагет—Фиолетово—Верхнечичканская антиклиналь расположена к северу от Памбакской синклинали. Ось антиклинали в восточной части имеет северо-западное простираие, к западу она приобретает широтное, а затем и юго-западное направление. Углы падения на южном крыле антиклинали варьируют от 30 до 60°, а на северном—от 25 до 55°; таким образом, складка в общем почти симметрична. В ядре ее в ряде мест (ущелье р. Дзкнагет, у сел. Фиолетово и т. д.) выступают известняки и терригенные породы верхнего сенона и нижнего эоцена, перекрываемые на крыльях вулканогенными и туфоосадочными породами среднего эоцена. К югу от сел. Цовагюх у западного берега оз. Севан антиклиналь, погружаясь, скрывается под осадками озера.

По простираию к северо-западу от сел. Цовагюх шарнир складки несколько погружается, вследствие чего в ее

ядре обнажаются только породы среднего эоцена. Затем на серноколчеданном месторождении Фролова балка и у сел. Фиолетово в результате воздымания шарнира складки вновь обнажаются известняки верхнего мела. Далее указанная антиклиналь тянется примерно вдоль русла р. Агстев до сел. Лермонтово. На участке между сс. Фиолетово и Лермонтово, вследствие некоторого погружения шарнира складки обнажаются вулканогенные образования среднего эоцена. Здесь к присводовой части складки приурочены кварцевые порфиры и их пирокластолиты. К западу от сел. Лермонтово в ядре складки отмечается поперечное поднятие, связанное с неотектоническими движениями. У гор. Кировакана антиклиналь вновь претерпевает некоторое погружение путем расщепления на мелкие веерообразно расположенные складки. Далее северо-западнее гор. Кировакана ось антиклинали постепенно поворачивается на запад, принимает близширотное направление и, пересекая ущелье р. Памбак, переходит в антиклинальную складку, расположенную в верховьях р. Чичкан. Здесь она целиком сложена туфогенными флишоидными породами палеоцена-нижнего эоцена и туфоосадочными отложениями среднего эоцена. Описанная антиклиналь на участке между сс. Арчут и Цовагюх, а также по северному берегу оз. Севан разбита крутопадающим разрывным нарушением взбросового характера, которое проходит почти по своду складки, разбивая складку примерно в продольном направлении.

Красносельск-Дилижанская синклиналь. К северу от описанной антиклинали расположен один из крупных структурных элементов Севано-Ширакского синклинория—Красносельск-Дилижанская синклиналь. Осевая линия ее имеет северо-западное направление и проходит по левобережью р. Гетик, примерно по линии сел. Красносельск—гор. Дилижан. К юго-востоку от сел. Красносельск в истоках р. Гетик синклиналь, расщепляясь на мелкие второстепенные складки, замыкается. Эта синклиналь почти целиком сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена. В окрестностях гор. Дилижана обнажаются песчано-глинистые отложения олигоцена, в которых отмечается мелкая сложная гравитационная складчатость, переходящая в восточном направлении в изоклиналичную и опрокинутую складчатость. В пределах синклинали в бассейнах рр. Гетик и Блдан размещены многочисленные субэффузивные тела трахидацитов и гипабиссальных щелочных интрузий. Северо-восточное крыло синклинали разбито крупными разрывными нарушениями типа взброса. Внутреннее строение синклинали довольно сложное. Оно состоит из ряда второстепенных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных в ряде случаев разрывными нарушениями.

В районе гор. Дилижана описываемая синклиналь, несколько суживаясь, поворачивается на запад и приобретает близширотное простирание. Здесь ось складки, усложненная крутыми продольными разрывами, почти совпадает с водоразделом Геджалинского хребта. На этом участке северное крыло складки более крутое, чем южное. Последнее прорвано Бундукской щелочной интрузией. Далее к западу синклиналь, приобретая северо-западное простирание, пересекает ущелье р. Дебед, затем приспособабываясь к широтному простиранию Базумского горста, прослеживается по линии сел. Гезалдара—г. Тодор—сел. Сарапат. На участке между г. Тодор и сел. Сарапат синклиналь несколько расширяется. Здесь в ее ядре вновь появляются образования верхнего эоцена. Далее к западу синклиналь значительно суживается и, принимая юго-западное направление, прослеживается через Джаджурское угольное месторождение до района г. Комхуд. Здесь, несколько южнее сел. Илли, она постепенно выполаживаясь, теряет свое синклинальное строение. Возраст рассматриваемой структуры определяется тем, что складчатые структуры, сложенные морскими вулканогенно-осадочными породами верхнего эоцена, ингрессивно и несогласно перекрываются озерно-пролювиальными отложениями среднего-верхнего олигоцена.

На северном побережье оз. Севан к описанной структуре примыкает асимметричная флексуроподобная синклиналь с крутым юго-западным крылом (падение слоев 50—60°). Синклиналь выражена в рельефе Арегунийским хребтом. Осевая линия ее совпадает примерно с водораздельной линией хребта. Ядро синклинали сложено вулканогенной толщей верхнего эоцена, а крылья—вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена, прорванными многочисленными даечными и экструзивными телами среднего и кислого составов. В юго-восточном направлении Арегунийская синклиналь постепенно замыкается. К северо-западу она прослеживается до района сел. Головино, где постепенно выполаживается и периклинально заканчивается.

Базумский горст является наиболее древним сооружением Севано-Амасийской подзоны. Он вытянут в широтном направлении на расстоянии 50—55 км, охватывая западную часть Базумского хребта (гребневая зона и северные склоны). Далее в западном направлении прослеживается до верховьев р. Ахурян. Горст с севера и юга ограничивается крупными разломами верхнеюрского-нижнемелового заложения, неоднократно обновляющегося в последующее время. Стратиграфический разрез Базумского горста сложен в основном терригенно-карбонатными породами нижнего мела, зажатыми среди палеогеновых вулканогенно-осадочных образований в виде тектонического выступа. Разрез горста венчается свитой известняков и терригенных пород нижнего

сенона. Отложения мела Базумского горста интенсивно дислоцированы и образуют крупную сложную антиклинорную складку широтного простирания.

Северная приосевая часть оборвана крутым продольным взбросом, падающим под углом $75-80^\circ$ на юго-запад, в силу чего осевая часть и северное крыло антиклинория опущены и ныне скрыты под лавовыми покровами верхнего плиоцена. В обнаженной части южного крыла антиклинория отложения мела смяты в системы второстепенных сильно сжатых крутопадающих антиклинальных и синклинальных складок, осложненных гофрировкой, мелкой пloyчатостью и многочисленными разрывными нарушениями. По мнению А. Т. Асланяна (1958), К. А. Мкртчяна (1959) и др., внутренняя структура горста веерообразная с опрокидыванием слоев к югу и северу, складки линейно вытянутые, изоклинальные. По данным В. Т. Акопяна (1962) и по нашим наблюдениям, меловые отложения слагают ряд (от 3 до 5) узких антиклиналей, разделенных узкими же синклиналями. Все эти складки расположены кулисообразно, не выдержаны по простиранию и имеют вид брахискладок. Они имеют широтное простирание. Антиклинали асимметричные с более крутыми северными крыльями. Углы падения на крыльях складок составляют $35-50^\circ$, редко достигая $70-80^\circ$. Базумский горст приурочен к зоне глубинного разлома, чем и обусловлены особенности внутреннего строения, а также метаморфизм и сланцеватость пород.

Возраст рассматриваемой структуры определяется тем, что она несогласно перекрывается структурами верхнего мела и в последующих дислокациях принимает участие как более или менее консолидированный массив. В связи с этим восточнее Базумского горста наблюдается разветвление палеогеновых складчатых структур и приспособление их к простиранию горста. По К. А. Мкртчяну (1959), Базумский горст (Гогаранская система, по упомянутому автору) представляет характерный пример структур типа «клин», зажатого между «Главным» надвигом и Пушкинским взбросом и лишен основания.

Халаб—Бор—Бортская группа складок. Очень интересная система кольцеобразно расположенных складчатых нарушений отмечается в районе гг. Халаб и Бор-Борт. Здесь выделяется несколько крупных дугообразных антиклинальных и синклинальных складок, которые в плане слагают овально-концентрическую систему складок. Длинная ось системы имеет северо-западное направление. Все эти складки сильно расширяются в центральной части, где имеют преимущественно широтное простирание. В восточном направлении на западных перифериях Иджеванского хребта на границе с одноименным блоком складки, резко воздымаясь, кольцеобразно и триклинально замыкаются и слива-

ются с крупной моноклиной этого района. Моноклинал имеет меридиональное простирание с падением слоев на запад к центру кольцевой системы. Оси указанных антиклиналей и синклиналей к западу по левобережью р. Дебед в районе сел. Ехегнут, резко поворачиваясь на северо-запад и юго-запад, дугообразно сближаются и частично замыкают кольцевую систему с запада. Затем они, принимая северо-западное или близширотное простирание, несколько расходятся и прослеживаются по гребневой зоне и северному склону Базумского хребта до района Пушкинского перевала. Далее к западу, доходя до границы Базумского горста, складки или приспособляются к его широтному простиранию, или периклинально заканчиваются.

Центральное положение в описываемой кольцевой системе занимает Бор-Бортская брахисинклиналь, сложенная вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами верхнего эоцена. Южнее Бор-Бортской синклинали расположена узкая дугообразная Айритапинская антиклиналь, сложенная туфоосадочными и вулканогенными образованиями среднего эоцена. В центральной части антиклиналь имеет широтное простирание. К востоку она, резко поворачиваясь на северо-восток и постепенно теряя антиклинальное строение, сливается с моноклиной западной периферии Иджеванского хребта. В западном направлении антиклиналь принимает северо-западное направление и несколько погружается. На ее продолжении расположена небольшая Анкадзорская антиклиналь. Здесь шарнир антиклинали резко воздымается и проходит примерно по ущелью р. Сисиджур. Южнее Айритапинской антиклинали расположена соответствующая ей узкая дугообразная синклинальная складка.

Последние две складки представляют собой осложнения на северном крыле крупной и сложной Халабской антиклинали, расположенной между Дилижанской и Бор-Бортской синклиналими. Антиклиналь в морфоструктурном отношении охватывает одноименный хребет и сложена вулканогенными и туфоосадочными образованиями среднего и, частично, верхнего эоцена. Ось ее прослеживается по ущелью верхнего течения р. Блдан на северо-запад к истокам р. Геджали, в центральной части хребта антиклиналь имеет широтное простирание, к востоку и западу она принимает соответственно северо-восточное и северо-западное направление. Таким образом, антиклиналь имеет дугообразное простирание, что вполне соответствует дугообразной морфологии Халабского хребта. В восточном направлении антиклиналь, постепенно суживаясь, прослеживается до бассейна р. Агарцин, где периклинально заканчивается. На Халабском хребте и в бассейне р. Дебед антиклиналь прорвана крупным линейно-вытянутым вдоль ее простирания гранитоидным интрузивом (Базумский массив). В северо-западном направлении

в районе Пушкинского перевала рассматриваемая антиклиналь, резко суживаясь, приобретает более простое внутреннее строение. Далее она прослеживается по ущелью среднего течения р. Чибухли и, принимая близширотное направление, обрывается Базумским разломом.

Марцигетская синклинали. С севера Севано-Ширакский синклинорий ограничен крупной Марцигетской синклиналью. Осевая линия синклинали имеет северо-западное простирание и проходит южнее сс. Шамут и Лорут примерно по ущелью среднего течения р. Марцигет. Крылья синклинали сложены вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена. Мульдовая часть ее выполнена вулканогенными и туфообломочными отложениями среднего и верхнего эоцена. Марцигетская синклинали имеет резко асимметричное строение с очень широким и пологим северным крылом. Внутренняя структура ее сравнительно проста. На крыльях ее наблюдаются небольшие брахискладки, осложненные в ряде случаев разрывными нарушениями. На северном крыле у сел. Шамут в угленосной толще отмечается небольшая флексура. В восточном направлении рассматриваемая складка поворачивается на юго-восток и в западной периферии Иджеванского хребта, вздымаясь, постепенно сливается с моноκлиальной зоной близмеридионального простирания.

В западном направлении Марцигетская синклинали значительно расширяется и в районе ж.-д. ст. Туманян разветвляется на две ветви. Северная ветвь пересекает долину р. Дебед несколько южнее Туманянского месторождения огнеупорных глин и, суживаясь, скрывается под покровом долеритовых базальтов верхнего плиоцена. На северо-западном продолжении ее расположена Леджанская синклинали, прослеживаемая в северо-западном направлении по южному склону массива г. Леджан. Здесь синклинали вновь расширяется. Далее к северо-западу она суживается и, погружаясь, скрывается под лавами Лорийского плато. К северо-востоку от Леджанской синклинали в гребневой части г. Леджан расположена соответствующая ей антиκлиальная складка, переходящая в свою очередь на северном склоне массива в синκлиналиную складку.

Интересно отметить, что все складчатые структуры массива г. Леджан в северо-западном направлении в районе сс. Сарчапет и Шахназар постепенно поворачиваются на запад, а затем—юго-запад, слагая на плане дугообразные складки по периферии Лорийского плато. Такое простирание складок обусловлено, вероятно, приспособлением складчатых нарушений к границам развития погребенной части Базумского горста.

Южная ветвь Марцигетской синκлинали прослеживается по южному подножью Базумского хребта по линии сс. Чкалов—Гюлагарак.

Ширакский прогиб расположен в крайней западной части Севано-Ширакского синклинория, в среднем течении бассейна р. Ахурян. По данным А. А. Габриеляна и др. (Габриелян и др., 1968), Ширакский прогиб сложен синклинально залегающими озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и прослаивающимися их лавовыми потоками и туфами верхнего плиоцена и постплиоцена мощностью свыше 350 м. Согласно данным буровых скважин и обрамляющих котловину обнажений, под озерными отложениями залегают вулканогенно-обломочные образования нижнего-среднего плиоцена и песчано-глинистые отложения сармата. Ложем всех этих отложений является интенсивно-дислоцированный мел-палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс, который погружен более чем на 1000 м.

По типу структур Ширакская котловина представляет типичную наложенную межгорную впадину, так как слагающие ее плиоцен-антропогеновые отложения резко несогласно, дискордантно перекрывают структуры более древних меловых и эоценовых образований. Ширакский прогиб асимметричен. Погружаясь к юго-западу, он экранируется разломом близширотного направления по линии Арагац—с. Баяндур. В этом же направлении отмечается наращивание мощностей неоген-четвертичных отложений. С юга верхнеплиоценовые лавы северо-западного склона г. Арагац довольно полого погружаются под озерные отложения прогиба, образуя слабо выраженный изгиб у разлома. В южной части прогиба наличие разлома широтного направления отмечается также по небольшому оврагу у с. Норабер. Возможно, этот разлом представляет собой западное продолжение крупного разрывного нарушения, разграничивающего Цахкуняцкий антиклинорий с юга. Северная граница прогиба выражена более резко. Антиклинальные структуры верхнемеловых и эоценовых образований, обрамляющие его с севера, погружаются под прогиб круто и разорваны сбросами и крутыми надвигами. Можно полагать, что эти разрывные нарушения представляют лишь поверхностное отражение разлома более глубокого заложения. Предполагается наличие меридиональных разломов и по восточным и западным бортам прогиба (Габриелян и др., 1968).

Таким образом, Ширакский прогиб со всех сторон ограничен разрывными нарушениями, которые довольно четко проявлены в современном рельефе. Описанный грабен-прогиб в близширотном направлении продолжается на территорию Турции; подтверждением этому служат изогипсы фундамента, раскрытые в сторону государственной границы. Прогибу в целом соответствует интенсивный локальный минимум силы тяжести.

Анкавано-Зангезурская подзона протягивается в северо-западном направлении от бассейна р. Мегри на юго-востоке до бассейна среднего течения р. Ахурян на северо-западе. Она охватывает Зангезурский, Гегамский, Цахкуняцкий хребты и южную часть Варденисского хребта. В ее пределах выделяется ряд антиклинорных и синклинорных структур, в той или иной степени отличающихся друг от друга особенностями геологического строения.

Цахкуняцкий антиклинорий, являющийся одной из сложнопостроенных структур мегантиклинория Малого Кавказа, охватывает территорию современного Цахкуняцкого хребта. Расположен южнее Севано-Ширакского синклинория и отграничивается от него Мармарикской зоной разломов глубокого заложения. К югу от Цахкуняцкого антиклинория в бассейне среднего течения р. Касах расположена Апаранская котловина, которая граничит с названным антиклинорием по крупному разлому. С востока (по р. Раздан) антиклинорий также ограничивается разломом. Таким образом, Цахкуняцкий антиклинорий с трех сторон ограничивается крупными разломами, поэтому его следует рассматривать как горст-антиклинорий (Габриелян, 1959). Он имеет характер брахиантиклинория с общим северо-западным простиранием.

Основные данные по Цахкуняцкому антиклинорию заимствованы из предыдущей работы авторов (Габриелян и др., 1968). В геологическом строении антиклинория принимают участие породы байкальского комплекса, а также среднеальпийских структурных этажей. Ядро его сложено различными метаморфическими породами (гнейсы, сланцы, мигматиты, мраморы и др.) и метавулканитами верхнего протерозоя, пронизанными основными и кислыми интрузиями. Суммарная мольность обнаженной части древнего метаморфического комплекса 2000—2500 м. В его составе можно выделить два структурных этажа: нижний с амфиболитовой фацией метаморфизма, и верхний—с зеленосланцевой фацией метаморфизма. Эти структурные этажи сложены разновозрастными сериями метаморфических пород, которые отличаются друг от друга не только характером и фациями метаморфизма и магматизма, но и интенсивностью и планом дислокации. Пликативные структуры нижнего этажа имеют северо-восточное, а верхнего этажа—меридиональное простирание. На крыльях антиклинория на различных горизонтах крутопадающих пород метаморфического комплекса трансгрессивно залегают терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные образования верхнего мела, эоцена и плиоцена.

Пликативные структуры верхнемеловых и палеогеновых

отложений имеют общекавказское (северо-западное) простирание и с большим угловым и азимутальным несогласием налегают на байкальские структуры субстрата, которые, как указывалось выше, имеют меридиональное и северо-восточное простирание и очень интенсивно дислоцированы. Падение их очень крутое ($55-75^\circ$) и лишь в периклиналях падение пород относительно пологое. На контакте с интрузиями они дислоцированы еще более интенсивно.

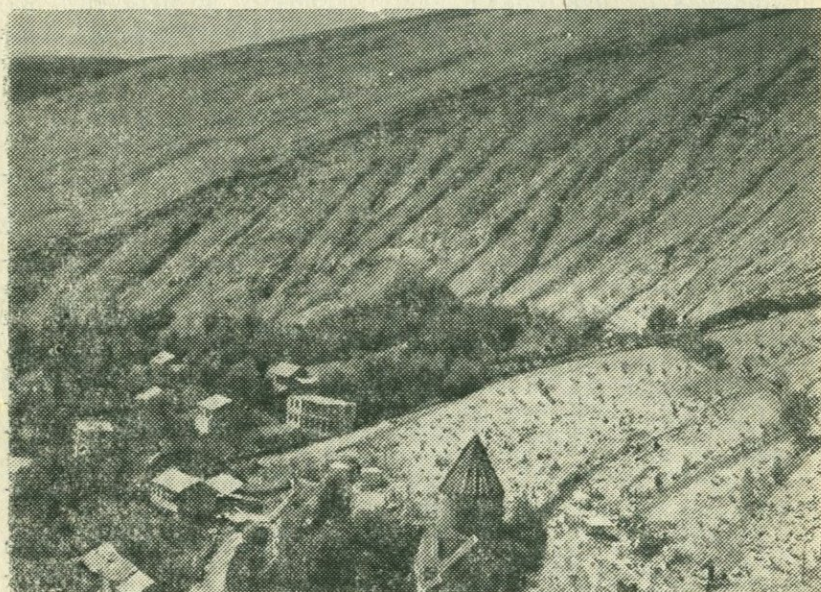


Рис. 21. Трансгрессивное налегание верхнемеловых известняков на протерозойский метаморфический комплекс у с. Бжни.

Шарнир Цахкуняцкого антиклинория полого погружается в северо-западном направлении и, напротив, вздымается к юго-востоку. По линии сс. Арзакан—Бжни и Раздан (по реке Раздан) шарнир складки обрывается разрывным нарушением и уже на левом берегу р. Раздан метаморфические сланцы контактируют с потоками четвертичных лав.

В юго-восточной приподнятой части антиклинория (район сс. Бжни—Арзакан—Агверан) В. А. Агамалюном (1970) выделены следующие крупные структуры: Арзакан-Бжнийская брахиантиклиналь—купол близширотного, северо-восточного направления, сложенный в основном породами нижнего структурного этажа. Эта купольная структура хорошо оконтуривается выходами горизонта графитовых сланцев, ядро ее прорвано габбро-диабазам, гранитами и лейкократовыми плагиигранитами. С севера она нарушена крупным

надвигом, по которому породы нижнего этажа надвинуты на верхний. С запада к указанному куполу сочленяется Арзакан-Агверанская моноклираль меридионального простирания и западного падения. Моноклиральная структура сложена метавулканитами и карбонатными породами верхнего структурного этажа. Вышеописанные структуры осложнены второстепенной складчатостью, при этом складки на купольной структуре имеют северо-восточное, а на моноклинали—меридиональное простирание. Не исключена возможность наличия аналогичных купольных структур и в северо-западной части антиклинория, но вопрос этот пока еще остается открытым.

В пределах Цахкуняцкого антиклинория в целом А. Е. Назаряном (1964) выделен ряд антиклинальных и синклинальных структур второго порядка. Среди этих складок наиболее крупными являются следующие. Арзаканская антиклиналь северо-восточного простирания расположена в юго-восточной оконечности Цахкуняцкого хребта и соответствует вышеописанной Арзакан-Бжнинской брахиантиклинальной складке. Дзораглухская антиклиналь, имеющая также северо-восточное простирание, проходит через район сел. Дзораглух и к северо-востоку покрывается вулканогенными породами миоплиоцена. К юго-западу антиклиналь прослеживается в районе сел. Мравян и далее, погружаясь, перекрывается лавами и флювиогляциальными отложениями антропогена. Ядро складки сложено метаморфическими породами нижнего структурного яруса.

Между Арзаканской и Дзораглухской антиклинальными складками расположена Агверанская синклиналь, сложенный метавулканитами и карбонатными породами верхнего структурного этажа, резко несогласно перекрывающимся лавами миоплиоцена. Простирание складки близмеридиональное. Меликгюхская антиклиналь, расположенная в северо-западной части Цахкуняцкого антиклинория в районе одноименного селения, сложена сланцами нижнего структурного яруса. Ось ее имеет меридиональное направление и проходит по западному склону г. Тухманук. С запада антиклиналь ограничивается тектоническим разломом и прорвана крупными интрузиями лейкократовых гранитов, поэтому ее структура выражена не совсем четко. Между Дзораглухской и Меликгюхской антиклиналями находится Апаранская синклиналь, в основном сложенная вулканогенными породами верхнего структурного этажа.

Вышеописанные пликативные структуры осложнены мелкой крутопадающей складчатостью с гофрировкой и пloyчатостью; они рассечены многочисленными разрывными нарушениями, имеющими, в основном, характер сдвига-сбросов и сдвига-взбросов, с сравнительно небольшими амплитудами смещения. Ряд мелких пликативных структур отмечается в

отложениях верхнего мела и эоцена. Эти структуры принадлежат среднеальпийскому структурному ярусу и характеризуются общекавказским простиранием и пологими падениями пород на крыльях.

Южноюнижское блокантиклинальное поднятие расположено западнее Кафанского блока и сочленяется с ним посредством Хуступ-Гиратахского разлома глубокого заложения. Состоит из Гехинской антиклинали и расположенных соответственно к востоку и западу от него Арамаздской и Каджаранской синклиналей.

Гехинская антиклиналь прослеживается в северо-западном направлении вдоль Гехинского регионального разлома. Ось складки проходит в субмеридиональном направлении от района с. Шишкерт, у развалин с. Богаджих пересекает р. Охчи и через Пирамзарский хребет доходит до с. Гехи, где сворачивая на запад, погружается под образованиями эоцена. Шарнир складки вздымается в районе развалин сс. Авсарлу, Богаджих и погружается в южном и северном направлениях.

Ядро антиклинали сложено известняками, глинистыми сланцами и кварцитами верхнего девона, а крылья—мраморизованными известняками перми и вулканогенными и осадочными породами мела и палеогена. Антиклинальная складка посредством Гехинского разлома опрокинута и надвинута на восток, на асимметричного строения Арамаздскую синклиналь, сложенную вулканогенными породами нижнего мела. Вследствие этого вдоль простирания, в промежутке между р. Охчи и с. Шишкерт имеется лишь юго-западное крыло структуры с углом падения на юго-запад $60-70^\circ$. По дороге Кафан—Каджаран, в районе разв. с. Богаджих вследствие дифференцированных движений по разломам и внедрения

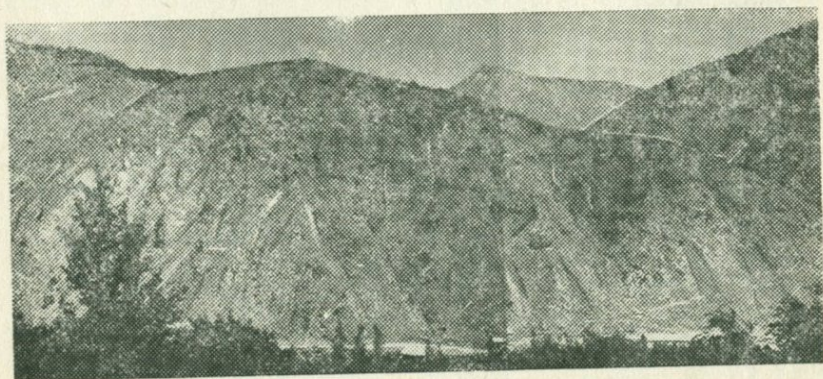


Рис. 22. Выходы пермских известняков у с. Гехи.

мегринского батолита, слагающие антиклинальную складку породы имеют почти вертикальное падение ($80-85^\circ$) и составляют ряд изоклинальных складок второго порядка.

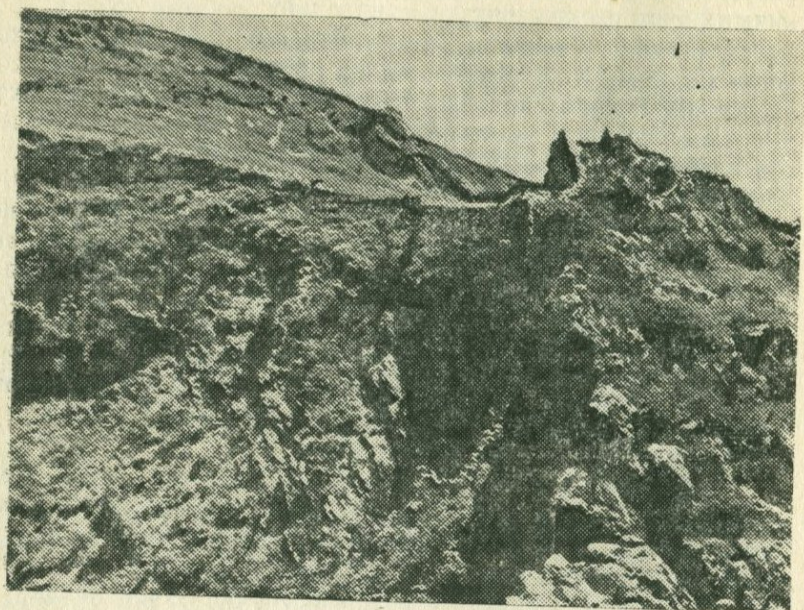


Рис. 23. Рифовые известняки и глинистые сланцы нижнего мела у с. Шишкерт.

В юго-восточном направлении продолжением Гехинской антиклинальной структуры является Араксинская антиклинальная складка, представленная на правом берегу р. Аракс тремя небольшими антиклинальными и разделяющими их синклиналиными складками.

Арамаздская синклиналь прослеживается в северо-западном направлении от р. Аракс через развалины с. Мазра, пос. Зейва, гора Арамазд до севернее с. Лернашен на северном склоне Баргушатского хребта, протяженностью более 70 км. Арамаздская синклиналь была выделена нами в результате полевых исследований последних лет (Барсебян, Габриелян, Саркисян, Симонян и др., 1972). Раньше всеми исследователями считалось, что Сюникский антиклинорий сочленяется с Кафанским антиклинорием Хуступ-Гиратахским глубинным разломом и что между ними отсутствует соответствующая синклиналиная структура. На этом основании ряд исследователей Сюникский антиклинорий назвали шовным (А. А. Габриелян, 1959; Е. Е. Милановский, 1963 и др.). Новые данные показывают, что Кафанский антиклинорий сочленяется с Сюникским антиклинорием посредством Арамаздской синклинали. Последняя в районе с. Шишкерт пред-

ставлен опрокинутой к востоку асимметричной складкой, сложенной андезитами, туффитами, кварцевыми порфирами, алевролитами и конгломератами аптского возраста мощностью более 1 км, а также известняками и глинистыми сланцами неокома мощностью 300—500 м. Вследствие опрокинутости породы обоих крыльев падают на юго-запад 250—260°, западное крыло под углом 20—30°, а восточное—до 75°. На северо-западе синклинали структура хорошо выражена на южном склоне Баргушатского хребта, где она также имеет асимметричное строение. Юго-западное крыло здесь представлено вулканогенными породами гехинской свиты и перекрывающими трансгрессивно с базальными конгломератами сантон-маастрихтскими карбонатными породами, а северо-восточное крыло—только вулканогенными породами гехинской свиты. Заполнена синклиналь вулканогенными породами и туфопесчаниками нижнего-среднего эоцена.

Описываемая синклиналь с северо-востока и юго-запада ограничена соответственно Хуступ-Гиратахским и Гехинским разломами и таким образом представляет собой грабен-синклиналь.

Каджаранская синклиналь расположена юго-западнее Гехинской антиклинали, прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль Зангезурского хребта. Ярко выражено северо-восточное крыло синклинали, сложенное вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена, залегающими трансгрессивно на известняках верхнего девона и перми. Падение пород северо-восточного крыла на запад-юго-запад под углом 25—30°. Юго-западное крыло структуры представлено турон-коньякскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами, которые обнажаются между поселками Агарак и Ордубад по железной дороге и слагают антиклинальную складку, ось которой погружается в северном направлении под вулканогенно-осадочные образования в районе г. Капутджих.

Центральная часть синклинали представлена Мегринскими приразломными впадинами, в пределах которых сохранились от размыва угленосные отложения плиоценового возраста, мощностью до 500 м. Приразломные впадины развиты на правом берегу р. Мегри и упираются в Дебаклинский глубинный разлом. Вдоль разлома на расстоянии более чем 20 км имеются три впадины—в районе селений Личк, Нёр-Аревик и пос. Агарак. Заполняющие эти впадины отложения падают моноклинально на юго-запад, т. е. упираются в Дебаклинский разлом.

Салвардская синклиналь. Эта крупная синклинали структура расположена между Сисианским перевалом и Баргушатским хребтом, охватывая бассейн верхнего течения р. Воротан. Прослеживается она в субширотном направлении через вершины г. Салвард и выполнена вулкано-

генными и вулканогенно-обломочными образованиями плиоцена и постплиоцена, мощностью свыше 500 м. По ущелью р. Воротан, а также на юго-восточном и северо-западном крыльях структуры из-под вышеотмеченных пород обнажаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена и олигоцена. В юго-западной части структуры вырисовывается крупная синклинальная складка северо-восточного антикавказского простирания, разграниченная с северо-запада периклиналью Айоцзорского антиклинория, а с юго-востока—северо-западной периклиналью Сюникского антиклинория. Создается впечатление, что указанная синклинальная складка связана с флексуобразным крутым изгибом меловых и эоценовых пород периклинальных частей вышеуказанных антиклинориев. В северо-восточном направлении наблюдается некоторое воздымание шарнира складки, вследствие чего обнажаются отложения олигоцена. По левобережью р. Воротан шарнир складки, возможно, снова погружается и олигоценовые породы перекрываются молодыми верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими потоками.

Воротанская наложенная впадина. Охватывает в основном левобережье р. Воротан и прослеживается в запад-северо-западном направлении вдоль упомянутой реки. Основанием ему служат туфоосадочные и карбонатные породы верхней юры и мела, а также вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена и олигоцена. Выполнена впадина почти недислоцированными плиоценового возраста вулканогенно-осадочными (горисская и сисианская свиты) и эффузивными породами, резко несогласно перекрывающими породы основания. Впадина образовалась в неогене и в виде грабена она наложена поперек на мезокайнозойские структуры. От Кафанского и Южносюникского антиклинориев Воротанская впадина ограничивается одноименным разломом взбросового типа, который прослеживается вдоль р. Воротан, прорезая поперек структуры кавказского направления.

ПРИАРАКСИНСКАЯ УМЕРЕННО-СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Еревано-Ордубадская подзона

Состоит из двух крупных тектонических сооружений: Еревано-Ордубадского мегасинклинория и Урц-Айоцзорского антиклинория.

Еревано-Ордубадский мегасинклинорий сложен мощным комплексом верхнемеловых и палеогеновых отложений и состоит из Еревано-Вединского, Арпинского (Ехегнадзорского) и Ордубадского синклинориев, разделенных небольшими антиклинальными перемычками—Зовашенской и Мартиросской.

Синклинории характеризуются сравнительной полнотой стратиграфического разреза, большими мощностями отло-

жений, а разделяющие их антиклинальные поднятия, наоборот—сокращенными мощностями отложений и частыми перерывами в разрезах.

Еревано-Вединский синклинорий занимает северо-западную часть Еревано-Ордубадской подзоны и состоит из ряда брахискладчатых структур близширотного и северо-восточного простирания. На западе синклинория (восточнее г. Еревана) расположена Шорагбюрская антиклинальная складка северо-восточного (антикавказского) простирания. Это—типичная асимметричная (с более крутым северо-западным крылом) брахиантиклиналь, сложенная ниже-среднеолигоценовыми песчано-глинистыми морскими отложениями, перекрывающимися на крыльях складки верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми красноцветными молассовыми образованиями. К востоку от Шорагбюрской антиклинали расположена Ацаванская синклинали, выполненная красноцветными молассаами верхнего олигоцен—нижнего миоцена. По направлению к юго-западу указанные складки испытывают периклинальное погружение и скрываются под наносными образованиями Араксинской впадины, а в северо-восточном направлении резко несогласно покрываются слабо дислоцированными вулканогенно-пролювиальными образованиями нижнего-среднего плиоцена.

Восточнее р. Азат развита Ереванская антиклинальная дуга, состоящая из нескольких четкообразно расположенных брахиантиклиналей. По левому склону ущелья р. Азат расположена антиклинальная складка горы Еранос, сложенная сильно дислоцированными отложениями верхнего мела, перекрывающимися без видимого углового несогласия флишевой серией датского яруса—нижнего эоцена. Ось ее в юго-западном направлении постепенно погружается и уже в районе сс. Геташен—Двин складка скрывается под четвертичные наносы долины р. Аракс. Складка имеет сундучную форму, вследствие чего в своей сводовой части пласты имеют почти горизонтальное залегание, а в некоторых местах даже слабо вогнуты, образуя небольшую синклинали.

Юго-западное крыло Ераносской антиклинали осложнено разломами, проходящими по р. Азат, чем и обусловлено крутое (60—80°) падение пластов.

Восточнее горы Еранос антиклиналь расщепляется на две ветви, которые на востоке имеют почти широтное простирание, а по направлению к западу приобретают юго-западное направление.

Каждая из этих антиклинальных ветвей, благодаря ундуляции их осей, состоит из нескольких небольших брахиантиклиналей, сложенных породами верхнего мела и разделяющихся друг от друга синклинальными седловинами, выполненными отложениями нижнего палеогена.

Далее к востоку расположена Чатма-Котуцкая синклинали дуга, сложенная отложениями нижнего палеогена и осложненная второстепенной складчатостью.

Юго-восточнее ее расположена Дагна-Ерахская антиклинальная дуга, состоящая из нескольких кулисообразно сочленяющихся брахиантиклиналей. Наиболее крупными структурами на этой дуге являются антиклинальная складка горы Дагна и Ерахская антиклиналь. Первая из них расположена в северо-восточной части описываемой дуги, имеет северо-западное простирание и сложена отложениями девона и карбона, которые на крыльях складки несогласно покрываются породами верхнего мела (на северо-восточном крыле) и палеогена (на юго-западном крыле). Юго-западное крыло складки разорвано взбросами и крупными надвигами с падением плоскостей разрыва на северо-восток.

На юго-западе дуги расположена Ерахская антиклиналь близширотного простирания. Она имеет сложное строение и состоит по крайней мере из двух отчетливо выраженных субпараллельных антиклиналей. В их ядрах обнажаются конгломераты и грубозернистые песчаники нижнего сенона, перекрывающиеся по крыльям складок карбонатными отложениями верхнего сенона.

Падение пластов на южном крыле— $20-25^\circ$, а на северном— $25-35^\circ$.

Южное крыло Ерахской антиклинали крутым сбросом опущено под молодые наносные образования Араксинской впадины. Вдоль этого разлома расположены поля травертинов и углекислых минеральных источников.

На восточном продолжении синклинали складки, осложняющей Ерахскую антиклиналь, развита отчетливо выраженная Бердасарская центриклинали. Она сложена плотными и массивными нуммулитовыми известняками нижнего эоцена, залегающими трансгрессивно и с угловым несогласием на отложениях верхнего мела и образующими в рельефе круто обрывистые, высокие стены.

Пласты известняков нижнего эоцена падают в сторону мульдовой части центриклинали под углом $35-40^\circ$ и придают структуре вид амфитеатра.

По южному крылу центриклинали проходит крутой взброс, приводящий в соприкосновение олигоцена с нижним сеноном. В зоне этого нарушения отложения указанных стратиграфических подразделений дислоцированы более интенсивно, а местами их пласты поставлены на-голову.

Это разрывное нарушение является восточным продолжением описанного выше взброса, проходящего по южному крылу Ерахской антиклинали и прослеживается далее на восток и соединяется с взбросовыми нарушениями у сел. Кадрлу.

Севернее Дагна-Ерахской антиклинальной дуги, в среднем течении р. Веди, развиты несколько брахиантиклинальных складок, сложенных в своих сводовых частях карбонатными отложениями верхнего палеозоя, триаса (Джерманисская антиклиналь) и нижнего сенона.

Разделяющие их брахисинклинали сложены флишоидными терригенными и карбонатными отложениями нижнего палеогена.

Важнейшей структурной особенностью этого района является значительное развитие ультрабазитов и ассоциирующихся с ним вулканогенно-осадочных образований—офиолитовая ассоциация (Вединская офиолитовая зона).

Многие вопросы, связанные с тектоническими условиями залегания формаций ультрабазитов, здесь, в бассейне р. Веди, так же как и в Севано-Амасийской офиолитовой зоне, остаются еще не ясными и требуют для своего решения новых кропотливых исследований.

Вместе с тем, можно считать доказанным, что как Севано-Амасийская, так и Вединская офиолитовые зоны приурочены к крупным разломам глубокого заложения.

В частности, выходы офиолитовой ассоциации пород в басс. р. Веди приурочены к участку пересечения одного из разломов, проходящих через Среднеараксинскую впадину и крупного антикавказского разлома, трассирующегося по линии Варденисский хребет—гора Арарат.

Юго-восточнее Дагна-Ерахской антиклинальной дуги расположена Шагап-Арпа-Воротанская зона кулисообразно сочленяющихся синклиналей, в прямой форме отраженных в современном рельефе в виде крупных речных долин.

Западная из них—Шагапская синклиналь близширотного простирания, сложена отложениями эоцена и олигоцена и имеет резко асимметричное строение. На южном крыле пласты падают на северо-запад $350-360^\circ$ под углом $20-30^\circ$, а северном—на юго-восток—под углом $30-40^\circ$.

На крыльях складки отложения палеогена несогласно перекрывают различные горизонты пород верхнего палеозоя. В мульдовой части синклинали падение пластов не превышает $15-20^\circ$. В западном направлении и у районного центра Веди она скрывается под четвертичные отложения Араратской котловины. К востоку Шагапская синклиналь через Советашенскую брахисинклиналь, отделенную от первой небольшой антиклинальной перемычкой, кулисообразно, сочленяется с Ехегнадзорским синклинорием.

Ехегнадзорский (Арпинский) синклинорий является одним из крупных структур Еревано-Ордубадского мегасинклинорного сооружения и сложен туфоосадочными породами палеогена и вулканогенно-обломочными образованиями мио-плиоцена с общей средней мощностью

около 4000 м. Фундаментом его служат отложения среднего-верхнего палеозоя и, таким образом, он представляет собой типичную наложенную структуру с обращенным или инверсионным типом развития.

В примульдовой части синклинория нуммулитовые известняки нижнего эоцена с резким азимутальным и угловым несогласием лежат на размытой поверхности верхнего девона (рис. 24), а в ограничивающих его с юга и севера антиклинальных сооружениях между нижним эоценом и верхним палеозоем развит почти полный разрез верхнего мела.

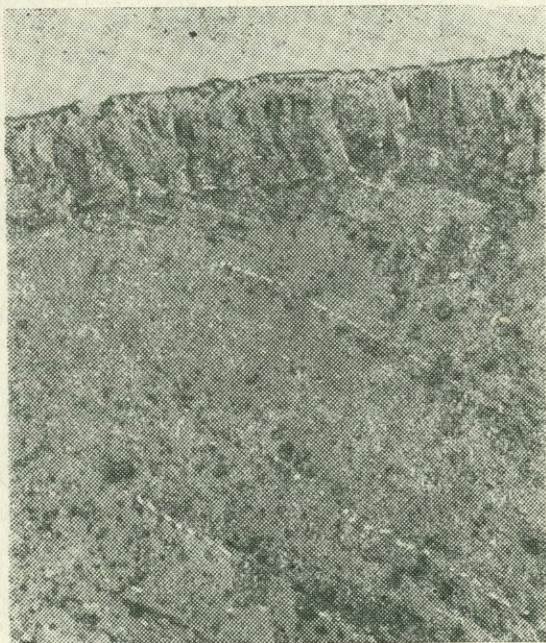


Рис. 24. Несогласное наложение нижнеэоценовых нуммулитовых известняков на палеозое у районного центра Ехегнадзор.

Эти данные свидетельствуют о том, что в позднемерловое время район Арпинского синклинория представлял область поднятия (интрагеоантиклиналь), а интрагеосинклиналиные прогибы располагались на месте вышеуказанных (Айюцдорского и Аргичинского) антиклинорий. В палеогене (точнее с раннего эоцена) имела место инверсия в геотектоническом режиме рассматриваемой зоны и, в частности, заложение Ехегнадзорского интрагеосинклиналиного прогиба.

Арпинский синклинорий состоит из нескольких линейно-вытянутых в близширотном и северо-западном направлении синклиналиных и антиклинальных складок.

Из них наиболее крупной является Ехегнадзорская синклиналь, расположенная в мульдовой части описываемого синклинория и протягивающаяся по линии сс. Ехегнадзор—Гетап—гора Гидасар. В своей юго-восточной части она сложена верхнеэоценовыми и ниже-среднеолигоценными отложениями, а в северо-западной части—мио-плиоценовыми вулканогенными образованиями. Падение пластов на СВ крыле $25-30^\circ$, а на ЮЗ— $20-25^\circ$.



Рис. 25. Несогласное налегание нижнеэоценовых известняков на верхнемеловые отложения у с. Арени (бассейн р. Арпа).

Севернее Ехегнадзорской синклинали расположена довольно крупная Тексарская антиклинальная складка, сложенная среднеэоценовыми туфоосадочными отложениями и прорванная интрузией гранодиоритов. Далее к северу от последней, в басс. р. Ехегис развит ряд сравнительно небольших антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, косо пересекающихся р. Ехегис. На северо-западном продолжении Тексарской антиклинали, в районе Айоцдзорского перевала, развиты три субпараллельные брахиантиклинальные складки близширотного простирания, разделенные плоскими синклиналями. В антиклинальных сооружениях участвуют отложения верхнего мела, а в синклинальных—нижнего палеогена.

Юго-западное крыло Арпинского синклинория также осложнено складками второго порядка. Отчетливо выраженная брахиантиклиналь вырисовывается в районе развалин

сел. Эртич, в ядре которой выступают отложения верхнего девона. Южнее этой складки развита плоская синклиналь, сложенная массивными известняками нижнего эоцена и туфоосадочными породами среднего эоцена.

Отличительной чертой Арпинского синклинория является наряду с преобладающим северо-западным и субширотным простиранием пликативных структур, наличие также структур северо-восточного или антикавказского направления. Антиклинальные складки подобного простирания развиты преимущественно в юго-восточной части синклинория (районы сс. Азатек, Мартирос), где с ними связаны небольшие интрузии гранитоидов, субинтрузии дацитов и полиметаллические оруденения.

Севернее Айоцдзорского синклинория, в бассейне реки Аргичи развито несколько брахиформных антиклинальных складок субширотного простирания, в ядрах которых обнажаются сильно дислоцированные отложения верхнего девона и карбона. Последние на крыльях складок резко несогласно перекрываются сравнительно слабо дислоцированными (углы падения пластов в среднем $20-30^\circ$) отложениями верхнего мела и эоцена.

Урц-Айоцдзорский антиклинорий расположен южнее Арпинского и Еревано-Вединского синклинорийев и характеризуется широким развитием отложений варисского и среднеальпийского структурных комплексов.

Этот антиклинорий охватывает Урцкий и Айоцдзорский хребты и крупным разломом, проходящим по реке Арпа разбит на два блока: Урцкий и Айоцдзорский блок-антиклинорий.

Урцкий антиклинорий ограничивает Шагапскую синклиналь с юга, имеет северо-западное (субширотное) простирание и сложен в своей сводовой части верхнедевонскими и нижнекарбонными карбонатно-терригенными формациями. Последние с эрозионным несогласием покрываются карбонатными отложениями перми.

Палеозойский комплекс отложений на крыльях антиклинория с азимутальным и резким угловым несогласием перекрыт нуммулитовыми известняками нижнего эоцена.

Урцкий блок-антиклинорий осложнен многочисленными антиклинальными и синклинальными складками, углы падения пластов которых колеблются в пределах $30-60^\circ$. В отдельных местах, где они осложнены разрывами, преимущественно сбросами и взбросами, наблюдаются более крутые ($70-80^\circ$) падения слоев, а также опрокинутые и вертикально стоящие складки.

В южной части антиклинория, обрамляющей Среднеараксинскую впадину, широко развиты складки близмеридионального и северо-восточного простирания. В западном направлении Урцкий антиклинорий постепенно погружается и

в районе Араратских минеральных источников скрывается под наносными образованиями Араратской котловины. На его западном продолжении (у горы Арарат и монастыря Хор-Вираб) находятся два изолированных выхода пород верхнего палеозоя, обусловленные горстовыми поднятиями палеозойского основания Араратской котловины.

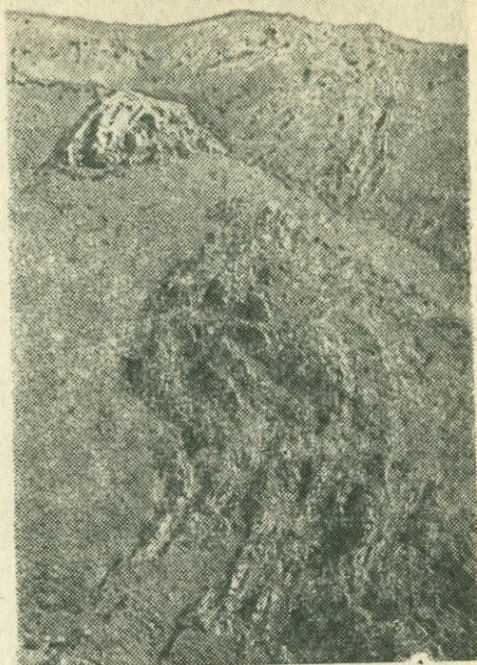


Рис. 26. Складчатость в палеозойских отложениях Урцкого хребта.

Айодзорский антиклинорий, слагающий одноименный хребет, ограничивает Арпинский синклинорий с юга и состоит из ряда преимущественно брахаксиальных антиклинальных складок и расположенных между ними брахисинклиналей. Антиклинальные складки сложены в ядрах интенсивно дислоцированными (углы падения пластов в среднем $40-60^\circ$) отложениями среднего и верхнего палеозоя и триаса, перекрытыми на крыльях более полого залегающими ($25-35^\circ$) слоями отложений верхнего мела и частично эоцена.

Пликативные структуры антиклинория большей частью осложнены взбросами и крутыми надвигами с падением плоскостей надвигов, в основном, на ЮЗ.

Среднеараксинская межгорная впадина

Представляет крупную наложенную орогенную вулканотектоническую впадину, расположенную в бассейне среднего течения р. Аракс и ограниченную с севера Арагац-Гегамским вулканическим сооружением, а с юга—вулканическими массивами Большого и Малого Арарата и хребтом Армянский Пар.

Она была заложена в олигоцене—в эпоху геоантиклинального воздымания центральной диагональной части Антикав-

каза. Поднятие Антикавказа компенсировалось возникновением к северу и югу от него орогенных впадин—Рионо-Куринской и Среднеараксинской.

В геологическом строении впадины принимают участие пестроцветные молассовые образования верхнего олигоцена—нижнего миоцена, гипсо-соленосные отложения среднего миоцена, песчано-глинистые молассовые породы верхнего миоцена, пролювиально-вулканогенные образования нижне-среднего плиоцена, а также вулканогенные и озерно-речные образования антропогена, составляющие в целом верхнеальпийский структурный подкомплекс. Этот подкомплекс отложений дислоцирован слабо и с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на различных горизонтах пород эопалесзойского, вариссийского и нижне-среднеальпийского структурных ярусов.

Наши представления о внутреннем строении котловины основываются на данных буровых скважин, геофизических исследований и интерпретации обрамляющих котловину обнаженных структур.

По этим данным в пределах Армянской части впадины (Аракатская котловина) выделяется ряд различно-ориентированных прогибов и поднятий, границами между которыми в большинстве служат разломы, отражающие блоковое строение доорогенного фундамента. Ниже приводится краткое описание наиболее крупных структур.

Ереванский прогиб в тектоническом отношении представляет грабен-синклинорий, выполненный отложениями верхнего мела, даний-палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной мощностью свыше 5000 м и вытянут в северо-восточном направлении от Паракар-Енгиджинского горстового поднятия до западных отрогов Гегамского нагорья.

Фундаментом прогиба, вероятно, служит эопалеозойский метаморфический комплекс, породы которого обнажаются в Цахкуняцком антиклинории, расположенном севернее прогиба, и вскрыты буровыми скважинами по его юго-западному борту—на Паракар-Енгиджинском горстовом поднятии.

Описываемый прогиб со всех сторон ограничивается разрывными нарушениями—Джрвежским с востока, Паракар-Енгиджинским с юга, Раздан-Араилер-Аштаракским с запада и Анкаван-Сюникским с северо-востока. Ряд субпараллельных разрывных нарушений проходит по внутренней его части, придавая ему вид рифта (Габриелян и др., 1968).

Характерной особенностью тектонического строения Ереванского прогиба является широкое развитие соляных структур, представленных куполами и брахиантиклиналями, отчетливо выраженными в современном рельефе (Ераблурская, Эларская, Арамусская, Аванская группы куполов, а также возвышенности Мурад сар, Птгни и т. д.). Между ними рас-

положены пониженные участки рельефа—компенсационные депрессии.

Все соляные структуры имеют северо-восточное простирание, в приосевых частях которых наблюдается уменьшение мощностей надсоленосных отложений (250—300 м), а в компенсационных депрессиях—увеличение ее до 1000—1500 м. Подобно типичным диапировым складкам, в приосевой части пласты каменной соли имеют вертикальное падение и постепенно выполаживаются на крыльях.

Прогиб Большого Севана представляет неогеновый синклиальный прогиб, наложенный на эоценовые отложения, и охватывает впадину Большого Севана и Мазринскую низменность. Как с юго-запада (Гегамское вулканическое нагорье), так и северо-востока (Севанский хребет), прогиб этот ограничен ступенчатыми сбросами и таким образом представляет собой типичный грабен. Выполнен он миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми морскими, пресноводно-озерными и вулканогенно-пролювиальными образованиями, которые обнажаются в районе Норадузского мыса. Они собраны в мелкие антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простирания, осложненные разрывными нарушениями. Наиболее крупные из антиклинальных складок расположены в нескольких километрах юго-восточнее с. Арцвакар и севернее нее, на берегу оз. Севан. В ядре первой складки обнажаются дрейссенсиевые глины, туфопесчаники и туфобрекчии нижней свиты сарикаинской серии миоплиоценового возраста, которые на крыльях складки несогласно перекрываются пемзово-песчаными отложениями и глинами верхнего плиоцена. Углы падения пластов северного крыла 25—30°, а южного—30—35°. Антиклинальная складка, расположенная северо-западнее первого, сложена гипсоносными глинами и известняками сарматского возраста.

Наряду с более древними региональными разломами, разграничивающими Севанский грабен-синклиналь с северо-востока и юго-запада, в Севанском прогибе развиты также очень молодые отчетливо выраженные в рельефе сбросовые нарушения, осложняющие пликвативные структуры.

Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие расположено в центральной части Араратской котловины и прослеживается в северо-западном направлении по линии сс. Енгиджа—Паракар—Агавнатун, отделив Ереванский прогиб от расположенного южнее Арташатского прогиба. Поднятие это впервые было выявлено гравиметрическими исследованиями (Паракар-Енгиджинский гравитационный максимум) и затем подтвердилось бурением. С северо-востока оно ограничено Ереванским глубинным разломом, а с юго-запада—Эчмиадзинским разломом.

Суммарная мощность палеогеновых, неогеновых и чет-

вертикальных отложений на горстовом поднятии составляет от 500 до 1000 м (причем из разреза выпадают отдельные горизонты отложений эоцена и миоцена), которые непосредственно залегают на эопалеозойском метаморфическом комплексе. В расположенном северо-восточнее Ереванском прогибе суммарная мощность отложений эоцена-миоцена составляет около 4000—4500 м и залегают на отложениях верхнего мела.

В северо-западном направлении происходит постепенное погружение описываемого горстового поднятия, вследствие чего соответственно увеличивается мощность кайнозойских отложений. Важно отметить, что мощность четвертичных озерных и озерно-речных отложений в пределах горста составляет 25—40 м, в то время как к северу и югу от него она равна 300—400 м. Этот факт указывает на интенсивное поднятие Паракар-Енгиджинского горстового поднятия в четвертичное время. Об этом свидетельствуют также профили рр. Раздан и Касах, которые в пределах горста протекают в antecedentных ущельях, а за его пределами, ближе к Араксу, меандрируют.

Арташатский прогиб расположен южнее Паракар-Енгиджинского горстового поднятия и прослеживается с юго-востока на северо-запад от Хор-Виравского выступа Варисийского субстрата до Октемберянского погребенного поднятия. Впадина такого порядка вырисовывается также на гравиметрической карте в виде относительного минимума.

Арташатский прогиб называют также Приараксинским соленосным бассейном, исходя из того, что здесь большое развитие имеет каменная соль, максимальная мощность которой в скважине № 2 (Масис) составляет 1300 метров.

Мхчанским поднятием этот прогиб делится на собственно Арташатскую и Ранчпарскую (Масисскую) впадины (Дж. А. Оганесян, 1970; И. Б. Осипова и К. Х. Арменакян, 1975).

Арташатский прогиб заполнен верхнеолигоцен-миоценовыми молассовыми, гипсо-соленосными и песчано-глинистыми отложениями среднего и верхнего миоцена, а также перекрывающими их озерно-речными и аллювиально-пролювиальными образованиями антропогена, суммарная мощность которых составляет около 3500 м.

Фундаментом этого прогиба служат песчано-глинистые флишoidные отложения даний-палеоцена. Таким образом, в отличие от Ереванского прогиба, в Арташатском прогибе из разреза кайнозойского комплекса выпадают породы эоцена и олигоцена. Кроме того, для Арташатского прогиба характерны резкие изменения фаций, которые выражены в постепенном замещении в восточном направлении мощной соленосной свиты песчано-глинистыми образованиями и полным выпадении из разреза в районе Арташата пластов соли и гипса.

Арташатский прогиб отличается еще и тем, что здесь отсутствуют имеющие большое развитие в Ереванском прогибе куполовидные диапировые складки.

Нижнеахурянский прогиб расположен в крайней северо-западной части Араратской котловины и отделяется от Арташатского прогиба на юго-востоке Октемберянским погребенным поднятием, а с юго-запада—Араксинским разломом. Заполнен он пестроцветными молассовыми образованиями верхнего олигоцена—нижнего миоцена, песчано-глинистыми и глинистыми отложениями среднего-верхнего миоцена (октемберянская свита) и несогласно перекрывающимися их лавовыми покровами верхнего плиоцена и антропогена, общей мощностью около 3000 метров. В отличие от Ереванского и Арташатского прогибов здесь отсутствуют озерные отложения четвертичного возраста, а соленосная свита миоцена замещена глинистыми и песчано-глинистыми отложениями.

Соленосные фации в Нижнеахурянском прогибе приурочены к более высоким стратиграфическим горизонтам (средний-верхний сармат) и наибольшей мощностью, известны в правобережье р. Аракс, слагая Кульпинское месторождение каменной соли.

Миоценовые отложения, заполняющие Нижнеахурянский прогиб, умеренно дислоцированы и собраны в ряд субпараллельно расположенных антиклинальных и синклинальных складок субширотного простиранья. Среди них следует указать Шаварутскую, Асарскую, Карабахскую, Октемберянскую и Кармрашенскую антиклинали. Из них первые три складки обнажаются на поверхности, а последние установлены буровыми работами. Они имеют в основном несимметричное строение с падением слагающих крылья пластов на север-северо-восток и юг-юго-запад под углом от 30 до 45°.

Южноарагацский прогиб занимает южное, опущенное по Арагац-Араилер разлому крыло массива г. Арагац и прослеживается в запад-северо-западном направлении длиной более 50 км и шириной около 20 км, охватывая бассейны рек Касах и Амберд. Сложен он пестроцветными молассовыми, гипсосоленосными, песчано-глинистыми и вулканогенно-обломочными образованиями и покровными лавами верхнеолигоцен-миоценового и плиоценового возраста, общей мощностью более 2500 м. В отличие от других прогибов Араратской котловины, по данным буровых работ, здесь развиты вулканогенно-обломочные породы ниже-среднеплиоценового возраста, мощностью более 600—700 м (вохчабердская свита).

Садаракский прогиб расположен к юго-востоку от выступа варисского основания у ст. Арарат, ограничивающего Арташатский прогиб с юго-востока. В строении чех-

ла этого прогиба участвуют красноцветные молассы верхнего олигоцена—нижнего миоцена и песчано-глинистые и карбонатные породы среднего-верхнего миоцена общей мощностью не более 1500 м.

Фундаментом прогиба служат интенсивно дислоцированные отложения среднего-верхнего палеозоя. По северо-восточному борту прогиба проходит крупный разлом типа крутого надвига, по которому породы палеозоя, слагающие Урцский антиклинорий, надвинуты на миоценовые отложения прогиба. Последние вдоль этого разлома собраны в сильно смятые, узкие и местами опрокинутые к югу складки северо-западного простирания. Выходы минеральных источников и широкое развитие травертинов в районе ст. Арарат приурочены к указанному разлому. Садаракский прогиб с юго-востока ограничивается поднятием «Волчьих ворот», сложенным палеозойскими отложениями.

Кроме описанных структур, в северо-западной части Араратской котловины, на основании геофизических и общегеологических данных выделяются Артенийский прогиб, Анийское и Маралижское поднятия, а также Спандарянское поднятие между Ереванским и Арагацским прогибами.

Все описанные и отмеченные положительные и отрицательные структуры ограничены разломами и, таким образом, представляют приподнятые и опущенные тектонические блоки. Они отчетливо вырисовываются на гравиметрической карте Араратской котловины в виде относительных максимумов и минимумов аномалии силы тяжести.

ГЛАВА VII

ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ

В геологическом строении территории Армении весьма важную роль играют разломы различного характера и направления. За последние два десятилетия в результате детальных геолого-съемочных и геофизических работ на этой территории установлено множество групп и систем разломов. По мере наращивания геолого-геофизических исследований геологические карты Армении покрываются густой сетью разрывных нарушений. Однако тектоника разломов на территории Армении изучена сравнительно слабо. На геологических картах разломы в большинстве случаев изображены 2—3 знаками, без дифференциации их по глубине про-

никновения, морфологии и роли в геологическом строении и истории развития. Морфология и природа многих разломов до сих пор выяснена недостаточно и вызывают много споров. Почти все разломы слабо изучены с точки зрения выявления горизонтальных сдвиговых движений по их сместителям. Вместе с тем, некоторые опубликованные геологические и тектонические карты Арм. ССР (масштаба 1:600.000 и 1:500.000) не дают полного представления о разломной тектонике территории республики. На этих картах, кроме вышеуказанных недостатков, показано крайне ограниченное количество разломов (в основном отдельные фрагменты крупных региональных разломов).

Настоящая работа ставит своей целью дать на основе новых геолого-геофизических материалов характеристику наиболее важных разломов и рассмотреть некоторые закономерности их пространственного размещения и взаимоотношения. На территории Армении установлены системы разломов как северо-западного (кавказского), так и северо-восточного (поперечного) и субмеридионального направлений (рис. 28 в приложении). Все эти разломы на карте разломов Армянской ССР, составленной авторами предлагаемой работы, подразделены на следующие группы. В отдельную группу объединены глубинные разломы, возникшие в альпийском тектоническом периоде, ограничивающие геотектонические зоны и блоки (границные, межблоковые швы), установленные комплексом геологических и геофизических данных. Глубинные разломы в свою очередь делятся на разломы, активно действующие в неотектоническом этапе и отчетливо выраженные в рельефе, менее четко выраженные в рельефе, законсервированные и зоны глубинных разломов.

Во вторую группу включены другие разломы, «ныне живущие», отраженные в рельефе. Указываются критерии установления отдельных разломов: геологические, геофизические, линейное расположение вулканических центров, термальных источников и эпицентров землетрясений. В этой группе выделены также погребенные, слабо выраженные в рельефе разломы, которые контролируют фации и мощности неоген-четвертичного орогенного комплекса отложений. Эти разломы установлены в основном по данным буровых скважин.

Все известные на территории Армении разломы по возможности подразделены на отдельные типы по глубине проникновения: гипоглубинные (мантийные) и коровые (мезоглубинные—до границы Конрада, эпиглубинные—внутрикоровые, смещающие верхние горизонты коры). И, наконец, на карте дано морфологическое и возрастное расчленение разломов.

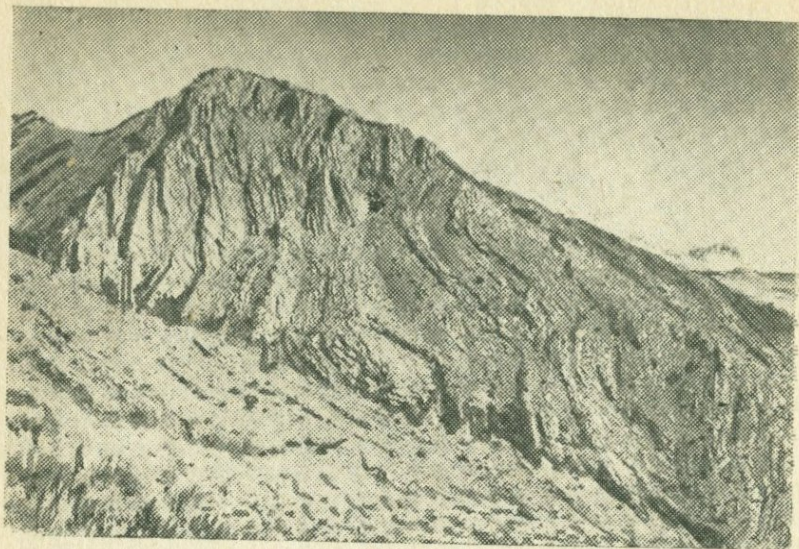


Рис. 27. Складчатость в палеозойских отложениях между сс. Кярки и Советашен по дороге Араздаян—Эльпин.

Разломы (зоны разломов) глубокого заложения (шовные зоны)

О наличии в Армении разломов глубокого заложения высказывались многие геологи (Л. Н. Леонтьев, В. Е. Ханин, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян и др.). Однако наиболее полное и последовательное изучение их осуществлялось А. А. Габриеляном, который еще в 1956 г. выделил и описал Севано-Базумский глубинный разлом (Габриелян, 1956). В многочисленных последующих работах упомянутого автора (Габриелян, 1959, 1964, 1966, 1970, 1974 и др.; Габриелян и др. 1968) глубинные разломы Армении рассмотрены как важнейшие структурные элементы земной коры, которые играли весьма важную роль в строении и истории геологического развития данной территории и на протяжении долгого времени контролировали накопление осадков и магматизм. Основная отличительная особенность этих разломов—консервативность и длительность их развития. Они служат границами геотектонических зон и вытянуты вдоль этих границ на расстояниях 200—350 км (в пределах Армянской ССР). Ширина их 10—12, иногда 15—20 км. Каждый из этих разломов состоит из нескольких (преимущественно парных) разломов, с круто наклонными сместителями и в совокупности составляющих зону разломов глубокого заложения.

На территории Армении выделяются три зоны глубин-

ных разломов, первая из которых протягивается вдоль Севано-Амасийского офиолитового пояса (Базумо-Севанский разлом), вторая—от Цахкуняцкого хребта до южного Сюника (Ширако-Зангезурский разлом, по А. Т. Асланяну, Анкавано-Сюникский, по А. А. Габриеляну) и третья—вдоль Араратской котловины (Ереванский глубинный разлом, по А. Т. Асланяну).

✓ Базумо-Севанская зона, разломов глубокого заложения является одной из крупных и сложных зон разрывных нарушений мегантиклинория Малого Кавказа. Она на поверхности проявляется системой разнохарактерных разрывных нарушений шириной до 10—12 км. Здесь отмечается сгущение поверхностных разрывов в сравнительно узкой полосе, которая прослеживается вдоль северо-восточного борта Севано-Ширакского синклинория, начиная от районного центра Амасия на северо-западе через Базумский хребет и северо-восточное побережье оз. Севан до р. Аракс на юго-востоке. Зона разломов на западе, за пределами СССР прослеживается через Ардаганское вулканическое плато в восточную часть Понтида и сочленяется с Северо-Анатолийским разломом (Северный офиолитовый пояс Анатолии).

Зона Базумо-Севанского глубинного разлома совпадает с Севанским офиолитовым поясом. Наличие зоны глубинного разлома вдоль офиолитового пояса доказывается структурными, седиментационными, магматическими и геофизическими признаками. Она намечается прежде всего линейным расположением многочисленных мелких, но вытянутых массивов гипербазитов с соответствующей металлогенией. Возраст гипербазитов окончательно не уточнен и этот вопрос продолжает дискутироваться в геологической литературе. Новые данные, полученные за последние годы, свидетельствуют скорее об их меловом возрасте. Зона разлома в целом характеризуется также развитием вдоль нее мощной зоны гидротермально измененных и перемятых пород, метаморфических сланцев, рассланцованных известняков, милонитов, меланжа, крупных дайкообразных гранитоидных интрузий и субвулканических тел липаритов и трахитацитов.

По данным ст. «Земля» (Гератовская И. В., 1975; Егоркина Г. В. и др., 1976—Севано-Акеринский глубинный разлом), разлом представлен системой разрывных нарушений СЗ-ЮВ направлений, проникает до поверхности Мохоровичича на глубину 40—50 км. Максимальная амплитуда смещения крыльев по поверхности кристаллического основания и по глубоким горизонтам раздела составляет 2—3 км. Длина разлома в пределах изучаемой территории 150 км.

В пределах описываемой области зона разлома выражена двумя крупными парными параллельными разломами, которые в ее западной части разграничивают Западноба-

зумский горст с севера и юга, в центральной части косо секут ряд складок, а в восточной части определяют границы развития офиолитовой ассоциации. В западной части Базумского хребта северный из указанных парных разломов прослеживается по линии г. Арчасар—сс. Куйбышево, Катнахпюр-Кечутский хребет и ограничивает Лорийскую котловину с юга, а южный проходит по линии Пушкинский перевал—рр. Желтая и Черная—с. Амасия. Эти разломы фиксируются следующими геологическими признаками. Вдоль обоих разломов узкой полосой вытянуты дайкообразные тела офиолитовых интрузий, а местами гранитоиды и экструзии трахидацитов.

Между указанными разломами (Западнобазумский горст) породы нижнего и верхнего мела, по сравнению с одновозрастными отложениями, развитыми вне пределов горста, дислоцированы более интенсивно, раздроблены, милонитизированы и местами метаморфизованы.

Вдоль этих разломов породы мела и эоцена гидротермально изменены, а в составе вулканогенного комплекса эоцена широко развиты кварцевые порфириды, с которыми, по-видимому, генетически связаны колчеданные оруденения (Чибухли и др.).

Верхнеплиоценовые долеритовые базальты, слагающие Лорийское плато и нижнюю часть разреза вулканогенного комплекса Кечутского хребта, залегают в общем почти горизонтально; вдоль северного разлома они дислоцированы и составляют отчетливо выраженный структурный вал, переходящий местами во флексуры и брахиантиклинали (у с. Катнахпюр, Лори-Совхоз), прорезанный antecedentными ущельями. К этим разломам приурочены многочисленные выходы минеральных источников (Габриелян и др., 1968). Южный из указанных разломов имеет надвиговый характер (падение на север под углом $40-50^\circ$), по которому ниже и верхнемеловые отложения надвинуты на эоценовые вулканогенно-осадочные образования. Северный разлом взбросового характера. Падение плоскости разлома на юго-запад под углом $70-80^\circ$, амплитуда смещения составляет до $2000-2500$ м.

Описанные парные разломы в юго-восточном направлении прослеживаются по Халабскому хребту и бассейну р. Блдан, где к ним приурочены крупные дайкообразно вытянутые массивы гранитоидов (Базумская интрузия), щелочных пород (Бундукская интрузия), Анкадзорское медное месторождение. Здесь разлом имеет надвиговый характер с падением плоскости на юго-запад. Далее к юго-востоку главный шов разлома протягивается по долине р. Гетик и смыкается с полосой выхода офиолитов бассейна оз. Севан. На этом участке в эоценовых и верхнемеловых образованиях также развиты разрывные нарушения (взбросы, крутые

надвиги), представляющие поверхностное выражение разлома глубокого залегания.

Зона Базумо-Севанского разлома на гравиметрической карте отражается в виде отчетливо выраженной гравитационной ступени—густое расположение изолиний силы тяжести (Габриелян А. А., Татевосян Л. К., 1966).

Зона Анкавано-Сюникского глубинного разлома протягивается почти параллельно первому по линии, соединяющей два рудоносных района Армении—Анкаванский и Южнозангезурский. Она характеризуется очень длительным (с верхнего палеозоя) развитием.

В Зангезуре глубинное и длительное развитие этого разлома доказывается геологическими и геофизическими данными. Он служит структурной границей двух различно-построенных тектонических блоков—Кафанского и Зангезурского, резко отличающихся по геологическому строению и истории геотектонического развития. Первый из них сложен средне-верхнеюрскими и ниже-верхнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, прорванными гранитоидными интрузиями нижнемелового возраста, при полном отсутствии отложений палеогена и миоцена. В строении Зангезурского антиклинория участвуют кварциты, метаморфизованные известняки и рассланцованные породы верхнего девона и перми, вулканогенно-осадочные образования нижнего и верхнего мела и среднего эоцена.

Резкое отличие в истории геологического развития указанных двух структур намечается с девона, по которому и датируется нижний возрастной предел описываемого разлома. Глубинный характер этого разлома доказывается также мощным развитием магматизма и эндогенной минерализации. Вдоль этого разлома расположен крупнейший в Закавказье Мегринский плутон и связанные с ним медно-молибденовые месторождения.

На поверхности рассматриваемая зона разломов выражена тремя параллельными разломами—Хуступ-Гиратахским, Таштунским (Дебаклинским) и Гехинским, контролирующими медно-молибденовую, полиметаллическую и железорудную минерализацию. Все три разлома образуют зону глубинного разлома, шириной 15—20 км. Первые два представляют сбросовое нарушение, а третье—надвиговое.

По аэромагнитным данным (Акопян Ц. Г. и др., 1973), зона больших градиентов совпадает здесь с Хуступ-Гиратахским и Дебаклинским глубинными разломами. Указанные выше разломы отражаются также на карте гравиметрических аномалий, составленной Ш. С. Оганисяном, представленной в виде резко выраженной гравитационной ступени.

По данным ст. «Земля» разлом прослеживается до поверхности Мохоровичича, проникая на глубину порядка 40 км. Сместители разлома почти вертикальны, амплитуда сме-

щения крыльев разлома, отмечаемая по поверхности фундамента, а также по глубоким горизонтам 2—3 км. Направление разлома общекавказское: СЗ-ЮВ, длина прослеженной части разлома 100 км и соответствует юго-восточной части Анкавано-Сюникского разлома (Гератовская И. В., 1975; Егоркина Г. В. и др., 1976).

Хуступ-Гиратахский разлом прослежен нами от с. Татев на северо-западе до р. Аракс на юго-востоке, протяженностью более 80 км. Зона разлома отчетливо фиксируется по долинам рр. Шишкерт, Арпалых, Гиратах и Воротан. В северо-западном направлении уходит она под молодые лавы.

В геологическом отношении Хуступ-Гиратахский разлом является границей двух различно-построенных геотектонических зон—Сомхето-Кафанской на северо-востоке и Центрально-Армянской на юго-западе. Слагающие зону сочленения породы сложены в крутые, сильно сжатые складки, сильно перемяты, рассланцеваны, раскливажированы и милонитизированы. Вдоль разлома расположены многочисленные термо-минеральные источники, а также эпицентры землетрясений. В речных долинах, севернее с. Шишкерт, у селений Гиратах и Сваранц наблюдаются современные оползни.

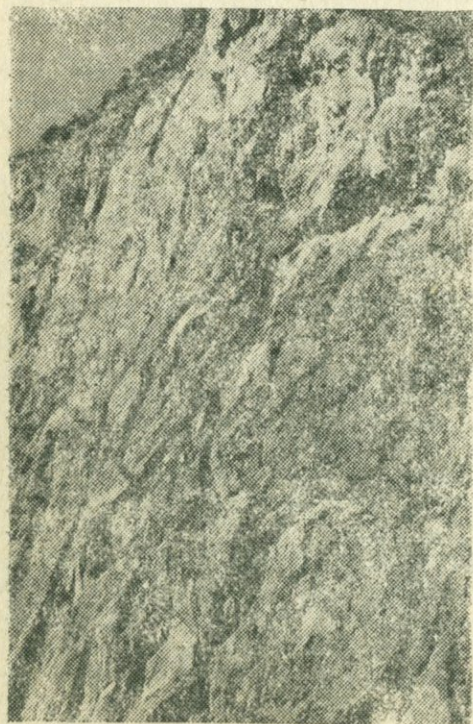
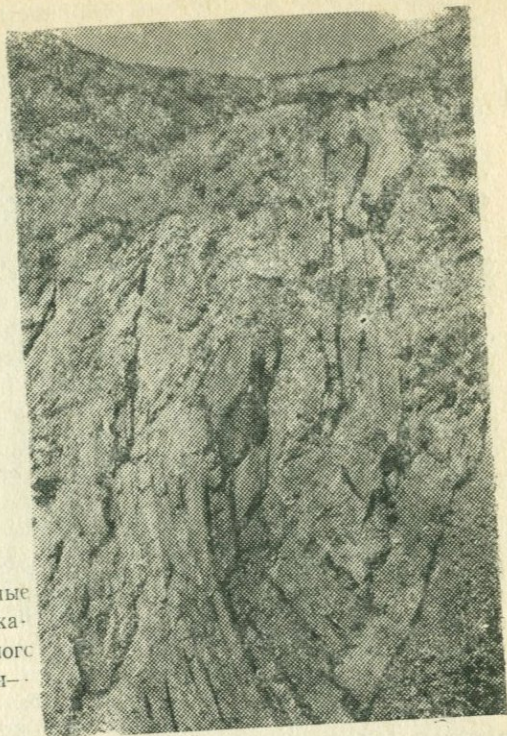


Рис. 29. Динамометаморфизованные породы палеозоя в зоне Анкаван-Сюникского глубинного разлома (по дороге Кафан—Каджаран).



30. Динамометаморфизованные породы палеозоя в зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома (по дороге Кафан—Каджаран).

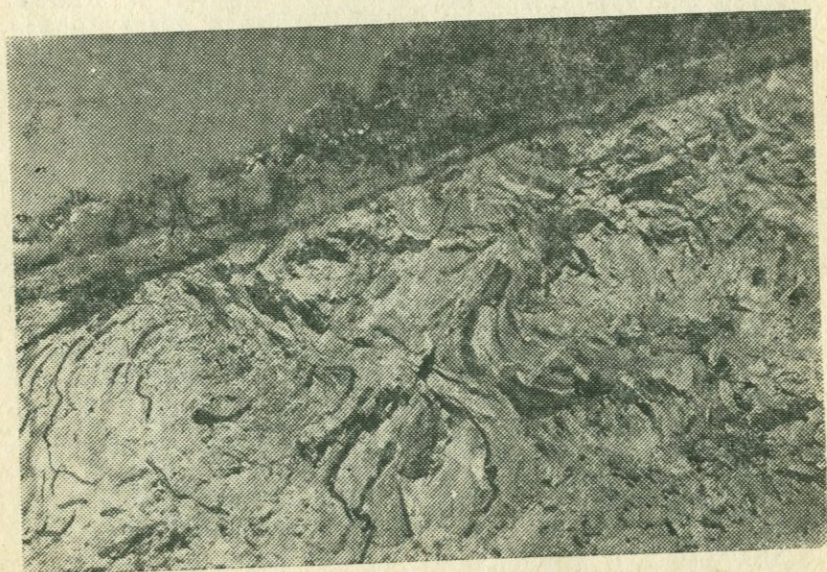


Рис. 31. Динамометаморфизованные породы палеозоя в зоне Анкавано—Сюникского глубинного разлома (по дороге Кафан—Каджаран).

Разлом имеет взбросовый характер с опущенным западным и приподнятым восточным крыльями. Амплитуда смещения более 1 км. Падение плоскости сбрасывателя на запад-юго-запад под углом $70-80^\circ$. На северо-западе возможно с ним связан крупный вулкан «Ишхансар».

Таштунский (Дебаклинский) разлом проходит в субмеридиональном направлении по линии пос. Агарак—с. Личк—Дебаклинский перевал—Каджаран—Дастакерт—Воротанский перевал. С ним связаны Агаракское, Джиндаринское, Каджаранское, Дастакертское и др. медно-молибденовые месторождения, а также Нор-Аревикское месторождения золота. Разлом сбросового типа с опущенным северо-восточным и приподнятым юго-западным крылом. В соответствии с этим рельеф вдоль разлома имеет ступенчатый характер, а в районе пос. Агарак этот сброс эффективно выражен в современном рельефе в виде вертикального обрыва высотой 400—500 м. В районе Каджаранского медно-молибденового месторождения он проходит по контакту между монцонитами и порфиризовидными гранодиоритами, сопровождаясь рассланцеванностью пород, их перемятостью и раздроблением до состояния милонитов. С ним также связаны многочисленные минеральные источники. Разлом пересекает Мегринский плутон и падает на северо-восток под углом $55-65^\circ$.

В нижнем-среднем плиоцене вдоль этого разлома, на его висячем боку формировались наклоненные к разлому озерные бассейны (приразломные депрессии), в которых происходило накопление углесланцевосных и других моласовых отложений.

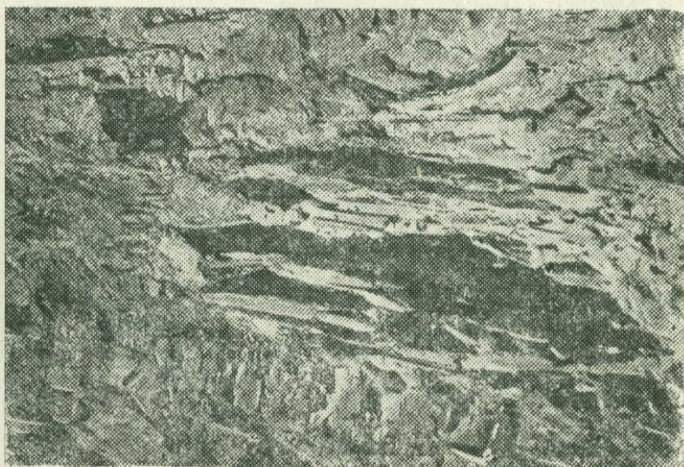


Рис. 32. Динамометаморфизованные породы палеозоя в зоне Анкавачо-Сюникского глубинного разлома (по дороге Кафан—Каджаран).

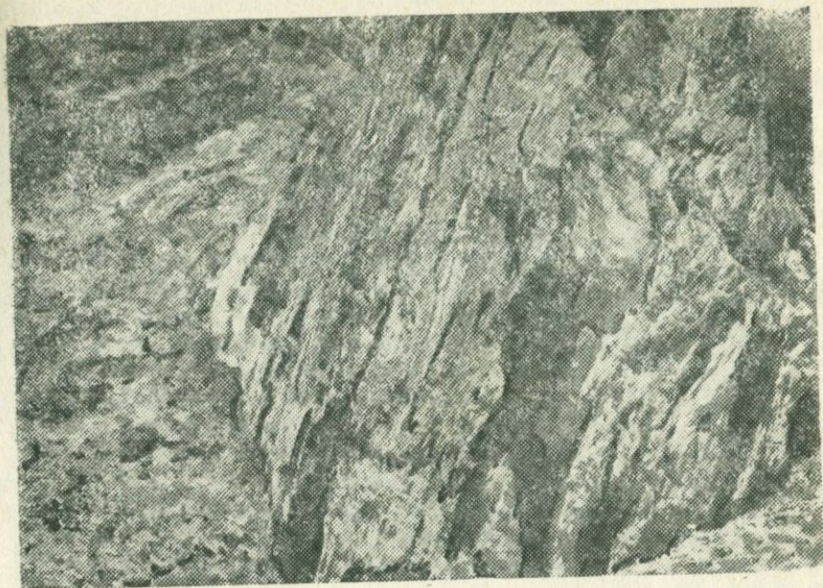


Рис. 33. Динамометаморфизованные породы нижнего мела в зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома у с. Верх. Гиратах

Гехинский разлом является одним из региональных разломов Южного Зангезура, прослеживается между двумя вышеописанными разломами. Проходит он западнее с. Шишкерт, далее пересекает дорогу Кафан-Каджаран, западнее с. Мусалям и Пирамзарский хребет у одноименной вершины доходит до р. Гехи. Имеет он взбросо-надвиговый характер. По нему в районе с. Шишкерт верхнедевонские известняки надвинуты на аптские конгломераты и песчаники, а на дороге Кафан—Каджаран— на пермские известняки. Далее к северу от с. Гехи этот разлом фиксируется зоной даечных пород и мелких субинтрузивных пород, а в районе пос. Сиснан—зоной сильно измененных пород.

Описываемый глубинный разлом в северо-западной части Арм. ССР прослеживается по долине р. Мармарик. В верховьях реки разлом принимает широтное направление и к западу, скрываясь под плиоцен-четвертичными лавовыми потоками и озерно-речными отложениями, прослеживается по южному краю Севано-Ширакского синклинория и Лениканской впадины. К юго-западу разлом обнажается в районе Разданского железорудного месторождения, а затем также скрывается под плиоцен-четвертичными лавовыми потоками Гегамского хребта. Вдоль ущелья р. Мармарик разлом служит границей двух различно построенных тектонических

структур—Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория и контролирует альпийский интрузивный и эффузивный магматизм, эндогенную минерализацию, выходы минеральных источников и эпицентров землетрясений.

Рассматриваемый тектонический шов на участке гор. Раздан—долина р. Мармарик—сел. Айдарли представлен зоной разрывных нарушений, приуроченной к контакту метаморфических пород верхнего протерозоя и вулканогенно-осадочных пород эоцена. Полость зоны на значительных участках выполнена линейно вытянутыми гранитоидными интрузиями. По данным А. Р. Арутюняна (1965), в районе Разданского железорудного месторождения в зоне разлома отмечаются два хорошо выраженных разрыва. Первый из них ограничивает рудовмещающие породы от более древних порфириров и метаморфических сланцев. Падение нарушений юго-западное под углом 70° , юго-западное крыло взброшено с амплитудой более 300 м. Юго-западнее этого разлома и параллельно ему проходит другой разлом с крутым северо-восточным падением плоскости разрыва. Далее в верховьях р. Мармарик главный шов разлома выражен Анкаванским разрывным нарушением близширотного простирания. Характер разрыва надвиговой, плоскость его падает на север под углом $50-70^\circ$. В зоне разрыва развиты раздробленные породы, глина трения и милониты. Она контролирует медно-молибденовое, золотовисмутное и железорудное оруденение Анкаванского района.

Зона Ереванского глубинного разлома описана впервые А. Т. Асланяном (1955), а в дальнейшем более подробно описана в работах А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959), С. К. Арзуманяна (1962), Г. П. Симоняна (1969). Зона разлома протягивается южнее Еревана, пересекает Араратскую котловину в субширотном направлении от устья р. Дигор через сс. Агавнатур—Паракар—Тазагюх—пос. Веди, ограничивая Среднеараксинскую межгорную впадину с северо-востока. В центральной части котловины она выражена парными разломами, ограничивающими Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие. В Приереванском районе, расположенном северо-восточнее описываемого разлома, в геологическом разрезе участвуют отложения верхнего мела (1000 м), эоцена (2500 м), олигоцена (1000 м), верхнего олигоцена—нижнего миоцена (600 м), среднего-верхнего миоцена (900 м), плиоцен-постплиоцена (600 м), суммарной мощностью 6500 м. По линии Звартноц—Паракар—Енгиджа—Тазагюх, т. е. на горстовом поднятии геологический разрез представлен эоценом (200 м), олигоценом (100 м), верхним олигоценом—нижним миоценом (500 м), средним миоценом (100 м) и плиоцен-постплиоценом (200 м), суммарной мощностью более 1000 м. Залегают они

непосредственно на кристаллических сланцах эопалеозоя, а из разреза выпадают верхнемеловые и средне-верхнемиоценовые отложения.

Такое резкое уменьшение мощности упомянутых выше отложений, выпадение из разреза отдельных горизонтов и высокое положение эопалеозойских кристаллических сланцев свидетельствуют о наличии здесь разлома глубокого заложения.

На востоке эта зона разлома прослеживается по южному подножью Урцского и Айоцзорского хребтов и очерчивает северную границу распространения миоценовых молассовых и соленосных свит Среднеараксинской депрессии. На линии разлома расположены многочисленные минеральные источники района сел. Двин, Кахцрашен, Нор-Уги, поселка Веди и Арарат и обширные поля травертинов.

В западном направлении рассматриваемый разлом, по всей вероятности, прослеживается по южному склону г. Арагац, о чем косвенно свидетельствуют расположенные по этой линии вулканические аппараты, эпицентры ряда землетрясений и флексуриобразное погружение верхнеплиоценовых лав г. Арагац под плиоцен-плейстоценовые отложения Араратской котловины. Разлом этот сбросового типа.

По данным ст. «Земля», разлом представлен системой разрывных нарушений СЗ-ЮВ и ЮЗ-СВ направлений, прослеживается до поверхности Мохоровичича и проникает на глубину 40—45 км. Сложная система нарушений создает резкую неоднородность глубинного строения, благодаря чему фундамент разбит на целый ряд блоков: Тазагюхский и Урцкий выступы, разделяющая их впадина и т. д.

Сместители разлома почти вертикальны; амплитуда смещения крыльев разлома, наблюдаемая по поверхности фундамента, представляет 2—3 км, по глубоким горизонтам 2—4 км. Длина разлома, которую удалось авторам проследить в пределах изучаемой территории, порядка 150 км, ширина—10—15 км (Гератовская И. В., 1975; Егоркина Г. В. и др., 1976).

Помимо вышеописанных шовных зон—разломов глубокого заложения на территории Армянской ССР геологическими, геофизическими, морфоструктурными и др. исследованиями установлены многочисленные разнохарактерные разрывные нарушения более низких порядков. Ниже приводится описание наиболее крупных из них. Следует отметить, что в данной главе охарактеризованы в основном продольные разломы общекавказского простирания. Описание крупных (антикавказских) разломов приведено ниже в другой главе работы.

а) **Сомхето-Кафанская группа.** Северомургузский разлом прослеживается в общекавказском направлении по северному склону Мургузского хребта, через верховья рр. Ахум, Тавуш, Хидзорут и Ахинджачай. По данным Г. П. Чубаряна, разлом имеет сбросовый характер, плоскость сбрасывателя падает на юго-запад под углом 70° . Наибольшая амплитуда смещения (1200 м) наблюдается в районе сел. Геяли, где вулканогенные породы нижнего байоса опущены до уровня песчано-глинистых сланцев лейаса. В северо-западном направлении амплитуда сброса резко уменьшается и в верховьях р. Тавуш составляет 500 м. Разлом хорошо фиксируется зоной развития интенсивного гидротермального изменения и минерализации пород. К этой зоне приурочено большинство проявлений полиметаллических и медноколчеданных руд Шамшадинского района. Возраст разлома позднесреднеюрский, что доказывается тем, что он в позднеблатских плагиогранитах не прослеживается.

Южномургузский взбросо-надвиг. На южном склоне Мургузского хребта расположены два ступенчатых надвига. По данным Г. П. Чубаряна, северный из них прослеживается по правому борту ущелья среднего и верхнего течения р. Гетик. По нему вулканогенные образования нижнего байоса Шамшадинского антиклинория надвинуты на известняки верхнего сенона и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена. Надвиг имеет северо-западное простирание. Плоскость сбрасывателя падает на север-северо-восток под углом $60-70^\circ$. Несколько южнее от него и параллельно ему по ущелью р. Гетик проходит другой взбросо-надвиг с падением плоскости сместителя также на север-северо-восток под углом 70° . По этому надвику образования среднего эоцена надвинуты на верхнеэоценовые. Вдоль разлома отложения среднего эоцена интенсивно гидротермально изменены. К разломам приурочены минеральные источники.

В северо-западном направлении в районе сел. Чайкенд этот разлом, сочленяясь с северным разломом, пересекает р. Гетик и прослеживается через с. Полад и Гош до района гор. Дилижана. На этом участке по левобережью р. Гетик, вдоль разлома отмечается интенсивное развитие крупных многоярусных оползней. К разлому приурочен также минеральный источник. У гор. Дилижана по разлому вулканогенно-обломочные отложения верхнего эоцена надвинуты на песчано-глинистые породы олигоцена. Здесь разлом приобретает сбросовый характер. Заложение разломов имело место в позднем эоцене, но впоследствии он подвергся неоднократному омолаживанию, вплоть до четвертичного периода.

Дебедский и Болорконд-Кечальдагский сбросы расположены в южном и юго-западном частях Алавердского антиклинория. Оба разлома имеют дугообразную форму, выпуклой стороной обращенную к югу. Они прослеживаются параллельно дугообразным складчатым структурам антиклинория. Дебедский сброс прослеживается параллельно оси одноименной брахиантиклинали, в Болорконд-Кечальдагский параллельно оси Кечальдагской антиклинали. К этим разломам приурочены колчеданные рудопроявления.

Дебедашен-Кохбский разлом проходит по границе Алавердского антиклинория и Папакарского синклинория. Граница эта четко отбивается по контакту верхнеюрских и верхнемеловых отложений. По данным Г. А. Туманяна (1975), разлом прослеживается от верхнего течения р. Воскепар на северо-запад по северо-восточному контакту Кохб-Шнохской интрузии до пос. Айрум и после погружения под аллювиальные отложения р. Дебед вновь обнажается в районе сел: Дебедашен. Вдоль разлома развита мощная зона раздробленных, перемятых и гидротермально измененных пород. Простираение разлома северо-западное, однако в плане он имеет слабо выраженную дугообразную форму соответственно морфологии пликативных структур данного участка. Выпуклой стороной разлом обращен к юго-западу. Он имеет сбросо-сдвиговый характер. Плоскость сбрасывателя падает на восток-северо-восток под углом $60-80^\circ$.

По Дебедашен-Кохбскому разлому отмечается также горизонтальное смещение пород. Разлом проходит почти вкрест простираения поперечных пликативных структур Алавердского антиклинория и Папакарского синклинория. В пределах названного синклинория осевые линии пликативных структур и разграничивающие их разломы смещены в северо-западном направлении по отношению к соответствующим структурам Алавердского антиклинория.

По данным Г. А. Туманяна (1975), система разрывных нарушений общекавказского простираения с многочисленными мелкими оперяющими разломами северо-восточного (поперечного) направления прослеживается от бассейнов верхних течений рр. Улханлы, Бараны, Кохб до бассейна нижнего течения р. Бануш, в $25-27$ км юго-западнее вышеописанного Дебедашен-Кохбского разлома и почти параллельно ему. Отдельные разломы внутри системы, как правило, падают на северо-восток под углами $50-60^\circ$, реже $70-80^\circ$. Рассматриваемая система разломов сопровождается мощной (до 10 км) зоной сильно раздробленных пород. В целом эта зона имеет сложное мозаично-мелкоблочное строение. Она играла важную роль при формировании крупного Кохб-Шнохского и ряда более мелких гранитоидных интрузий.

Санайн-Привольненский разлом расположен на стыке Алавердского антиклинория и Севано-Ширакского

синклинория. Он сыграл важную роль в распределении фаций и мощностей юрских и эоценовых отложений. В рельефе выражен зоной, шириной до 2 км, ограниченной с обеих сторон крутопадающими сбросами. У ст. Санаин, после пересечения Дебедским поперечным разломом, отмеченные морфоструктурные признаки отсутствуют. Разлом прослеживается с юго-востока на северо-запад по правому борту ущелья р. Марцигет, северо-восточному склону массива г. Леджан до Локского поднятия на расстоянии 50—55 км.

Главный шов зоны разлома падает на юго-запад под углом 70—80°. Амплитуда вертикального смещения составляет от нескольких сотен метров до 1200—1300 м. Максимальная амплитуда смещения отмечается в северо-западной части разлома. В юго-восточном направлении она постепенно уменьшается и в верховьях р. Марцигет разлом постепенно затухает. Зона разлома характеризуется широким развитием вулканогенных образований, но отсутствием интрузивного магматизма. Она на поверхности сопровождается широкой полосой мелких разломов, измененных пород и хаотическим залеганием эоценовых и юрских вулканогенных толщ. Заложение разлома намечается в нижнеюрское время. Интенсивные подвижки по разлому, сопровождающиеся вулканической деятельностью, имели место также в среднем эоцене.

Кавартский разлом находится в центральной части Кафанского антиклинория, проходит в северо-западном направлении в районе Кафанского месторождения по р. Каварт и переходит в бассейн р. Халадж. Разлом взбросо-надвигового типа и падает на северо-восток под углом 50—80°. Породы всячего крыла разлома приподняты и нижняя вулканогенная свита по ним приведена в контакт с плагиоклазовыми порфиритами верхнего байоса и туфоконгломератами лузитана-кимериджа (западнее с. Каварт). Амплитуда смещения по вертикали составляет 200 м (Акопян В. Т., 1962).

Воротанский разлом протягивается в северо-западном направлении по р. Воротан. Разлом сбросового характера с опущенным висечим и приподнятым лежащим крылом. Падает он на северо-восток под углом 65—70° и служит границей Зангезурского блок-антиклинального поднятия и Воротанской впадины.

Вулканогенно-обломочные и песчано-глинистые образования сисианской и горисской свит верхнего плиоцена, развитые в висячем боку разлома, местами по нему приведены в контакт с вулканогенно-осадочными породами палеогена. Нам представляется, что юго-восточной ветвью Воротанского разлома является Кавартский разлом, прослеживающийся по р. Каварт в Кафанский антиклинорий.

По р. Воротан до крепости Татев этот разлом выделяется как по геологическим, так и геоморфологическим дан-

ным. По ним Кафанский блок-антиклинорий приподнят на несколько сот метров. Падение разлома на север—северо-восток. Воздымание Кафанского блока, начатое с верхнего мела, интенсивно продолжается и в постплиоценовое время. На висячем боку разлома большое распространение имеют вулканогенно-обломочные образования горисской свиты, которые отсутствуют полностью на лежащем боку. На лежащем боку, наоборот, развиты отложения верхней юры и мела, которые местами по разлому приведены в контакт с породами горисской свиты. Кроме того, останцы озерных отложений сисианской свиты, развитые на лежащем боку разлома (на Кафанском перевале) находятся гипсометрически на несколько сот метров выше таковых, находящихся на висячем боку.

Горисский разлом проходит по р. Гори до гор. Горис, а далее в северо-западном направлении прослеживается по ущелью Туджур. Разлом сбросового типа, с падением плоскости сместителя на северо-восток. На его лежащем боку в ущелье Туджур и у селений Караундж и Хнацах по разлому выступают на поверхность верхнемеловые известняки, которые перекрываются вулканогенно-обломочными отложениями горисской свиты. С этим разломом связаны минеральные источники севернее гор. Горис, а также гидротермально измененные породы южнее него.

Кроме описанных разломов, в юго-восточной Армении, по р. Вохчи проходит в субширотном (т. е. поперечном в отношении к крупным тектоническим структурам) направлении разлом взбросо-сдвигового типа, который сочленяется под углом с глубинными субмеридиональными разломами, расчленяя крупные блоки меридионального направления на более мелкие.

По р. Вохчи этот разлом хорошо фиксируется в районе крепости Давид-бек, где по реке наблюдается горизонтальное перемещение Хуступ-Чиманского хребта более чем на 300 м. Далее, по всей вероятности, он прослеживается вдоль р. Гехи и с ним связано внедрение дайкообразной Ахсакальской интрузии и интенсивное гидротермальное изменение пород по дороге пос. Зейва—с. Гехи. По этому разлому северный блок относительно южного немного приподнят.

В центральной части Гярдской интрузии (в районе с. Гярд), на месте сочленения этого разлома с Дебаклинским глубинным разломом приурочен эпицентр восьмибалльного зангезурского землетрясения 1968 г.

По всей вероятности, такие же субширотные разломы проходят и по р. Аракс и через пос. Сисиан.

Первый хорошо выражен восточнее границы республики у районного центра Минджеван, где песчано-галечные отложения апшеронского и акчагыльского возраста по разлому, проходившему вдоль реки Аракс, приведены в контакт с па-

леогеновыми отложениями Иранского Карадага. Амплитуда вертикального перемещения здесь более 2 км.

Сисианский поперечный разлом является северной границей распространения Дастакертской группы интрузий, а также границей распространения среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород. На южной периферии пос. Сисиан в зоне разлома отложения сисианской свиты интенсивно изменены и сильно развиты оползни. На его северо-восточном продолжении, на месте сочленения с Хуступ-Гиратахским глубинным разломом приурочено вулкан Мец-Ишхансар. Это крупный разлом сбросо-сдвигового типа, с приподнятым юго-восточным крылом, по которому Зангезурский блок испытывал значительное горизонтальное перемещение на юго-запад.

б) **Базумо-Зангезурская зона.** Памбак-Дзкнагетский разлом—один из наиболее протяженных разрывных нарушений Севано-Ширакского синклинория; простирается в субширотном направлении вдоль южного подножия Ширакского хребта, верховьев рр. Памбак и Агстев, в долину р. Дзкнагет и северное побережье оз. Севан. Он имеет характер межблоковой разломной зоны, по которой смещаются разломы как северо-западного простирания, так и субмеридионального северо-восточного. Зону разлома трассируют также молодые наложенные впадины рр. Агстев и Памбак. Ширина зоны достигает 2—3 км, амплитуда рельефообразующих сбросов вдоль нее—до 600 м.

Разлом имеет глубинный характер и на поверхности фиксируется смещением слоев верхнего мела и эоцена, а также широким развитием гидротермально измененных перемятых пород и минеральных источников. К разлому приурочены также многочисленные рудопроявления (Тандзут, Фролова балка и др.), экструзии и дайки кислого и среднего состава. Характер разлома взбросовый, падение на запад—юго-запад под углом 60—80°. В верховьях р. Агстев и в долине р. Дзкнагет разлом проходит почти по шарниру Джнагет-Фиолетовской антиклинали, разбивая складку примерно в продольном направлении.

Разлом очень четко выражен по южному склону Ширакского хребта. Здесь он имеет взбросо-надвиговый характер с падением на север под углом 50°, что хорошо фиксируется севернее сел. Мец Сариар, где ясно видно надвигание с севера на юг верхнесенонских известняков на среднеэоценовые туфогенные отложения. Кроме того он сопровождается полосой разрушенных, брекчированных, местами гидротермально измененных пород. У сел. Лусахпюр и Красар в зоне разлома наблюдается сильная раздробленность и хаотическое залегание пород. Местами слои верхнего мела опрокинуты и надвинуты на породы среднего эоцена (с. Кармаркар и др.). Амплитуда разлома относительно небольшая. Она

составляет от первых сотен метров до 500—600 м, местами сходя на нет на значительных участках.

На многих участках от основного разлома под острым углом ответвляются оперяющие поперечные разрывы и трещины. В большинстве случаев они соответствуют притокам рр. Памбак и Агстев. К таким участкам приурочены медно-колчеданные и полиметаллические оруденения (Тандзут, Фролова балка, Головино, Маймех и др.). На геологических картах нанесены только отдельные фрагменты этого крупного единого разлома.

Сарыкаинский разлом прослеживается в северо-западном направлении от верховьев р. Мармарик через Дебаклинский перевал в ущелье р. Бойдак и далее к г. Спитак, где сочленяется с Памбак-Дзкнагетским разломом. На юго-востоке описываемый разлом сливается с Анкаванской разломной зоной глубокого заложения. Дебаклинский разлом детально изучен А. Р. Арутюняном (1968). В районе Дебаклинского перевала между оперяющими этот разрыв трещинами и основным швом зажаты клинья метаморфических сланцев верхнего протерозоя и известняков верхнего мела. В ущелье р. Бойдак он служит тектонической границей верхнепротерозойских метаморфических сланцев и вулканогенных пород среднего эоцена, а на южном склоне Памбакского хребта по ним вступают в тектонический контакт известняки верхнего мела и вулканогенные породы среднего эоцена. В зону разлома внедрены древние плагиограниты, верхнеэоценовые гранитоиды и многочисленные субвулканические и даечные тела. Вдоль разлома развиты брекчированные и гидротермальные зоны, а местами крупные многоярусные оползни. Падение разлома близко к вертикальному, амплитуда смещения достигает 800 м.

в) **Приараксинская зона.** Как крупные, так и мелкие пликвативные структуры Айоцдзора осложнены разрывными нарушениями, большинство из которых имеет общекавказское простирание, приурочены к крыльям этих структур и представлены надвигами и сбросами. Амплитуда смещения отдельных нарушений разная.

Из дизъюнктивных нарушений наиболее крупным является крутой надвиг, который протягивается в северо-западном направлении по линии сс. Арени—Чива—Гортун. В результате надвигания масс по разлому с юго-запада на северо-восток известняки карбона надвинуты на отложения эоцена.

В районе с. Эльпин, в зоне этого разлома, благодаря синклиналичному перегибу слоев известняки карбона погружаются и на поверхность выходят известняки верхнего мела, круто надвинутые на песчано-глинистую свиту среднего эоцена. Далее к северо-западу от с. Ардараси, вследствие нового антиклинального воздымания, вновь обнажаются из-

известняки карбона, круто обрывающиеся на песчано-глинистую свиту среднего эоцена. Севернее с. Арадараси линия надвига скрывается под вулканогенными образованиями плиоценового возраста. Амплитуда горизонтального перемещения пород по разлому около 500 м, а вертикального—свыше 1000 м. Возраст этого крутого надвига определяется как постэоценовый—доплиоценовый.

В других частях Айюцдзора обнаружено несколько разрывных нарушений как общекавказского, так и субширотного направлений.

Первое из них установлено по р. Селим, у с. Ахкенд, где верхнемеловые породы, имеющие угол падения $15-20^\circ$, в зоне разлома становятся крутопадающими ($70-80^\circ$). Разлом имеет северо-западное простираение, с падением плоскости скольжения на юго-запад, причем юго-западное крыло опущено относительно северо-восточного крыла.

Другой разлом установлен нами по р. Грав между селениями Эртич и Енгиджа. Разлом имеет субмеридиональное простираение. О наличии разлома свидетельствуют следующие факты. В ущелье р. Грав выходит восходящий минеральный источник, с дебитом 10 литров в минуту, в результате чего образовался мощный травертиновый щит. Кроме того, левобережье р. Грав гипсометрически на несколько десятков метров расположено выше относительного правобережья. Вследствие поднятия западного борта разлома, среднеэоценовые известняки растрескиваются и крупными глыбами сваливаются в ущелье.

Третий разлом (флексура) установлен по р. Книшик, где сравнительно пологопадающие ($30-35^\circ$) пермские битуминозные известняки в зоне разлома становятся крутопадающими ($70-80^\circ$). Разлом простирается в северо-восточном направлении $30-40^\circ$.

Пликативные структуры Араратской котловины рассечены многочисленными сбросовыми и взбросо-надвиговыми нарушениями общекавказского и субмеридионального (поперечного) направлений, придающими фундаменту котловины мозаично-блоковое строение. К крупным разрывам, ограничивающим геологические структуры, относятся: Ереванский глубинный разлом, Араксинский, Амбердский, Казахский, Разданский, Джрвежский, Азатский и другие разломы.

Араксинский разлом проходит вдоль р. Аракс и отделяет структуры левобережья р. Аракс от правобережных. В результате сброса, правобережная часть р. Аракс опустилась на несколько сот метров. Смещение это отмечается у села Хербеклу, где отложения жирных сланцеватых глин нижнесарматского возраста по разлому приходят в контакт с отложениями верхней пестроцветной толщи среднесарматского возраста, мощность которых в пробуренных на Октемберянской площади скважинах составляет 700—800 м.

По-видимому, с этим разломом связан также клиновидный выход эоценовых пород напротив села Хербеклу у р. Аракс, где они приходят в соприкосновение с породами песчано-глинистой толщи среднего сармата. Кроме того, по данным Г. Абиха (1889), вдоль этого разлома в северо-западном направлении наблюдается резкая разница в углах падения пород песчано-глинистой толщи— 10° на приподнятом и 45° на опущенном крыльях, что свидетельствует о продолжении этого нарушения сбросово-флексурного характера на северо-запад.

Если учесть также, что Араксинский разлом находится на восточном продолжении сбросовой зоны по линии Эрзинджан—Эрзерум—Гасанкала—Кагызман—устье р. Ахурян, выделяемой в восточной Анатолии, С. В. Тромпом (1947), то описываемый сброс может рассматриваться как региональное нарушение.

В восточном направлении Араксинский разлом фиксируется у с. Арташат. В пробуренных двух скважинах разница мощности четвертичных отложений составляет более 280 м и из разреза выпадает песчано-глинистая свита среднего и верхнего миоцена мощностью более 1000 м. Таким образом, здесь проходит крупный разлом сбросового типа с амплитудой более 1000 м.

К юго-востоку описанный разлом сочленяется Веди-Кадирлинским надвигом, прослеживающимся в близширотном направлении по линии сс. Двин—Веди—Цыман—Кадирлу. Разлом фиксируется надвигованием верхнемеловых и палеозойских пород на отложения олигоцена и развитием вдоль него зон измененных пород (травертины и др.).

Казахский разлом установлен буровыми и геофизическими работами в среднем течении р. Казах и прослеживается в субмеридиональном направлении. В скважине № 17, пробуренной у р. Казах, суммарная мощность пород верхнего олигоцена, миоцена и постплиоцена составляет около 2500 м, а в скважине 16, пробуренной в 3—4 км восточнее, мощность этих же отложений составляет около 800 м и отсутствует каменная соль.

Наличие этого разлома подтверждено также работами станций «Земля». По всей вероятности с ним связана также крутопадающая расланцеванность андезитов-дацитов у старого моста поселка Аштарак, а также флексурообразный изгиб этих же пород ниже Аштарака.

В северо-восточном направлении проходит он через село Егвард и, сочленяясь с Разданским разломом, прослеживается вдоль р. Раздан до гор. Севан, ограничивая Цахкуняцкий антиклинорий с восток-юго-востока, и юго-восточную периклиналь Памбакской синклинали. Разлом такого направления фиксируется также гравиметрическими данными. В юго-западном направлении у села Агавнатун, по всей ве-

роятности, он сочленяется с Ереванским глубинным разломом.

Джрвежский разлом. Это сбросовое нарушение проходит по линии сс. Мангюс—Джрвеж—Комсомольский парк, с опущенным северо-западным крылом. К такому выводу А. Т. Асланян пришел, основываясь на том, что, во-первых, юго-восточнее села Джрвеж выход пестроцветной толщи необычно широк и здесь развиты древние травертины, цементирующие рыхлые туфоконгломераты основания плиоценового покрова долеритовых базальтов, во-вторых, пестроцветная и гипсоносная свиты в районе Комсомольского парка на протяжении 3—4 км падают вертикально или опрокинуты на северо-запад.

В дальнейшем наличие разлома подтверждено также буровыми работами. Если в Аванской опорной скважине, пробуренной на северо-западном крыле разлома, кровля пестроцветной свиты находится на абсолютной отметке 150 м, то в скважинах, пробуренных между селами Джрвеж и Дзорахпюр она находится на отметке 1350 м. Следовательно, мы имеем здесь нарушение сбросового характера с опущенным северо-западным крылом с амплитудой перемещения более 1000 м, которое ограничивает Ереванский прогиб с северо-востока.

В северо-восточном направлении этот разлом ограничивает западный борт Вохчабердского плато, затем сочленяется с разломами вулканических цепей Гегамского нагорья. В юго-западном направлении у села Тазагюх сочленяется с Ереванским глубинным разломом.

Джрвежский разлом на гравиметрической карте служит границей между Ереванским относительным гравиметрическим минимумом и Шорагбюрским относительным гравитационным максимумом.

Арагац-Араилерский разлом прослеживается в субширотном направлении через кратеры вулканических массивов Арагац и Араилер, а на западе, по всей вероятности, служит южной границей Ширакской впадины. Он делит массив горы Арагац на два блока: южный—опущенный и северный—приподнятый.

Южный блок соответствует Южноарагацкому прогибу, в пределах которого в пробуренной скважине у сел. Кош мощность миоценовых молассовых и плиоценовых вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород более 2500 м, которые отсутствуют на северном приподнятом блоке. Наоборот, в пробуренной на восточном предгорьи г. Арагац скважине установлено, что под верхнеплиоценовыми долеритовыми и андезитобазальтами залегают среднеэоценовые песчано-глинистые отложения. На местах сочленения этого разлома с разломами транскавказского направления расположены крупные вулканические массивы Арагац и Араилер.

На южном блоке находятся Южноарагацкий и Аштаракский грабены, а на северном, в долине р. Касах—Апаранский грабен четвертичного возраста.

Амбердский разлом прослеживается в северо-западном направлении вдоль р. Амберд на южном склоне массива г. Арагац. Разлом устанавливается в основном по геоморфологическим данным. Юго-западный борт разлома относительно северо-восточного опущен, в связи с чем правый берег р. Амберд имеет сглаженный рельеф, а северный, наоборот, имеет более разрезанный рельеф и большое развитие имеют формы ледниковых образований. Вдоль зоны разлома у крепости Амберд плиоценовые андезитовые дациты интенсивно рассланцеваны и дают резкие перегибы.

Кроме того, в ущелье р. Амберд с этим разломом связан минеральный источник, а также эпицентр 7-балльного землетрясения 1949 года.

Разлом сбросового типа намечается также по восточному предгорью г. Арагац по линии Апаран—Парби—Кизилю. Участок, расположенный восточнее этого разлома, представляет грабен (Апаранский, Аштаракский). По этому грабену в геологическом прошлом текла река Палеокасах и устремлялись потоки верхнечетвертичных андезито-базальтовых лав. Вдоль этой линии разлома геологическая граница между среднечетвертичными дацитами и андезито-дацитами и верхнечетвертичными темными бугристыми андезито-базальтами на восточном склоне горы Арагац в рельефе выражена флексуобразным погружением, а местами и обрыванием пород первых к востоку. На месте сочленения указанного разлома с Амбердским разломом ниже с. Парби образовалась небольшая приразломная депрессия, в которой течет небольшая речка и часто меандрирует.

Одним из крупных разломов Приараксинской тектонической зоны Армении является Ани-Ордубадский, трансирующийся по линии гор. Ани—г. Арагац—Араилер—Воротанский перевал—гор. Ордубад (Нах. АССР).

В юго-восточной Армении этот разлом служит границей между Базумо-Зангезурской эвгеосинклинальной и Приараксинской миогеосинклинальной зон и контролирует линейное расположение участков гидротермально измененных пород, интрузии, субинтрузии и субвулканы палеогенового и неогенового возраста, а также раздробленность и сильную трещиноватость пород.

Менее четко выражено это разрывное нарушение в северо-западной части республики, ввиду широкого развития покровных вулканитов плиоцена и антропогена.

Учитывая ряд общегеологических, геоморфологических и геофизических данных, его следует тянуть от района Воротанского перевала на северо-запад, как указывалось вы-

ГЛАВА VIII

ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ (РАЗЛОМЫ, ПОДНЯТИЯ, ПРОГИБЫ)

Анатолийско-Кавказско-Иранский сегмент Средиземноморского пояса в целом, в том числе и расположенный в его внутренней части мегантиклинорий Малого Кавказа, характеризуется продольной зональностью. Основные структурно-формационные зоны этого сегмента, а также их внутренние главнейшие складчатые и разрывные структуры имеют северо-западные или широтные простирания. В то же время в строении Кавказа издавна отмечались крупные дислокации близмеридионального или северо-восточного направления. Среди них до последнего времени главное значение придавалось Транскавказской зоне поперечных поднятий и разломов, секущей различно построенные тектонические блоки и зоны. Наличие поперечных структур в пределах Малого Кавказа отмечалось М. М. Тетяевым еще в 1938 г. Указания о наличии ряда поперечных прогибов и поднятий на этой же территории имеются в работе В. Е. Хаина (1949). В работе М. А. Кашкая и Г. П. Тамразяна (1967) дано описание ряда антикавказских дислокаций на территории Кавказа.

Накопление за последние годы детальных геологических, морфоструктурных и геофизических данных значительно дополняет и уточняет наши представления о поперечных дислокациях мегантиклинория Малого Кавказа. Эти исследования не только подтвердили наличие ранее известных поперечных структур, но и дали возможность выявить ряд новых поперечных поднятий, прогибов, разрывных нарушений, флексур и трещин.

Так, Э. Ш. Шихалибейли (1966) дает подробное описание крупных поперечных структур в восточной части Малого Кавказа. Детальная характеристика поперечных структур северо-западной части территории Арм. ССР дана в работе коллектива авторов (Волчанская и др., 1971).

И. П. Гамкрелидзе (1975) в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны выделяет три поперечных сегмента (Западный, Центральный и Восточный), отличающихся друг от друга характером и степенью дислокации пород. Б. М. Меликсетян и др. (1975) в южной части Малого Кавказа на основании геолого-геофизических данных выделяют четыре

меридиональные зоны (Западный, Центральный, Восточный и Северный). Ими же указывается на наличие на этой территории четырех геофизических ступеней в виде уступов поверхности Мохо. По мнению И. В. Кирилловой и др. (1960), выявляющиеся по геофизическим данным субмеридиональные сейсмодектонические зоны Кавказа представляют собой поперечные тектонические поднятия.

Поперечные дислокации в пределах Малого Кавказа и сопредельных областей довольно четко проявляются при структурно-тектоническом дешифровании космических фотоснимков (Сахатов, 1975). Много поперечных структур различного масштаба (главным образом разрывных нарушений) выявлено в результате крупномасштабных геологосъемочных работ сотрудниками Армянского геологического управления (Г. А. Туманян, Г. Чубарян и др.). На территории Арм. ССР, по данным станций «Земля» установлен ряд глубинных разломов северо-восточного направления: Арагац-Спитакский, Азат-Красносельский, Арпа-Зодский, Верхневоротанский (Егоркина, Ракитов и др., 1973—1976). По данным А. С. Аванесяна (1976), в тектонике Севано-Акеринского грабенсинклинория существенное значение имеют поперечные структуры. Им же на северо-восточном побережье оз. Севан выделена система поперечных разрывных нарушений и складчатых структур, а также поперечный флексуобразный прогиб, по которому отложения названного синклинория резко погружаются на северо-запад под эоцен Севано-Ширакского синклинория. А. А. Габриелян (1977), при описании сейсмогенных зон Кавказа и сопредельных стран выделяет две группы межблоковых и внутриблоковых разломов глубокого заложения: продольные (широтные и северо-западные) и поперечные (близмеридиональные и северо-восточные).

Таким образом, наличие крупных поперечных дислокаций разного характера во всех структурно-формационных зонах мегантиклинория Малого Кавказа в настоящее время почти ни у кого не вызывает сомнений. Однако, вопрос о роли этих дислокаций в размещении фаций, мощностей и магматизма, а также в его современном строении до сих пор является дискуссионным.

Анализ приведенных регионально-геологических и геофизических данных показывает, что поперечные дислокации в пределах названного мегантиклинория выражены в приподнятом и опущенном положении отдельных поперечных блоков, в их кулисообразном расположении, в различии стратиграфического разреза, структурного плана, морфоструктурных особенностей, фаций и мощностей этих блоков, в наличии на их границах крупных разломов и флексур, в локализации магматизма и эндогенной минерализации.

Поперечные дислокации можно сгруппировать в три основные группы: а) сквозные, б) внутризональные и в) струк-

туры, возникшие в периклинальных частях крупных антиклинориев. Морфологически наиболее четко выражены структуры третьей группы, которые развиты на северо-восточных крыльях Алавердского и Шамшадинского антиклинориев. В предыдущей главе данной работы при характеристике названных антиклинориев нами попутно описаны и эти поперечные структуры. Сквозные поперечные дислокации слабо изучены. Более достоверные данные имеются по внутризональным поперечным структурам.

К сожалению, сквозные и внутризональные поперечные поднятия, прогибы и разрывные нарушения изучены и прослежены недостаточно. Многие из них не отражены на существующих геологических картах. Поэтому цель настоящего раздела работы—в той или иной степени восполнить пробел, имеющий место в изучении тектонической структуры Армении, путем изложения возможно полных разнохарактерных геолого-геофизических и морфоструктурных данных по поперечным структурам, служащим основой для их выделения.

Поперечные дислокации четко выражены в современной структуре Сомхето-Кафанского тектонического комплекса. Здесь, в пределах Арм. ССР, с северо-запада на юго-восток выделяются следующие кулисообразно расположенные поперечные приподнятые блоки: Локский, Алавердский, Шамшадинский и Кафанский. Между ними расположены опущенные блоки: Лалвар-Банушский, Иджеванский, Верхневоротанский и Горисский. Приподнятые блоки характеризуются общностью стратиграфического разреза и формаций пород, структурного плана и морфологией складчатых структур. В их пределах локализованы крупные гранитоидные интрузии (Шнох-Кохпская, Шамшадинская и Цавская группы). По этим особенностям приподнятые блоки отличаются от опущенных.

В главном этапе геосинклинального развития Сомхето-Кафанской интрагеосинклинали наиболее интенсивное прогибание испытывали кулисообразно расположенные блоки, соответствующие современным приподнятым антиклинорным сооружениям. Участки, расположенные между этими блоками, представляли собой относительные поднятия. Именно с этого времени намечаются черты поперечной дислоцированности рассматриваемой зоны. Поперечные дислокации в пределах зоны более четко проявляются в конце байоса и начале бата в связи с инверсией интрагеосинклинального прогиба (батская орофаза). Воздымание в это время кулисообразно расположенных брахиформных поднятий (Локское, Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) сопровождалось прогибанием расположенных между ними участков и формированием поперечных прогибов. Погружение последних продолжалось в верхнемеловое время и, частично, в палео-

гене и неогене. В некоторых прогибах оно продолжается и в настоящее время. В возникновении этих прогибов важную роль сыграли разрывные нарушения субмеридионального направления сбросо-сдвигового характера и флексуры глубокого заложения. Возникая на периклинальных замыканиях нижеальпийских крупных антиклинорий, эти поперечные структуры играли важную роль в распределении фаций и мощностей последующих этапов и в изменении плана складчатости. В связи с этим поперечные прогибы резко отличаются от вышеуказанных поднятий как по стратиграфическому разрезу, так и по структурному плану. Выполнены они в основном верхнеюрскими и меловыми отложениями, слагающими ряд неполных синклиналиных и периклинальных структур антикавказского простирания. Аналогичное простирание имеют также крупные разрывные нарушения. Антиклинорийные поднятия сложены в основном ниже-среднеюрскими образованиями. Главные пликвативные и дизъюнктивные структуры внутри них имеют общекавказское направление.

Между Локским и Алавердским поднятиями был сформирован Лалвар-Банушский прогиб, выраженный в современной структуре одноименной сложной синклиналию. Последняя прослеживается в северо-восточном направлении через гору Лалвар—бассейн р. Бануш—нижнее течение р. Дебед. В центральной части в бассейне р. Бануш складка значительно суживается в связи с воздыманием ее шарнира. Здесь синклиналь выполнена верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями, смятыми в мелкие второстепенные складки в основном северо-восточного простирания. Это узкие, быстро затухающие складки с сравнительно крутопадающими крыльями (Туманян, 1975). К северо-востоку в бассейне р. Дебед синклиналь сильно расширяется. Здесь она сложена верхнемеловыми отложениями, образующими ряд второстепенных складок северо-восточного и субширотного простирания. Эти мелкие складки нередко разграничены разрывными нарушениями также северо-восточного направления. На юго-западе описываемая поперечная структура вновь расширяется в районе г. Лалвар. В ее ядре здесь выступают породы среднего эоцена, которые на крыльях несогласно подстилаются вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры. Синклиналь здесь имеет более простое строение.

На границе Алавердского антиклинория с Северо-Ширакским синклинорием Лалвар-Банушская поперечная структура обрывается Санаин-Привольненским разломом общекавказского направления. Юго-западное продолжение описанной синклинали в пределах Севано-Ширакского синклинория несколько смещена к северо-западу и, по-видимому, прослеживается западнее массива г. Леджан. Здесь она выражена

поперечной долиной р. Урут, по обоим склонам которой отмечается сильное изгибание слоев пород среднего и верхнего эоцена. В центральной части Лалвар-Банушской синклинали расположена крупная Банушская гранитоидная интрузия, вытянутая вдоль простирания складки.

Между Алавердским и Шамшадинским антиклинориями расположен Иджеванский поперечный прогиб. В возникновении этого прогиба важную роль играли Ревазлинский и Нижнеагдамский меридиональные разломы. Заложение прогиба имело место в батском веке. В поздней юре и мелу прогиб испытывал интенсивное прогибание. В последующее время вплоть до четвертичного периода включительно в пределах прогиба преобладали процессы слабого относительного погружения. В современной структуре он представляет собой грабен-синклинорий, подробное описание которого приведено в предыдущей главе. Следующий поперечный прогиб (Горисский) расположен в северо-западной периклинально замыкающей части Кафанского антиклинория. Данные о внутреннем строении этого прогиба ограничены, так как мезозойские структуры здесь замаскированы мощным чехлом плиоценовых андезито-базальтовых покровов и осадочно-туфогенных образований.

Вышеописанные поперечные дислокации на поверхности байкальского субстрата выражены менее отчетливо. По данным Д. И. Никольского, Т. Н. Сироткиной и др., рельеф поверхности субстрата в пределах Алаверди-Шамшадинской зоны имеет относительно простое строение и характеризуется общим моноклинальным падением к северо-востоку. На фоне моноклинали обособляются два поперечных прогиба—неглубокий Лалварский и очень глубокий (до отметок 3 км) Иджеванский. По материалам вышеупомянутых авторов приподнятым антиклинорным структурам здесь соответствуют локальные максимумы, а синклинорным структурам—минимумы силы тяжести.

Ряд поперечных структур выделяется в пределах Базумо-Зангезурской зоны. Северо-западная часть зоны соответствует Севано-Ширакскому синклинорию. Проявление поперечных дислокаций здесь отмечается как в главном, так и в заключительном (орогенном) этапах геосинклинального развития зоны. В связи с этим поперечные структуры отличаются друг от друга составом мезокайнозойских формаций, характером развития магматизма и эндогенной минерализации, а также страгиграфическим разрезом и морфоструктурными особенностями. Здесь выделяются три поперечных блока (сегмента): Западный (Ширакский), Центральный (Памбако-Базумский), Восточный (Севанский). Эти блоки разделены Спитак-Привольненским и Дилижанским поперечными разломами, подробная характеристика которых дана в работах И. К. Волчанской, О. А. Саркисяна и др. (1971), О. А.

Саркисяна (1973). Названные блокограничащие разломы в то же время явились границами ареала развития мелового, палеогенового и неоген-четвертичного магматизма.

Центральному блоку Севано-Ширакского синклинория в современном рельефе соответствует центральная высокогорная часть Базумского и Памбакского хребтов, отличающихся сложно-дифференцированной складчато-блоковой морфоструктурой. В главном этапе геосинклинального развития этот блок характеризовался наиболее ярко выраженным эвгеосинклинальным режимом. Он сложен в основном мощными (до 3,5—4 км) толщами вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород среднего и верхнего эоцена основного и среднего составов. Крайне ограниченное развитие имеют терригенные отложения нижнего эоцена и олигоцена. В стратиграфическом разрезе Севанского и Ширакского блоков помимо образования палеогена значительное место занимают терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи верхнего мела. При этом синхронные разрезы палеогена в этих блоках выражены в основном в осадочно-пирокластических фациях. Позднеорогенная базальт-андезитовая формация, занимающая значительные площади в указанных блоках, в пределах Центрального блока почти отсутствует.

Породы офиолитовой ассоциации, столь широко развитые во фланговых блоках, в Центральном блоке также почти неизвестны. Все крупные, а также мелкие (с редкими исключениями) гранитоидные и щелочные интрузивные массивы (в основном позднегеосинклинальные и раннеорогенные) размещены исключительно в пределах Центрального блока, а для фланговых блоков характерны раннегеосинклинальные гипербазиты и базиты.

Любопытно отметить, что однотипные палеогеновые эффузивные породы основного и среднего состава, распространенные в различных блоках, значительно отличаются друг от друга по ряду петрохимических особенностей. Так, по данным С. Ш. Саркисяна (1974), для базальтов Севанского и Ширакского блоков характерна близость составов, а соответствующие породы Памбак-Базумского блока отличаются от них повышенной глиноземистостью и натриевостью, пониженной титанистостью и щелочностью. Андезиты среднего эоцена рассматриваемых трех блоков при близкой щелочности характеризуются различной кислотностью, причем наиболее кислыми являются андезиты Севанского блока, а наиболее основными—Памбак-Базумского блока. В отношении поведения петрохимических параметров андезиты в общих чертах наследуют главные черты вариаций, отмеченные для базальтов.

В целом, среднеэоценовый вулканизм Ширакского и Севанского блоков характеризуется главным образом андези-

то-дацитовым составом, а Памбак-Базумского блока—анде-зито-базальтовым.

Рассматриваемые поперечные блоки отличаются друг от друга и металлогеническими особенностями, что получило свое отражение в схемах металлогенического районирования Севано-Ширакской зоны.

С. Ш. Саркисян (1974) в пределах этой зоны выделяет три металлогенические подзоны: Ширакскую, Лори-Памбакскую и Присеванскую, соответствующие вышеуказанным поперечным блокам. Ширакская и Присеванская металлогенические подзоны характеризуются развитием пород офиолитовой ассоциации. В первой из них известны незначительные проявления сурьмяно-мышьяково-ртутной и золотой минерализации, генетически связанные с молодыми кислыми вулканитами. Эндогенная минерализация, приуроченная к среднеэоценовым эффузивам, не обнаружена. В Присеванской подзоне с меловыми ультрабазитами связаны проявления хромита, магнетита, асбеста и талька. Среднеэоценовые вулканогенно-осадочные породы содержат непромышленное оруденение железа, а эффузивы миоплиоцена—проявление ртутной минерализации. Здесь большой интерес представляет Зодское золоторудное месторождение. Лори-Памбакская подзона характеризуется широким проявлением палеогенового гранитоидного и щелочного магматизма, с которым связаны месторождения колчеданного, кварц-полиметаллического, золото-кварц-полиметаллического, медно-гематитового, марганцевокислого и медно-магнетитового типов.

Детальное изучение структуры и истории тектонического развития Севано-Ширакского синклинория дает возможность выявить ряд специфических отличительных черт в индивидуальном развитии отдельных поперечных блоков.

Фланговые блоки характеризуются общностью строения и тектонического развития. Для них характерны относительно интенсивная дислокация пород, более широкое развитие разрывных нарушений и наличие мощных зон тектонического дробления и меланжа. Структурный план этих блоков широтный (местами и северо-восточный) и несколько не соответствует общекавказскому структурному плану Центрального блока. Широтная складчатость в отложениях мела Базумского горста, расположенного в пределах Западного блока, срезается северо-западными простираниями структур Центрального блока. Эти фланговые блоки в меловое (возможно и верхнеюрское) время испытывали глубокое геосинклинальное прогибание, мощное вулканогенно-осадочное, терригенно-карбонатное осадконакопление, формирование офиолитовой ассоциации пород и интенсивное складкообразование.

Центральный Памбак-Базумский блок характеризуется развитием линейных, умеренно-сжатых антиклиналей и круп-

ных сложных синклиналей общекавказского простирания. Здесь известны также кольцевые вулканические структуры и системы линейных дугообразно-концентрически расположенных складок с широкой брахисинклинальной складкой в центре. Этот блок испытывал интенсивное прогибание в эоцене, сопровождающееся мощными проявлениями основного и среднего вулканизма и формированием вулканогенных и вулканогенно-обломочных формаций. В этих движениях фланговые блоки принимали участие как более или менее консолидированные жесткие массивы. В их пределах большинство разломов в верхнемеловое время было «запечатано» крупными и мелкими телами гипербазитов, поэтому в среднем эоцене проницаемость для перемещения вулканического материала сохранила лишь отдельные их участки. На этих участках вулканическая деятельность отличалась эксплозивным характером извержений; при этом большое значение имела эксгаляционно-фумарольная активность вулканов, благодаря которой были созданы условия для формирования мощных толщ кремнисто-пирокластических пород (Саркисян, 1974).

В истории орогенного (позлеоценового) этапа геосинклинального развития Севано-Ширакского синклиория также проявляется значительная индивидуальность в развитии отдельных поперечных блоков. Так, например, Центральный блок, сложенный в основном эффузивами и пирокластолитами эоцена, в позднем эоцене и олигоцене был интродуцирован многочисленными субвулканическими, а также крупными и мелкими интрузивами гранитоидных и щелочных пород. Здесь было сосредоточено большинство вулканических центров палеогена (как подводных, так и наземных). Охлаждение и затвердевание магматических масс привели к засорению вулканических каналов, разломов, трещин и уплотнению эффузивных формаций. Поэтому этот блок становится как бы монолитным и жестким и в позднеорогенную стадию развития испытывал в основном устойчивое поднятие. В связи с этим здесь позднеорогенный вулканизм почти затухает.

Фланговые блоки в орогенном этапе и, в частности, в его позднеорогенной стадии развития характеризовались значительной мобильностью и подвижностью. Они испытывали интенсивные, но резко дифференцированные положительные и отрицательные движения. В их пределах четко обособляются Западнобазумское и Зодское горстобразные поднятия, которые в рассматриваемом этапе подвергались равномерному устойчивому воздыманию. Территория Ширакского, Лорийского и Севанского котловин, расположенных в пределах фланговых блоков, в позднеорогенное время были вовлечены в интенсивное погружение.

По данным Д. И. Никольского, Т. И. Сироткиной и др.

(1971) фланговые части Севано-Ширакской зоны, соответствующие Севанскому и Ширакскому блокам, характеризуются грубоким чашеобразным погружением поверхности фундамента до 5—6 км. При этом в районе Западно-базумского и Зодского горстов поверхность фундамента воздымается. В пределах Центрального блока поверхность фундамента характеризуется относительной приподнятостью и общим погружением в север—северо-восточном направлении. Кроме того, здесь рельеф поверхности фундамента имеет сравнительно спокойный характер. Любопытно отметить, что амплитудная характеристика контрастности неотектонических блоковых перемещений здесь также выражены слабее по отношению к фланговым блокам.

В юго-восточной части Базумо-Зангезурской зоны можно выделить следующие поперечные структуры: Аргичи-Вардениское поднятие, Ехегнадзорский синклинорий (опущенный блок), Айоцзорское поднятие, Верхневоротанский синклинорий и Южнозангезурское поднятие. Перечисленные структурные элементы (в том числе и Севано-Ширакский синклинорий), слагающие единую геотектоническую зону (Базумо-Зангезурскую), помимо общности геологического развития имеют и свои индивидуальные отличительные черты строения. Они в той или иной степени отличаются друг от друга стратиграфическим разрезом, особенностями складчатых деформаций, магматизма и металлогении.

Прогибы и поднятия близмеридионального и северо-восточного простирания (часто погребенные) широко развиты в пределах среднеараксинской межгорной впадины (Габриелян, 1968), что доказывается также геофизическими исследованиями (Оганесян, 1972). Описание этих структур дано выше в главе «Приараксинская тектоническая зона».

Выделенные в отдельных структурно-формационных зонах мегантиклинория Малого Кавказа поперечные дислокации нередко являются сквозными, прослеживаясь в соседних различно построенных тектонических зонах. В связи с этим в пределах мегантиклинория можно выделить ряд крупных сквозных поперечных опущенных блоков (Ахурянский, Раздан-Иджеванский, Нахичеван-Верхнетертерский, Нижнеараксинский), разделенных поперечными поднятиями (Арагац-Джавахетский, Анкаван-Кохбский, Аргичи-Варденисский, Кафан-Шушинский). Эти структуры нередко довольно отчетливо проявлены в современном рельефе и выявляются не только геолого-геофизическими, но и морфоструктурными исследованиями. Так, анализ распределения фона абсолютных высот хребтов в продольном направлении показывает наличие сквозных деформаций поперечного направления (северо-восточного более выраженного и субмеридионального—менее отчетливо проявленного).

Ахурянский поперечный опущенный блок соответствует

меридиональной долине р. Ахуран. Он охватывает впадину оз. Арпа и Ширакский прогиб, выполненный плиоцен-четвертичным образованием. По восточному краю блока отмечается резкое флексуобразное прогибание мел-палеогенового складчатого комплекса. Вдоль блока фундамента погружен до—8 км. (Ленинаканский локальный гравитационный минимум).

Среди поперечных опущенных блоков наиболее отчетливо выражен Раздан-Иджеванский. В северной части ему соответствует Иджеванский прогиб верхнеюрско-мелового заложения, он находит свое отчетливое выражение как зона распространения относительно пониженного горного рельефа в придолинной части р. Агстев. В юго-западном направлении уже в пределах Базумо-Зангезурской зоны расположен Разданский прогиб. По данным А. А. Габриеляна (1959), и Т. Н. Сироткиной (1970), борта Раздан-Иджеванского прогиба рисуются в виде крутых ступеней фундамента. Геологически эта структура на севере и юге прослежена в виде Иджеванской и Разданской поперечных синклинорийных структур. На юге с этой структурой тесно сопряжен Ереванский неогеновый прогиб. Описанная поперечная структура протягивается на большое расстояние и является «сквозной», так как пересекает Сомхето-Карабахскую, Базумо-Зангезурскую и Приараксинскую тектонические зоны.

Нахичеван-Верхнетертерский опущенный блок в южном направлении проявлен фрагментарно прогибами, приуроченными к долинам рр. Арпа и Нахичеван-чай. В центральной высокогорной части Малого Кавказа эта зона затушевана более мощным субмеридиональным поднятием, ось которого намечается в южной части субмеридионально расположенных центров вулканических аппаратов Зангезурского хребта. Геологически она выражена в резком погружении мелпалеогенового складчатого комплекса и широким развитием плиоцен-четвертичного вулканизма (бассейн верхнего течения р. Воротан). Более отчетливо зона проявлена в Нахичеванской АССР развитием поперечного неогенового прогиба и молодых покровных складок северо-восточного простирания. В северной части описанного блока расположена Кальбаджарская наложенная мульда (синклинорий).

Нижнеараксинский поперечный прогиб отчетливо проявлен как в современном рельефе, так и по геологическим особенностям. Он охватывает широкую долину нижнего течения р. Аракс. По бортам прогиба мезозойские и палеогеновые структуры погружаясь перекрываются мощным чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Подробное описание прогиба дано в монографии Э. Ш. Шихалибейли (1966).

Ниже приводятся краткие сведения об относительно поднятых сквозных поперечных структурах, расположенных между вышесписанными прогибами.

Арагац-Локское поперечное поднятие соответствует южной части Казбек-Арагатского поперечного поднятия, выделенного М. А. Кашкаем и Г. П. Тамразяном (1977). В пределах Сомхето-Карабахской зоны он охватывает Локское периклинальное поднятие, а в Севано-Амасийской—Базумский горст. Здесь этому поднятию соответствуют меридионально расположенные относительные максимумы силы тяжести (Мусаелянский, Верхнечичканский, Спитакский и Джрашенский—Оганесян, 1972). По данным Т. Л. Сироткиной (1970), вдоль описанного поднятия расположена система поперечных поднятий поверхности фундамента.

Анкаван-Кохбское поперечное поднятие охватывает Цахкуняцкий горст-антиклинорий, центральный приподнятый блок Севано-Ширакского синклинория и Алавердский антиклинорий. В пределах этого поднятия расположены крупные гранитоидные (Кохб-Шнохская, Базумская и Памбакская группы) и щелочные (Памбакский комплекс) интрузивные массивы.

Аргичи-Варденисское оквзное поперечное поднятие охватывает бассейн р. Аргичи и Варденисский хребет. Он четко фиксируется выступами палеозойских, меловых и палеогеновых образований, а также северо-восточным простираанием названного хребта. Это поднятие, в отличие от прилегающих поперечных прогибов, характеризуется северо-восточным планом меловых и палеогеновых структур.

Кафан-Шушинское поперечное поднятие, расположенное между Нахичеван-Верхнертертерским и Нижнеараксинским поперечными прогибами, резко отличается от них как геологическим строением и историей развития, так и геофизическими особенностями.

Поперечные разломы. Большинство поперечных разломов антикавказского направления в геологическом отношении проявляется менее отчетливо, чем продольные. Смещения по ним небольшие и нередко фиксируются изменения фаций и мощностей как геосинклинальных, так и орогенных формаций. Они подчеркиваются также особенностями размещения большого количества разновозрастных магматических тел и эндогенной минерализации. Как правило, только отдельные фрагменты этих разломов представляют геологически четко выраженные сбросы. Одним из главных признаков их обнаружения является присутствие прямолинейных элементов рельефа, строго выдержанных по простираанию вне зависимости от структурного плана пересекающего блока.

Среди поперечных разломов выделяются блокоограничивающие разломы, по которым происходили дифференцированные движения блоков и разломы, имеющие более скрытый характер. Последние пересекают границы единых в морфоструктурном отношении блоков, не имеют амплитудной ха-

рактистики и единственными их геологическими характеристиками служат особенности проявления магматизма. Среди блокоограничивающих разломов в свою очередь выделяются крупные, длительно живущие разломы глубокого заложения и разломы, являющиеся элементами молодой блоковой тектоники.

Кроме указанных типов поперечных разломов, на многих участках территории Армянской ССР (СЗ побережье оз. Севан, Алавердский антиклинорий и др.) детальным картированием установлено множество групп и систем мелких разломов и трещин меридионального и северо-восточного простирания, которые нередко играют важную роль в размещении эндогенной минерализации (Туманян, 1975 и др.).

Ниже приводится геолого-геофизическая характеристика ряда наиболее крупных сквозных поперечных разломов.

Арагац-Спитак-Привольненский разлом протягивается в субмеридиональном направлении по линии г. Арагац—гор. Спитак—сел. Привольное и далее до сел. Поладаури на территории Груз. ССР. В районе Арагацкого вулканического массива разлом скрывается под покровом плиоцен-четвертичных андезито-базальтов, поэтому его южное продолжение является спорным. По данным станции «Земля» он прослеживается до гор. Верин Талин, а по данным С. А. Пирузяна (1969),—до района г. Арарат. По мнению А. А. Габриеляна, разлом протягивается по восточному склону г. Арагац, несколько западнее гор. Аштарак до р. Аракс, где сочленяется с одноименным продольным разломом. Разлом проявлен в современной морфоструктуре и различных участках по-разному. К югу от гор. Спитак он хорошо выражен субмеридиональной тектонической долиной речки Спитак, ограничивающей с запада наиболее приподнятую часть Памбакского хребта. Наиболее отчетливо он выражен к северу от гор. Степанавана широкой тектонической долиной р. Урут, ограничивающей с запада относительно приподнятый блок г. Леджан. Наименее отчетливо разлом выражен в пределах Базумского хребта отдельными фрагментами прямолинейных орографических элементов и ундуляцией вершинного уровня хребта.

В неотектонике эта зона проявилась в поднятии поперечных участков в продольных тектонических депрессиях, занятых долинами рр. Памбак и Дзорагет. Линия разлома, по-видимому, является одной из наиболее проявленных крыльев более широкой системы поперечных дислокаций, развившихся в относительных ундуляциях шарниров продольных структур—прогибанием Западнобазумского горста и относительном воздымании Памбак-Базумской зоны. Разлом в то же время ограничивает зону Транскавказского поперечного поднятия с востока.

Геологически Арагац-Привольненский разлом выражен отчетливо на отдельных участках. Так, в районе Спитакского перевала сбросом с амплитудой 500—600 м приведены в тектонический контакт известняки верхнего мела, вулканогенные толщи неокома и эоцена. Разлом фиксируется целым рядом разновозрастных магматических образований от верхнего мела до четвертичного периода включительно: экструзиями и системой даек андезитов и дацитов среднего эоцена (Спитак-Чигдамал), интрузией кварцевых диоритов и гранодиоритов басс. р. Черной и у сел. Урут, экструзиями липаритов и дацитов верхнего эоцена (Спитак-Привольное) и верхнего мела (сел. Поладаури), полигенным вулканическим центром г. Арагац (плиоцен-постплиоцен). Следует заметить, что зона разлома является границей участков с разнотипным вулканизмом в палеогене, преимущественно кислым на западе и андезитовым на востоке (Джрбашян и др., 1968).

Геофизически указанная зона разлома фиксируется цепочкой эпицентров землетрясений, а на южном продолжении — значительными градиентами аномалий силы тяжести (Пирузян, 1969). Так, к зоне разлома приурочены многочисленные эпицентры сильных и разрушительных землетрясений: Бюраканского (7 баллов), Апаранского (Арагацкого 5—7 баллов); эпицентры 4—6-балльных землетрясений Спитак, Степанаван, Калинино, Дманиси, Болниси. Далее к северу, по мнению упомянутого автора, разлом этот продолжается вплоть до горы Казбек, охватывая эпицентральной зоны 6—7-балльных землетрясений Дарьяла и др. По данным ст. «Земля» описанный разлом прослежен на участке г. Спитак—Верин Талин на расстоянии 120 км. Разлом проникает до глубины порядка 40 км. Амплитуда смещения 1—2 км (Егоркина и др., 1973).

Тежсар-Шамлугский и тесно сопряженный с ним Дебедский разломы глубокого заложения ограничивают приподнятую структуру фундамента и контролируют размещение крупных и мелких гранитоидных интрузий юры и палеогена (Кохб-Шнохская, Базумская, Тежсарская и др.). Разломы пересекают границу крупных блоков с индивидуальными морфоструктурными планами, не испытывая при этом каких-либо смещений или изменений простирания. В продольной Агстев-Памбакской зоне к участку пересечения ее указанными разломами приурочено поперечное неоген-четвертичное Лермонтовское поднятие.

В южной части Тежсар-Шамлугский разлом выявлен при картировании Тежсарского щелочного массива Г. П. Багдасаряном, А. Р. Арутюняном и др. На южном склоне Памбакского хребта в долине р. Уляшик по разлому отмечается сдвиг амплитудой около 500 м, а также гидротермальное изменение эоценовых интрузивных и эффузивных

пород. Здесь к разлому приурочены термальные минеральные источники и травертины, свидетельствующие о тектонической активности его в плиоцене и антропогене. На южном продолжении разлома в пределах Цахкуняцкого метаморфического комплекса располагается Арзакан-Бжниинское поперечное поднятие. В северной части в районе г. Эль—пос. Дебедашен зона разлома шириной 5—3 км имеет юго-восточное падение под углом 65—85°. Вдоль зоны вулканогенно-осадочные образования турона-коньяка сильно раздроблены, рассланцеваны, перемяты, гидротермально изменены и минерализованы. К зоне Тежсар-Шамлугского разлома приурочены крупные медно-гематитовые и медноколчеданные, полиметаллические проявления (басс. р. Мармарик, Анкадзорское, Шамлугское, Ахтальское и др.). Предположение о важной магмо- и рудоконтролирующей роли этого разлома сделано на основании анализа распространения интрузивных и дайковых полей, зон повышенной трещиноватости и эндогенной минерализации.

Раздан-Хаштаракский разлом отчетливо проявлен геологически и в современной морфоструктуре в долинах рр. Раздан и Агстев и в западной части Севанской котловины. В долине р. Раздан разлом проявлен очень четко. Здесь отложения верхнего протерозоя значительно приподняты и упираются в неоген-четвертичные образования восточного крыла разлома. Кроме того Канакерское плато, слагающее левобережье р. Раздан, гипсометрически относительно приподнято по отношению к Егвардскому плато, расположенному по правобережью реки. Вследствие этого сарматские глины на левом берегу реки обнажаются у водосточного канала, а на правом берегу—гипсометрически намного ниже. По разлому оборваны неоген-четвертичные соляные купола (г. Птенис и др.), развиты многоярусные крупные оползни и минеральные источники. По данным буровых скважин, пробуренных по профилю вкрест русла р. Раздан, на восточном крыле разлома имеется более мощный разрез отложений от эоцена до верхнего миоцена включительно. На западном крыле к Спандарянскому поднятию мощность этих отложений значительно сокращается. С разломом связано землетрясение с эпицентром у села Арзни. В юго-западном направлении Разданский разлом, по всей вероятности, сочленяется под тупым углом с Ереванским глубинным разломом у сел. Паракар, где расположен эпицентр Ереванского землетрясения 1937 г.

К северу от долины р. Раздан в западной части Севанской котловины разлом проявлен в виде сброса с опущенным восточным крылом. Здесь вулканогенно-осадочные породы эоцена по простиранию круто флексуобразно погружаются и перекрываются молодыми отложениями Севанской котловины. На участке между оз. Севан и сел. Гетик

в зоне разлома имеет место изменение фациального состава пород среднего эоцена. Туфоосадочные породы с востока на запад фациально замещаются вулканогенными. Отмечается также резкое сокращение мощностей верхнего эоцена.

В северной части рассматриваемый разлом, известный под названием Ревазлинский, ограничивает Иджеванский синклиниорий с востока. Он протягивается в близмеридиональном направлении через сс. Верин-Агдам—Узунтала—Лалигюх и далее к северу переходит на территорию Азерб. ССР. Вдоль разлома на всем его протяжении келловейские и оксфордские отложения контактируют с верхнемеловыми. По данным Г. А. Чубаряна, разлом имеет сбросовый характер с опущенным западным крылом. Максимальная амплитуда сброса составляет 2000 м. В направлении с юга на север происходит постепенное затухание сброса. Сброс сопровождается серией параллельных разломов с амплитудой смещения 150—200 м. Заложение разлома намечается с конца средней юры. В районе сел. Мусакей Казахского района Ревазлинский разлом нарушает отложения эоцена, не затрагивая горизонтально залегающие породы верхнего плиоцена.

Нижнеагдамский разлом ограничивает Иджеванский синклиниорий с запада. По разлому приведены в тектонический контакт отложения верхнего мела и оксфорда-титона. Характер разлома сбросовый. У сел. Н. Агдам амплитуда сброса составляет 300 м. К югу она постепенно уменьшается и южнее сел. Тала разлом затухает. Плоскость смещения падает на запад под углом 80°.

Ахурянский разлом. Наличие поперечного разлома предполагается по долине р. Ахурян на основании следующих данных. Правый берег р. Ахурян в среднем ее течении гипсометрически несколько выше левого (оба берега сложены базальтами и озерно-речными отложениями верхнего плиоцена-антропогена). В западной оконечности Ширакского хребта в зоне разлома отмечается крутое моноклинальное флексуорообразное погружение палеогеновых структур по простиранию. К разлому приурочены эпицентры Лениканского и Анийского землетрясений. По данным Т. А. Бабаян (1976) при изучении Лениканского землетрясения 1926 г. отмечена узкая протяженность эпицентральной области ЮЗ—СЗ направления вдоль ущелья р. Ахурян, что связано с разрывным нарушением с почти вертикальной плоскостью падения, причем изосейсты, охватывающие восьмибалльную и семибалльную зоны, вытянуты вдоль предполагаемого разлома.

Джавахетский разлом характеризуется ярко выраженной магматической активностью в плиоцен-четвертичное время. Зону разлома на севере трассируют меридионально расположенные вулканы Джавахетского хребта и центры трещинных излияний долеритовых базальтов Лорийского и

Гукасянского плато. На Ширакском хребте к разлому приурочены экструзии липарито-дацитов плиоцена. На этих участках смещение по разлому не фиксируется и он имеет скрытый характер. В южной части, наоборот, разлом служит восточной границей, опущенной в неоген-четвертичное время Ширакской котловины. Здесь разлому соответствует зона повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести (Оганисян, 1972).

Азат—Норадуз—Красносельский разлом прослеживается в север-северо-восточном направлении по ущелью р. Азат. Продолжение разлома к северо-востоку в районе Гегамского хребта, где развиты молодые неоген-четвертичные андезито-базальтовые покровы, не совсем ясно. Возможно он прослеживается по линии г. Аждаак—гор. Камо—сел. Шоржа—сел. Красносельск. По мнению А. А. Габриеляна, Азатский разлом в северо-восточном направлении простирается до оз. Севан в районе сел. Еранос, а Шоржа—Красносельский разлом к юго-востоку сочленяется с Джр-вежским разломом. К югу он, по-видимому, протягивается до г. Арарат. Разлом отчетливо устанавливается по геолого-геофизическим и морфоструктурным данным. В современной морфоструктуре разлом трассируется долиной р. Азат, Норадуз-Адатапинским поперечным поднятием (разделяющим прогибы Большого и Малого Севана), речкой Амбулах и верхним левым притоком р. Гетик. На участке между сс. Шоржа и Красносельск вдоль разлома развита мощная зона раздробленных, перемятых, сильно гидротермально измененных и минерализованных пород, а также крупные многоярусные оползни. В районе сел. Шоржа, в зоне разлома известняки верхнего сенона по простиранию упираются в вулканогенно-осадочные породы эоцена. У сел. Камо разлом проявляется в виде сброса.

В ущелье р. Азат в районе Гегардского монастыря породы среднего эоцена сильно перемяты. Здесь наблюдается резкое увеличение мощности пород неогена на северо-западном крыле разлома при их сильном сокращении до выклинивания на юго-восточном крыле. В районе сел. Блрашен вследствие разлома вулканогенные породы неогена по простиранию соприкасаются с отложениями эоцена. На этом участке разлома наблюдается гидротермальное изменение пород. У подножья г. Еранос на левом берегу р. Азат угол падения верхнемеловых и эоценовых пород юго-восточного приподнятого крыла разлома $65-70^\circ$, а к р. Азат, резко выходясь на северо-западном опущенном крыле, уменьшается до $15-20^\circ$. Здесь, а также севернее сел. Гохт и между сс. Геташен и Зовашен к зоне разлома приурочены минеральные источники и многоярусные оползни. По данным станции «Земля» глубина проникновения разлома около 50 км, амплитуда смещения крыльев—1—2 км.

К зоне разлома приурочены интрузии среднеэоценовых гипабиссальных габброидов (с. Шоржа), субвулканические тела верхнеэоценовых дацитов (сел. Красносельск). Южнее, в районе Гегамского хребта в зоне разлома расположены центры плиоцен-четвертичных вулканов (Аждаак и др.). В долине р. Азат разлому соответствует зона повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести (Оганесян, 1963). По данным упомянутого автора, в районе Двин—Арташат—Хор Вираб высокий градиент убывания силы тяжести (3 мг/км) указывает на относительно крутое погружение поверхности байкальского фундамента с увеличением мощности кайнозойских отложений. Такое крутое погружение подтверждается повышением интенсивности поля Z_a на этом участке (Акопян, 1959). Эти данные, по мнению Ш. С. Оганесяна, свидетельствуют о расположении вдоль нее эпицентров землетрясений антикавказского направления. Так по данным С. А. Пирузяна (1969), с этим разломом связаны эпицентры следующих землетрясений: Камо (5—6 баллов), Акналич (7 баллов), Ереван (7 баллов), Двин—Арташат (6—8 баллов), Арарат (8—9 баллов) и Игдыр (7—8 баллов). По мнению упомянутого автора эта зона разлома протягивается далее на северо-восток, охватывая эпицентральные области 6—7-балльных землетрясений—Кельбаджарскую, Аджикендскую и Варташенскую.

Наличие разломов северо-восточного направления предполагается также вдоль осевой линии Варденисского хребта и по линии сс. Джульфа—Сисиан, по ущелью рек Ворган и Вохчи.

Вышеописанные поперечные разломы устанавливаются также магнитометрическими исследованиями на основании наличия в зоне линейно вытянутых аномалий большой протяженностью группирования локальных магнитных аномалий в определенном направлении, смены простирания магнитных аномалий, сгущения изодинам по простиранию и наличия больших горизонтальных градиентов (Акопян, 1972).

В пределах исследованной области установлено также большое количество относительно мелких молодых разрывных нарушений поперечного и диагонального направлений, которые нередко контролируют проявления орогенного вулканизма. Эти разломы, возникшие главным образом в постпалеогеновое время, являлись в течение неогена-антропогена зонами активных подвижек. Многие из них являются сейсмоактивными, что свидетельствует о проявлении новейших и современных движений по этим разломам. Любопытно отметить, что большинство молодых неогеновых прогибов и поднятий в области верхнеальпийской складчатости имеет северо-восточное или субмеридиональное направление. Вышеуказанные молодые поперечные разрывные нарушения, имея такое же направление, тесно связаны с планом раз-

вития неогеновых структур. Все это говорит о том, что молодые дислокации и молодые нарушения формировались в результате проявления самостоятельных тектонических импульсов, которые по характеру и направленности отличались от донеогеновых.

В заключение отметим, что природа вышеописанных региональных поперечных структур и время их возникновения выяснены далеко недостаточно. Поперечные дислокации, по всей вероятности, связаны с проявлениями вертикально направленных тектонических движений. Выше уже упоминалось, что по геофизическим данным доальпийский субстрат Малого Кавказа расчленен на приподнятые и опущенные блоки и имеет мозаичное строение. Этот субстрат, судя по его фрагментарным выходам, в целом характеризуется субмеридиональным или северо-восточным структурным планом. Все это свидетельствует о том, что поперечные структуры представляют собой отражение унаследованно развивающихся антикавказских структур субстрата в альпийском складчатом комплексе. В развитии и окончательном формировании этих структур важную роль играли средне-позднеальпийские и, в частности, новейшие тектонические движения.

ГЛАВА IX

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Вопросы новейшей тектоники Армении освещены в работах А. А. Габриеляна (1950₁, 1950₂, 1962, 1963, 1972), А. Т. Асланяна (1958, 1970), С. П. Бальяна (1962, 1965, 1969), Н. В. Думитрашко (1962), К. А. Мкртчяна (1956, 1957), Г. П. Симоняна (1964, 1968), Э. Х. Харазяна (1971) и др. исследований. Особенно следует отметить монографический труд Е. Е. Милановского (1968), посвященный новейшей тектонике Кавказа. В этой непревзойденной работе по неотектонике Кавказа наиболее полно характеризуются новейшие тектонические движения и созданные ими неотектонические структуры, а также новейший вулканизм и сейсмичность Кавказа.

Новейшие тектонические движения, происходившие в неогене и антропогене, играли исключительную роль в формировании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Антикавказа. Этими движениями обусловлена высокая сейсмоактивность, широкое развитие субаэрального вулканизма и выходы многочисленных минеральных источников, приуроченных к региональным разрывным нарушениям (Габриелян, 1963).

Новейшие тектонические движения фиксируются многочисленными геологическими, геоморфологическими и геод-

зическими данными. Из них наиболее важными являются выявление реликтов древних (миоценовых) денудационных поверхностей и установление их гипсометрических отметок, анализ речных и озерных террас и продольных профилей рек, выяснение их возраста и генезиса (рис. 34 в приложении).

Широким распространением на Антикавказе пользуются средневерхнемиоценовая и верхнеплиоценовая денудационные поверхности. Фрагменты средне-верхнемиоценовой поверхности, обнажающиеся из-под вохчабердской пролювиально-вулканогенной свиты, расположены на отметках 2400—2600 м. Морские сарматские отложения в басс. оз. Севан находятся на отметках около 2000 м. Останцы верхнеплиоценовой денудационной поверхности, заложенной на фоне нижне-среднеплиоценовой вохчабердской свиты, сохранились на горных хребтах (гг. Леджан, Лалвар, Вохчабердский, Цахкуняцкий, Зангезурский и др. хребты) на отметках 2000—2200, 2400 м. Единая поверхность выравнивания последующими тектоническими движениями была разбита на отдельные блоки. В краевых частях Среднеараксинской впадины она ступенчато погружается под верхнеплиоценовые лавовые покровы на отметках 1000—1200 м. В центральной части впадины, имеющей абсолютную отметку 700—800 м, по данным буровых скважин, верхнеплиоценовые эффузивные покровы, бронирующие эту поверхность выравнивания, залегают под толщей озерно-речных отложений антропогена, мощностью до 400 м. Таким образом, верхнеплиоценовая поверхность выравнивания, расположенная на горных хребтах на высоте ок. 2000—2400 м, в центральной части Среднеараксинской впадины имеет отметку 300—400 м, т. е. разница в отметках составляет 2 км (Габриелян, 1963).

Гипсометрическая отметка ниже-среднечетвертичных отложений в Ширакской впадине равна 1500 м, а в Среднеараксинской—800 м. Это свидетельствует о дифференциальном характере тектонических движений, происходивших в послесреднечетвертичное время, с разницей в амплитуде порядка 700 м.

Ископаемая фауна дрейссенсии, встречающаяся в верхнеплиоценовых озерных отложениях басс. оз. Севан, залегающих на отметках ок. 2000 м, по всем данным палеобиологии, могла обитать в водоемах, высотная отметка которых едва-ли превышала уровень акчагыль-апшеронского моря на 400—500 м.

В перевальных частях некоторых водораздельных хребтов (Воротанский, Сисианский, Карахачский, Вайоцзорский перевалы), испытавших интенсивное эпейрогеническое поднятие в плиоцене и антропогене, древние (верхний плиоцен-нижнечетвертичные) речные галечники встречаются на высотах 2000—2200 м.

Показателем проявления новейших тектонических дви-

жений являются также перестройка системы речных долин, образование перехватов и антецедентных долин (Мегринская, Джульфинская, Арени-Норашенская, Кировакан-Туманянская и др. ущелья). Крупные речные долины (Памбак, Арпа и др.), имеющие в верхнем плиоцене—нижнем антропогене близширотное направление, начиная со среднего антропогена приобретают коленообразный продольный профиль (Габриелян, Думитрашко, 1962).

С движениями неотектонического этапа связано возникновение новых наложенных впадин и грабен-синклиналиев, местами ориентированных поперечно к древним (домиоценовым) структурам (Ереванская и Нахичеванская впадины). Пликативные структуры заполняющих эти впадины пестроцветных и гипсо-соленосных отложений имеют северо-восточное (антикавказское) простираание соответственно простираанию прогибов.

Время заложения Среднеараксинской впадины, как и Нахичеванской, датируется возрастом красной (пестроцветной) молассовой свиты (верхний олигоцен—нижний миоцен), границы распространения которой точно соответствуют современным контурам Араксинской впадины. Накопление указанной молассовой свиты тесно связано с сводово-блоковым поднятием центральной части Антикавказа и установлением горного рельефа (Габриелян, 1963).

Учитывая приведенные данные, можно считать, что максимальная амплитуда поднятия в неотектоническом этапе (олигоцен-антропоген) на Антикавказе составляет 3,5—4 км, в послесарматское время—ок. 2 км. и в четвертичном периоде—1—1,5 км (Рис. 35, 36 в приложении).

Тектонические движения неотектонического этапа были резко дифференцированными и выразились в блоковом поднятии и относительном опускании отдельных тектонических структур донеогенового основания. Сложное взаимоотношение наблюдается между движениями и созданными ими структурами неотектонического (орогенного) и донеогенового или геосинклинального этапов развития.

Местами новейшие движения и структуры наследуют структуры основания, но в других районах фиксируется обратное (инверсионное) их соотношение.

Основываясь на характере, амплитуде и других особенностях новейших движений на Антикавказе, в пределах Армянской ССР выделяются следующие неотектонические зоны (Габриелян, 1963; Габриелян и Пирузян, 1972) (рис. 34 в приложении).

1. Зона моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа с унаследованными от мезозоя инверсионными горст-антиклинорными и грабен-синклинорными структурами, испытавшими умеренное, устойчивое и слабо

дифференцированное поднятие в течение неотектонического этапа.

2. Севано-Ширакская зона высокой контрастности новейших движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и относительными опусканиями, выраженными в рельефе преимущественно обращенными формами (синклинальные хребты, антиклинальные долины).

3. Анкавано-Зангезурская шовная зона резко дифференцированных сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабенов.

4. Веди-Айюцзорская зона умеренно дифференцированных, унаследованных от олигоцена и миоцена и отраженных в рельефе в прямой форме горст-антиклинорных и грабен-синклинальных поднятий.

5. Среднеараксинская зона прогибания, состоящая из унаследованных от палеогена и наложенных неоген-антропогенных орогенных впадин и горстовых поднятий.

Ниже приводится краткая характеристика указанных неотектонических зон.

1. Зона моноклиналичного поднятия северо-восточного склона Антикавказа с унаследованными от мезозоя инверсионными блоковыми антиклинорными и синклинорными поднятиями.

Новейшая структура зоны представляет пологую моноклинали с наклоном к северо-востоку под углом 4—5°. Амплитуда поднятия в неотектонический этап составляет 2—2,5 км, о чем свидетельствуют высотные отметки останцев олигоценовых и миоценовых денудационных поверхностей. По направлению к северо-востоку амплитуда поднятия постепенно убывает, доходя до края Куринской впадины до нескольких сот метров.

В Ноемберянском районе, на горе Какиль останцы морских отложений конкского горизонта лежат на отметках 1000—1200 м, а верхнеплиоценовый—нижнечетвертичный лавовый поток долины р. Дебед, в районе с. Ламбалу на отметке ок. 400 м погружается под третью аккумулятивную террасу, а у с. Садахло (Груз. ССР)—под вторую террасу р. Дебед.

Несмотря на сравнительную слабость дифференциальных движений, и характер новейших движений в ее пределах выделяются участки, испытавшие поднятие в неотектоническом этапе с разной амплитудой.

Важнейшей особенностью описываемой моноклиналичной зоны является унаследованный тип развития новейших структур второго порядка по отношению к структурам альпийского геосинклиналичного этапа. Основными новейшими структурами зоны являются Алавердский и Шамшадинский горстовые поднятия и Иджеванский грабен, выраженные в рельефе соответственно в виде горных массивов и речной до-

лины. В плане структуры донеогенового основания указанные поднятия представляют антиклинории, сложенные ниже-среднеюрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, а Иджеванский грабен—наложенный синклинорий, выполненный верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Таким образом, новейшие тектонические движения описываемой зоны выразились в блоковом моноклинальном поднятии Алавердского и Шамшадинского антиклинориев и относительном опускании (слабом поднятии) Иджеванского синклинория. Можно полагать, что со слабо дифференциальным характером новейших движений связано почти полное отсутствие орогенного вулканизма и сравнительно слабая сейсмичность.

2. Севано-Ширакская зона высокой контрастности новейших движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и опусканиями.

Расположена южнее и юго-западнее описанной моноклинали и состоит из ряда блоковых поднятий и относительных опусканий.

Характерной особенностью этой зоны является дифференциальный характер новейших тектонических движений и несоответствие плана развития новейшей тектоники с таковым донеотектонического основания. Современные поднятия, отчетливо выраженные в рельефе в виде горных хребтов (Базумский, Ширакский, Памбакский, Севанский и др.), в плане мел-палеогеновой тектоники представляют синклинали, а неотектонические впадины (Верхнепамбакская, Спитакская, Кироваканская и др.), выполненные четвертичными континентальными молассаами, наложены на древние антиклинальные сооружения (Габриелян, Пирузян, 1972).

В создании современного облика неотектоники описываемой зоны большую роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые расчленили ее на отдельные тектонические блоки, испытавшие резко дифференциальные движения разной амплитуды—от 1500 и до 3000 м.

Описываемая зона состоит из ряда впадин и поднятий, краткая характеристика которых приводится ниже.

Верхнеахурянская впадина является самой северо-западной структурой зоны, представляет собой вытянутую в широтном направлении плоскую брахисинклиналь, выполненную верхнеплиоценовыми лавами и четвертичными озерно-речными отложениями, фундаментом которым служат верхнемеловые образования. Подошва плиоцена в осевой части впадины залегает на отметках ок. 1500 м, а по периферии поднимается более 2000 м (Милановский, 1968).

Границы Верхнеахурянской впадины представлены флексурами. Северная флексура протягивается от района с. Казанчи до северных берегов оз. Арпилич. Вдоль уступа доле-

ритовые базальты и другие залегающие на них лавы и озерно-речные отложения под углом $40-50^\circ$ наклонены на юг. Эта флексура в окрестностях сс. Геллу и Ениель переходит в кулисообразно расположенные разрывы, с наибольшей амплитудой около 250 м. Южная флексура известна под названием Вартахпюрского уступа средней высотой 50—60 м, здесь долеритовые базальты наклонены на север под углом $30-35^\circ$.

В пределах Верхнеахурянской котловины выделяются впадина верхнего течения р. Ахурян, Арпиличская и Вартахпюрская впадины, разделенные лавовыми перемычками.

Восточнее Верхнеахурянской впадины находится небольшая **Гукасянская впадина**, выполненная верхнеплиоценовыми базальтами и четвертичными озерно-речными отложениями. Разделены они Сепским поднятием, сложенным верхним мелом.

Ширакская впадина. Представляет собой типичную изометричной формы наложенную впадину миоценового времени. С севера впадина ограничена Ширакским хребтом, а граница между ними—флексуорообразным изгибом в неогеновых и четвертичных толщах, отвечающим глубинному верхнемеловому разлому (Габриелян, 1959). С востока впадину ограничивают западные отроги Памбакского хребта, где миоплиоценовая вулканогенная толща круто погружается к западу под более молодые отложения Ленинанканской озерной толщи и, возможно, эта меридиональная флексура также в фундаменте представлена разломом. Южной границей впадины, по всей вероятности, является горстовая перемычка в районе ст. Ани—Мастара, которая отделяет ее от Среднеараксинской впадины и сложена ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной свитой. Фундаментом Ленинанканской впадины являются дислоцированные вулканогенно-осадочные толщи мела и эоцена.

Выполнена Ширакская впадина озерными и озерно-речными отложениями нижнего-среднего антропогена общей мощностью до 400 м. В центральной части впадины (у р. Ахурян) подошва этих отложений имеет абсолютную отметку около 1000—1100 м, а в ее краевых частях—1500—1600 м.

Таким образом, уменьшение мощностей по бортам впадины и увеличение в его центральной части, свидетельствуют о постепенном погружении дна Ширакской впадины и воздымании обрамляющих гор. В южной части впадины, под озерными отложениями буровой скважиной установлено также наличие мощного комплекса (до 1500 м) вулканогенно-обломочных образований нижнего-среднего плиоцена, а также морских песчано-глинистых отложений сармата.

На севере и юге котловины, на относительно более высоких уровнях отмечены отложения нижнего озерно-речного комплекса. На севере они обнажаются на южном склоне

Ширакского хребта на абсолютной высоте 1750 м и у с. Меррашат на высоте около 1830 м, а на юге—на горе Шиш-тапа и на Барцрашенском плато, где они приподняты на высоту около 1670 м. Если учесть, что наиболее опущенная часть основания древнеозерных отложений вскрыта на абсолютной отметке 1000—1200 м, то амплитуда относительного прогибания впадины, начиная от накопления древнеозерных отложений (бакинский ярус) на севере котловины составляет более 650 м, а на юге—500 м. О поднятии северного крыла впадины свидетельствует крутой наклон к югу (более 10°) верхнеплиоцен-нижнечетвертичных галечников, налегающих с разрывом на миоплиоценовую туфогенную толщу северного ее борта между ст. Джаджур и Ортакилиса. На юге котловины относительно высокое расположение отложений нижнего озерно-речного комплекса (анийской свиты) объясняется приподнятостью юго-восточного борта впадины. В указанном районе наблюдается заметная дислоцированность отложений, крутое (20—30°) их падение в сторону центральной части впадины.

Для познания новейшей тектоники впадины большое значение имеет изучение морфологии и системы террас р. Ахурян. За время от осушения древнего Ширакского озера до настоящего времени впадина испытывала четырехкратное понижение базиса эрозии, благодаря дифференцированным неотектоническим движениям. Поверхность четвертой террасы р. Ахурян (или Ширакской аккумулятивной равнины) у с. Капс имеет абсолютную высоту 1650 м, у с. Мармашен—1620 м, у г. Ленинакана и на юге—у с. Верин Джрали—около 1550 м. Такое резкое падение уровня поверхности террасы (150 м на расстоянии 20—30 км) может произойти только при относительно высоком темпе воздымания северного борта котловины в постозерное время. Река Ахурян выходит на Ширакскую котловину несколько выше с. Капс и течет по узкому каньону, прорезанному в лавах «амасийского» потока до ЛенГЭСа, где она имеет наибольшую глубину—80—90 м, ширину 60—70 м. Ниже по течению река выходит из каньона и до с. Мармашен течет по широкой (до 120—130 м) карытообразной долине глубиной 120—135 м. Далее в равнинной части долина резко расширяется и в некоторых местах доходит до 3—4 км, река начинает меандрировать и заболачивает пойму. Еще ниже у с. Верх. Джрали р. Ахурян снова входит в каньон, прорезанный в лавах и до южной границы котловины до пос. Анипемза протекает по каньону, глубиной 30—40 м, шириной 50—60 м.

Приведенные морфометрические данные совпадают с геологическими данными, создающими общую картину морфологии Ширакской котловины. Ширакская и Верхнеахурянская впадины разделены горстовым поднятием Ширакского

хребта, сложенным верхнемеловыми и эоценовыми породами. Новейшая структура хребта унаследована от постэоценовой антиклинали; амплитуда новейших движений около 2250 м.

Базумо-Халабское поднятие протягивается в субширотном направлении на 110—120 км и выражено рядом субширотных хребтов, несущих остатки нескольких денудационных поверхностей. Амплитуда новейшего блокового воздымания Базумского поднятия достигает 3000 м наследуя одноименный антиклинорий. Его ядро, сложенное меловыми породами, выступает на северном склоне Базумского хребта. В Халабском хребте, являющемся восточным продолжением Базумского поднятия, амплитуда воздымания понижается до 2500 м и затухает восточнее меридиана гор. Дилижана. К югу от Базумского поднятия протягивается небольшое ширакское поднятие с амплитудой воздымания до 2250 м. Разделяющая их продольная долина р. Чичкан отвечает небольшому прогибу, выполненному плиоценовыми озерными лигнитоносными отложениями и четвертичными аллювиальными образованиями, слагающимися в террасы. Амплитуда новейших движений достигает здесь 1800 м (Ми-лановский, 1958).

Дзорагетский грабен. Расположен севернее Базумского горстового поднятия и в современном рельефе выражен в виде довольно широкой (15—20 км) речной долины, заполненной долеритовыми базальтами, андезито-базальтами и андезитами верхнего плиоцена и, вероятно, также нижнечетвертичного возраста. В глубоком каньоне р. Дзорагет, местами из-под долеритовых базальтов обнажаются озерно-речные отложения небольшой (3—4 м) мощности. Можно полагать, что эти отложения имеют только локальное распространение и что плиоцен-четвертичные эффузивные образования в большей части долины непосредственно лежат на эоценовом фундаменте. Отсутствие четвертичных и плиоценовых отложений, а также глубокое каньонообразное врезание реки Дзорагет и его притоков с несомненностью свидетельствует о том, что этот район в плиоцен-четвертичное время испытывал поднятие, что продолжается и в современную геологическую эпоху. Вместе с тем значительное расширение долины р. Дзорагет, имевшее место в среднем плиоцене, до заполнения ее верхнеплиоцен-четвертичным лавовым комплексом, свидетельствует о том, что в период интенсивно дифференцированного поднятия Антикавказа она испытывала относительное опускание.

На южном борту грабена, западнее гор. Степанавана края долеритовых базальтовых покровов собраны в резко асимметричную складку субширотного простирания, с падением крыльев на север под углом 50—55° и на юг под углом до 15°. Длина складки порядка 20 км. По всей вероятности, эта надразломная складка, образованная над одной

из парных разломов, ограничивающих Базумский горст с севера. Амплитуда новейших поднятий в центральной части Дзорагетского грабена, по всей вероятности, не превышает 1500—1600 м, увеличиваясь по ее краям.

Арегунийское поднятие кулисообразно подставляет Халабское. Высота северо-западной части более 2500 м, которая понижается к востоку. Между Халабским и Арегунийским поднятиями в районе Дилижана намечается депрессия, унаследованная от олигоцена. Она выражена в расширении долины р. Агстев и широком развитии ряда террас (Милановский, 1968).

Северные крылья Базумо-Халабского и Арегунийского поднятий довольно пологие, южные—более круты и осложнены разломами.

Памбакское поднятие представляет линейное глыбовое поднятие северо-западного простирания, ограниченное со всех сторон разломами. Наиболее приподнята (до 2750 м) средняя часть структуры, где обнажаются породы мела, а также кислые и щелочные интрузии. К востоку и западу амплитуда новейших поднятий снижается до 2000 м. Новейшие деформации в западной части поднятия и местами на его крыльях фиксируются по залеганию останцев миоплиоценовой вулканогенной толщи, бронирующей среднемиоценовую денудационную поверхность (Милановский, 1968).

Дифференцированное поднятие в западной части Памбакского хребта обусловило образование глубокорасчлененного рельефа, происходившего в основном в плиоцене. В четвертичное время эта часть хребта испытала относительное опускание, вследствие чего долины правых притоков р. Памбак, заполнившись аллювиально-пролювиальными образованиями в низовьях мощностью более 100 м, превращены в широкие равнины, сливающиеся с аккумулятивной равниной верховьев р. Памбак (Милановский, 1968).

Группа Памбакских впадин расположена между Базумским и Памбакским поднятиями и состоит из четырех узких впадин (грабенов): Верхнепамбакской, Среднепамбакской (Спитакской), Нижнепамбакской (Кироваканской) и Маргаовитской, разделенных соответствующими поперечными перемычками. Длина этих впадин 10—15 км, а ширина—2—3 км. Южный и западный склоны долины р. Памбак в основном крутые и представлены как флексурами, так и разломами. Абсолютная отметка новейших поднятий для Верхнепамбакской, Спитакской впадин оценивается 1500 и 1600 м, а для Кироваканской и Маргаовитской — не более 1400 м. Расшифровкой новейшей тектоники западных трех впадин является анализ условий залегания, выполняющих их аллювиально-озерных отложений и особенно положение верхнечетвертичных игнимбритовых туфов, прослаивающих и пе-

рекрывающих эти отложения, а также деформации террас.

Как правило, на перемычках обнажаются средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные и осадочные породы, которые во впадинах являются ложем озерно-аллювиальных отложений мощностью 100, 150 и более метров. Здесь же туфовые покровы занимают гипсометрически высокое положение (до 100 м от уровня реки). В сторону соседних впадин указанные туфовые горизонты периклинально опускаются и местами покрываются даже современными пойменными отложениями р. Памбак. В пределах этих перемычек р. Памбак течет по antecedентной долине, образуя узкие V-образные врезы в эоценовых породах, а во впадинах по аккумулятивным равнинам. На перемычках занимают высокое положение также и террасы р. Памбак, которые моноклинально (под углом 7—10°) падают в сторону впадины и иногда осложнены рядом мелких флексур.

Маргаовитская впадина расположена между сс. Лермонтово и Фиолетово, фундамент которой опущен относительно смежных поперечных поднятий на 100—150 м, о чем свидетельствует мощность рыхлых отложений, достигающих 140 м в скважине у сел. Маргаовит, где р. Агстев меандрирует в этих отложениях.

Маргаовитская впадина на западе разделяется от Кироваканской Тандзутским асимметричным поперечным поднятием, а от Малосеванской впадины—Семеновским поперечным поднятием на востоке. На северо-западе Верхнепамбакская впадина отделяется от Ширакской Джаджурским поперечным поднятием, сложенным породами верхнего мела и эоцена и представляющим собой меридиональный горст, ограниченный сбросами с двух сторон.

В позднем плиоцене—раннем антропогене Памбакская группа впадин представляла единую речную долину (Палеопамбак), связующую Ширакское озеро с Севанским. В среднем антропогене в результате дифференциальных блоковых движений в описываемой неотектонической зоне возникает ряд горстовых поднятий, которые и обуславливают расчленение ее на впадины второго порядка. В результате интенсивного прогибания Куринской впадины и поднятия Базум-Халабского неотектонического блока, происходит регрессивное antecedентное врезание рек Дебед и Агстев, перехваты р. Палеопамбак и их коленообразный изгиб в районе г. Кировакана и к востоку от гор. Дилижана.

Благодаря подобной структурно-геоморфологической перестройке продольный (субширотный) план Ширак-Севанской озерно-речной долины нарушается и приобретает коленообразную форму.

Севанская группа впадин расположена в центральной части описываемой неотектонической зоны и представляет крупный и сложнопостроенный грабен, ограничен-

ный как с северо-востока (Арегунийский и Севанский хребты), так и с юго-запада (Гегамское вулканическое нагорье) субпараллельными разломами. Она состоит из нескольких разновозрастных и различно построенных впадин: Мало-севанской, Верхнеразданской, Большого Севана, Саруханской.

Наиболее крупной из них является впадина Большого Севана, охватывающая оз. Б. Севан и примыкающую к ней с востока Масринскую равнину. Выполнена впадина Б. Севана гипсо-соленосными и карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего миоцена, вулканогенно-обломочными образованиями нижнего-среднего плиоцена, пресноводно-озерными отложениями и различными континентальными образованиями верхнего плиоцена-антропогена, общей суммарной мощностью ок. 2000 м.

Если учесть, что в ограничивающих эту впадину хребтах (Варденисский хребет) обнажаются также вулканогенные образования олигоцена—раннего миоцена, то можно считать, что впадина эта представляет обычный остаточный прогиб, возникший в начале орогенного периода развития Антикавказа. Фундаментом этой впадины являются интенсивно дислоцированные отложения эоцена и верхнего мела, которые обнажаются в ее бортовых частях Арегунийского и Севанского хребтов.

Важнейшей особенностью впадины Б. Севана является дислоцированность заполняющих ее плиоценовых и нижнечетвертичных отложений. Последние на южной береговой части озера на Сарыкаинском мысу собраны в несколько пологие (углы падения на крыльях складок 20—25°), параллельные антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простираания. В ядре одной из антиклинальных складок у сел. Арцвакар выступают сарматские отложения. Интенсивно дислоцированные эоценовые вулканогенно-осадочные образования, слагающие фундамент Севанской впадины, лежат на околонулевой отметке, а на окружающих горных хребтах—на 3000 и выше метров. Таким образом амплитуда относительного опускания Севанской впадины за неотектонический этап составляет ок. 3 км.

В западной части впадины Б. Севана в районе гор. Камо широко развита сеть молодых (плиоцен-четвертичных) разрывных нарушений, обуславливающих обрывистый характер мезо- и микроформ рельефа. В восточной части впадины Б. Севана находится Масринская равнина, выполненная верхнеплиоценовыми и четвертичными озерно-речными отложениями мощностью до 300 м. В тектоническом отношении она представляет пологую синклиналь, которая наследует расположенную восточнее от нее Варденисскую широкую синклинальную складку, сложенную породами нижнеэоценовой вулканогенной свиты.

Впадина Малого Севана представляет типичный молодой (средне-верхнечетвертичный) грабен между Арегунийским и Гегамским блоковыми поднятиями. Центральная часть впадины сложена озерно-речными отложениями и верхнечетвертичными эффузивными образованиями мощностью в 100—150 м. Днище ее, сложенное отложениями эоцена, лежит здесь, по-видимому, на отметке ок. 1500—1600 м. В своей северо-западной части цамакабердским поднятием впадина делится на две части: на Западноеванскую и Цовагюхскую впадины. Более крупной является Цовагюхская впадина, наложенная на Дзкнагетскую антиклиналь, сложенную верхнемеловыми и эоценовыми отложениями.

Цамакабердское поднятие выражено в рельефе одноименным полуостровом, на котором на отметках 2200—2400 м сохранились реликты верхнемиоценовой пенепленизированной поверхности.

Впадина М. Севана отделяется от Б. Севана Адатапа-Норадузским поперечным поднятием, осложненным разрывными нарушениями сбросового типа. Западнее Западноеванской впадины расположена небольшая Верхнеразданская впадина, отделяющаяся от первой Чирчирской поперечной перемычкой.

Верхнеразданская впадина на севере крутой флексурой граничит с Памбакским поднятием, а с юго-запада ограничена Анкаванским глубинным разломом. Последний отделяет ее от Цахкуняцкого горстового поднятия. С юга эта впадина ограничена Ахтинским поднятием, отделяющим ее от Ереванского грабен-синклиория.

Верхнеразданская впадина выполнена преимущественно средне-верхнечетвертичными озерно-речными отложениями, мощностью ок. 100 м, которые непосредственно лежат на эоценовом основании на отметке ок. 1500 м.

Западнее впадины Б. Севана расположена небольшая Саруханская впадина, представляющая типичный односторонний грабен и сложенный верхнечетвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями мощностью в несколько десятков метров.

Севернее и северо-восточнее Севанской впадины расположены Арегунийское и Севанское блоковые поднятия, сложенные верхнемеловыми и эоценовыми отложениями. Амплитуда поднятия указанных блоков за неотектонический период составляет в среднем ок. 2500—3000 м.

На юго-западном склоне Севанского блока (одноименного хребта) на высотах 2000—3000 м сохранились останцы древних (миоценовых) денудационных поверхностей, свидетельствующие о прерывистом поднятии указанного хребта в плиоцене и антропогене.

К северу от Арегуни-Севанского поднятия расположена

небольшая верхнечетвертичная Красносельская впадина.

Анкавано-Зангезурская шовная зона резко дифференцированных сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабен. Эта зона протягивается с северо-запада на юго-восток, охватывая Цахкуняцкое блок-антиклинальное поднятие и Казахская впадина на северо-западе, Гегамское, Вардениское поднятия и Аргичинский поперечный прогиб в ее центральной части. На юго-востоке зоны расположены Зангезурское и Кафанское блок-антиклинальные поднятия, Воротанская впадина и Зангезурская группа грабен.

Цахкуняцкое поднятие расположено между реками Казах, Раздан и Мармарик и представляет типичное блок-антиклинальное поднятие, унаследованное от одноименного антиклинория. Последний в альпийском геосинклинальном этапе постоянно характеризовался геантиклинальной тенденцией развития. В ядре его выступают метаморфические допалеозойские породы. Благодаря небольшой мощности (200—300 м) вулканический чехол мио-плиоценовых эффузивов и пирокластолитов здесь размыт и сохранился в виде останцев. Последние позволяют реконструировать рельеф поверхности донеогенового основания, которая первоначально, в конце миоцена, представляла низменную равнину с маломощным песчано-галечным чехлом. В сводовой части Цахкуняцкого поднятия останцы среднеплиоценовых андезитовых покровов лежат на отметках ок. 2500 м, а по краям полого (15—20°) погружаются и скрываются под верхнеплиоценовые андезито-базальты на отметках ок. 1500 м. С запада, юга и севера она ограничена Разданским, Казахским и Анкаванским разломами и выступает в рельефе в виде горста.

Казахская впадина расположена между Цахкуняцким поднятием и Арагацким вулканическим щитом. С двух сторон она ограничена сбросовыми нарушениями и представлена грабеном, в котором в четвертичное время накопились озерно-речные отложения, мощностью порядка 100 м. Доплиоценовый фундамент здесь лежит на отметках до 1500 м. Две перемычки на северо-западе и юго-востоке отделяют Казахскую впадину от Ленинанканской и Арагатской впадин.

Западнее Казахской впадины расположен крупный полигенный стратовулкан Арагац (4095 м), выраженный в современном рельефе в виде щитовидного вулканического сооружения, сложенного верхнеплиоценовыми и четвертичными вулканическими породами, мощность которых местами превышает 1500 м.

В тектоническом отношении массив горы Арагац не представляет единого структурного сооружения. Близширотным разломом он делится на две части—северную и южную, отличающиеся своим подластовым строением.

Большая южная часть ее представляет типичную вулканотектоническую депрессию, возникшую в плиоцене-антропогене в результате извержения огромной массы вулканических продуктов и проседания земной коры. Бурением установлено, что поверхность сарматских отложений на южном склоне горы Арагац имеет абсолютную отметку ок. 500 м, что значительно ниже отметок синхронных отложений в Ереванской грабене и Араратской котловине.

В северной половине этого вулканического сооружения фундаментом плиоцен-четвертичного эффузивного комплекса являются, по всей вероятности, эоценовые и меловые отложения. Таким образом, эта часть горы Арагац представляет погребенное поднятие альпийского геосинклинального основания.

Вулканические сооружения горы Арагац, как и другие вулканические массивы Антикавказа (Гегамский, Кечутский и др.) характеризуются большим отрицательным значением гравитационного поля, что, вероятно, можно поставить в прямую связь с дефицитом массы в этих частях земной коры, в результате опорожнения вулканической массы и наличия молодых (неоген-четвертичных), менее уплотненных пород. В четвертичном периоде вулканическое сооружение Арагаца испытывало сводообразное поднятие, обусловившее возникновение радиальных тектонических трещин, выраженных в виде узких и глубоких несколько переработанных ледниковой экзарацией корытообразных долин (Амбердская, Манташская и др.).

Западнее Севанской впадины расположено Гегамское вулканическое нагорье, сложенное плиоценовыми и четвертичными вулканическими образованиями и выраженное в рельефе в виде пологого овально-вытянутого, щитовидного поднятия. Вполне возможно, что указанный эффузивный чехол бронирует блок-антиклинальное поднятие северо-западного простирания, которое отделяет Севанскую впадину от Ереванской грабена. Об этом свидетельствуют выступы средне-верхнепалеозойских отложений в бассейне р. Аргичи и конкских и мэотических отложений северо-западной периклинальной части этого предполагаемого поднятия в районе гор. Раздан на отметках ок. 1700—1800 м. Несколькими субпараллельными разломами, трассирующимися линейным расположением вулканических аппаратов это предполагаемое поднятие ступенчато опускается в сторону Севанской впадины.

Восточнее Севанской впадины расположено Вардениское поднятие близширотного простирания, сложенное

почти целиком плиоцен-четвертичными вулканогенными образованиями. В его восточной части выступают также отложения палеогена и верхнего мела. Кровля эоценового фундамента, обнажающаяся местами в его сводовой части, имеет отметку ок. 3000 м, а в соседней Севанской впадине она опускается до нескольких сотен метров.

Этими данными определяется амплитуда этого поднятия в неотектоническом этапе. Субширотное простирание Варденисского вулканического хребта, а также антикавказская складчатость в палеогеновых и меловых отложениях в его восточной части, по-видимому, обусловлен крупным разломом, проходящими по линии Варденисский хребет—басс. р. Аргичи—гора Арарат. Этот разлом трассируется также линейным (субширотным) расположением центров вулканических извержений и излияний.

Зангезурское блок-антиклинальное поднятие является наиболее приподнятым участком описываемой зоны, где господствуют молодые линейные и брахиформные поднятия (до 2500, 3000 и реже 3500 м), а впадины имеют подчиненное значение. Здесь главнейшими орографическими и неотектоническими структурами являются Капутджихский хребет северо-западного простирания и подставляющиеся косо по отношению к нему Баргушатский и Мегринский хребты субширотного направления.

Ось наиболее значительного Капутджихского поднятия (более 3500 м) совпадает с западной частью Мегринского плутона, который продолжал испытывать в новейшее время дифференцированное воздымание. Об амплитуде поднятия Капутджихского хребта в четвертичном периоде можно судить по относительным высотам верхнеапшеронской (?) флювиогляциальной террасовой поверхности. На западных склонах Зангезурского хребта она поднимается до 2000—2500 м, в центральной части Нахичеванской котловины поверхность этой террасы понижается до 1000 м, а в ее западной части погружается под русло р. Аракс (Милановский, 1968).

Амплитуда новейших поднятий Баргушатского поднятия не превышает 3000 м, а Мегринского поднятия—2500—2750 м. Между последними двумя поднятиями находится Охчинский блок, расположенный в бассейне р. Вохчи, амплитуда новейшего поднятия которого ок. 2250 м. Зангезурское блок-антиклинальное поднятие имеет сложное строение, связанное с наличием многочисленных продольных и поперечных тектонических нарушений. Главнейшими из них являются Хуступ-Гиратахский, Дебаклинский, Гехинский глубинные разломы субмеридионального простирания и Араксинский, Вохчинский, Воротанский поперечные и другие нарушения. Этими нарушениями Зангезурское блок-антиклинальное поднятие раздроблено на отдельные блоки второго порядка, придающие рельефу ступенчатый характер, с воздыманием

этих ступеней в направлении с востока на запад и с юга на север. Одним из таких блоков является южная часть Зангезурского хребта. Этот блок представляет собой крупное горстообразное поднятие, хорошо выраженное в рельефе крутыми, прямыми склонами с уклоном до $45-50^\circ$, почти полным отсутствием террас в долинах рек и поверхностей выравнивания на водоразделах и резким крутым уступом между среднегорной и высокогорной частями хребта. Приподнят блок по Дебаклинскому разлому.

К востоку от Дебаклинского разлома расположен узкий, вытянутый в меридиональном направлении Мегринский грабен, состоящий из нескольких приразломных впадин второго порядка. Широкое развитие отложений речных террас на висячем боку и их абсолютное отсутствие в лежащем говорит о том, что разлом продолжает развиваться в четвертичное время. Амплитуда новейших поднятий в южной части грабена составляет 800—1000 м, а в северном направлении в результате интенсивного воздымания доходит до 2500 м. В этом же направлении расположены приразломные небольшие грабены (Агаракский, Нор-Аревикский, Личкский и др.), заполненные угленосными и обломочными образованиями плиоцена и антропогена, пласты которых моноклинально падают к Дебаклинскому разлому.

Восточнее зангезурского поднятия расположено Кафанское моноклинальное блоковое поднятие, ограниченное с запада Хуступ-Гиратахским разломом. Амплитуда новейших поднятий здесь составляет ок. 2500 м, а по южному и восточному обрамлению блок-антиклинального поднятия она составляет 800—1000 м. Кафанское поднятие Охчинским разломом разделено на два блока—северный и южный, причем северный блок занимает более высокое положение и имеет сравнительно более расчлененный рельеф.

Воротанский прогиб расположен в бассейне р. Воротан. Отделяется от Арпинской поперечным антиклинальным поднятием Воротанского перевала и кулисообразно подставляет его. В тектоническом отношении представляет плоскую синклиналиную впадину, сформировавшуюся на месте долины Палеоворотана. Последняя возникла в среднем плиоцене в связи с интенсивным понижением базиса эрозии—Южного Каспия. Заполнен он верхнеплиоценовой Сисианской диатомовой и Горисской вулканогенной свитами и потоками верхнеплиоценовых и четвертичных лав, стекавших в долину р. Воротан с Сюникского нагорья. Состоит он из трех разобщенных небольших впадин (Базарчайской, Ангахакотской и Шамбской), разделенных поперечными поднятиями. Днище Воротанского прогиба не столь глубоко; абсолютная величина новейшего поднятия составляет здесь 1500—2000 м. Вдоль р. Воротан прослеживается Воротан-

ский разлом сбросового типа, по которому юго-западный борт прогиба относительно приподнят. Вследствие этого прогиб имеет асимметричное строение.

Северо-восточнее Воротанского прогиба расположены Ераблурское и Сюникское среднегорные плато, которые имеют наклонную поверхность и располагаются в интервале высот 1200—2500 м.

Горисское моноклинальное плато занимает высоты от 1200 до 2000 м.

Новейшие структуры здесь имеют не чисто тектонический, а тектоно-вулканический характер и в своем образовании тесно связаны с вулканическими процессами.

Беди-Айоцзорская зона умеренно-дифференцированных, унаследованных из олигоцена и миоцена и отраженных в рельефе в прямой форме горст-антиклинорных и грабен-синклинальных поднятий. Эта зона дифференцированных поднятий и относительных опусканий характеризуется унаследованным типом развития новейших тектонических структур и сравнительно меньшей амплитудой вертикальных движений. Новейшие структуры выявляются здесь по положению подошвы многочисленных останцев плиоценовой вулканогенной вохчабердской свиты, резко несогласно налегающей на отложения от палеозоя до среднего миоцена и сармата, а также по залеганию четвертичных галечных покровов (Советашенская, Ехегнадзорская наклонные террасы).

Рассматриваемая зона делится на две подзоны: Веди-Арпинскую подзону относительного прогибания и Урц-Айоцзорскую подзону поднятия. Первая из них представлена несколькими унаследованными от палеогена синклинальными долинами, сложенными верхнепалеогеновыми и миоплиоценовыми отложениями с хорошо выраженными аккумулятивными и эрозионными террасами (Вединская, Шагапская, Арпинская).

Наиболее крупной из них является Арпинская синклинальная долина, относительное прогибание которой вырисовывается по отметке подошвы миоплиоценовой вулканогенной толщи, первоначально целиком заполнявшей его, а в центральной его части—по деформациям (до 5°) верхнеплиоценовых и четвертичных галечных террас (Ехегнадзорское наклонное плато на северном крыле прогиба и Азизбековское—на южном). В осевой части прогиба, близ с. Ехегнадзор, где абсолютная амплитуда новейших воздыманий не превышает 1250—1300 м, р. Арпа протекает по относительно широкой, открытой террасированной долине, а ниже по течению, за пределами прогиба пропиливает глубокое и узкое antecedentное ущелье. На востоке и западе

Арпинский прогиб испытывает поперечный перегиб, соответствующий Сисианским и Советашенским синклинальным поднятиям, амплитуда новейших поднятий, в пределах которых насчитывается около 1800—2000 м. Советашенское синклинальное поднятие разделяет Арпинский прогиб от расположенного на западе Шагапского прогиба. Последний в западном направлении моноклинально раскрывается и сливается с Араратской депрессией ниже пос. Веди. Амплитуда новейших поднятий здесь от 1000 до 1500 м.

На западе зоны расположен Чатминский прогиб, выполненный антропогенными аллювиально-пролювиальными образованиями, а фундаментом служат отложения эоцена и олигоцена. Амплитуда новейшего поднятия ок. 1000 м.

Северо-западнее Шагапской долины расположена Вединская подзона блоковых брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, выраженных в рельефе как прямыми, так и обращенными по отношению к древним структурам формами.

С запада и востока подзона разграничена соответственно Азатским и Вединским разломами сбросового и взбросового типа, которые имеют субмеридиональное простираие на юге, а на севере, сворачиваясь, приобретают северо-восточное направление.

Амплитуда новейшего поднятия оценивается от 1300—1500 м (гг. Ерах и Еранос) до 2000 м в верховьях рр. Веди, Хосров и Азат.

Урц-Айоцдзорская подзона поднятия соответствует одноименному антиклинорному сооружению, сложенному палеозойскими и мезозойскими отложениями, а на крыльях—палеогеновыми образованиями. Она состоит из двух блоковых поднятий—Урцкого и Айоцдзорского, разделенных субмеридиональным разломом (антецедентное ущелье р. Арпа). Амплитуда новейшего поднятия на Урцком блоке ок. 2200 м, а на Айоцдзорском—ок. 2400 м.

Среднеараксинская зона прогибания, состоящая из унаследованных из палеогена и наложенных неоген-антропогенных впадин и горстовых поднятий. В южной части Малого Кавказа расположена Среднеараксинская зона прогибания, отличающаяся большой сложностью и разнообразием строения. Заложенные в разное время на гетерогенном фундаменте отдельные его части испытывали опускание весьма различной интенсивности и длительности и в новейшей стадии развития обнаруживают эту пестроту.

Начало заложения Среднеараксинской впадины соответствует верхнему олигоцену—нижнему миоцену, началу оро-

генного этапа развития Антикавказ. Красноцветная лагунно-континентальная формация верхнего олигоцена—нижнего миоцена, являющаяся нижним горизонтом заполняющих Среднеараксинскую впадину молассовых отложений, трансгрессивно и несогласно перекрывает различные горизонты более древних отложений от среднего олигоцена до палеозоя включительно и оконтуривает впадину в современных ее границах.

В пределах Среднеараксинской зоны выделяется ряд новейших тектонических структур, краткое описание которых дается ниже.

Нижеахурянский прогиб расположен в западной части Араратской котловины, с востока ограничен Октемберянским поднятием и заполнен молассовыми и лагунно-континентальными, преимущественно песчано-глинистыми и гипсо-соленосными образованиями верхнего олигоцена—миоцена общей мощностью свыше 3000 м. В нижнем-среднем плиоцене весь этот комплекс отложений был смят в брахискладки запад-северо-западного простирания и рассечен разломами. В антропогене северная часть прогиба испытывала слабое поднятие, а юго-восточная приараксинская часть продолжала прогибаться; западная и юго-западная часть прогиба, наоборот, испытывала сравнительно интенсивное поднятие. Вследствие этого, в плане современной структуры он представлен в виде пологой моноклинали с падением на юг-юго-восток. В результате таких неравномерных движений мощность четвертичных озерных отложений увеличивается в юго-восточном направлении, а на западе-юго-западе четвертичные отложения отсутствуют. В результате такого поднятия в западной части прогиба р. Ахурян прорезала верхнеплиоценовый лавовый покров толщиной 200—250 м. Этими дифференцированными движениями обусловлено то, что на западной части прогиба амплитуда абсолютного новейшего поднятия составляет более 1000 м, на севере—600—700 м, а на юго-востоке—порядка 500 м. Внутри прогиба наблюдаются отдельные локальные относительно приподнятые и опущенные участки, свидетельствующие о росте структур в антропогене.

Арташатский прогиб расположен в центральной части Араратской котловины, южнее Паракар-Енгиджинского погребенного горстового поднятия, ось которого проходит несколько севернее р. Аракс. Фундаментом пестроцветных молассовых отложений здесь являются верхнемеловые отложения, а эоценовые и олигоценые отложения здесь вовсе отсутствуют.

В четвертичном периоде Арташатский прогиб испытывал наиболее интенсивное прогибание, мощность озерно-речных отложений антропогена здесь составляет 400—450 м

(в центральной части прогиба). Мхчанским поперечным поднятием прогиб разделен на Масисскую и собственно Арташатскую впадины. Максимальная амплитуда новейших поднятий здесь не превышает 400 м. Структура прогиба осложнена пологими брахискладчатыми формами с углами падения на крыльях 1—15°. Рост этих пликативных а также и разрывных структур продолжается и в современную геологическую эпоху, что отражено на продольных профилях рек Аракс, Раздан, Сев-джур.

Паракар-Енгиджинское горстовое поднятие протягивается в субширотном направлении по линии Тазагах—Енгиджа—Арбат—Паракар—Эчмиадзин, а затем фундамент, погружаясь, вновь воздымается у с. Агавнатур. Ограничен он с северо-востока Ереванским разломом, а с юго-запада—Эчмиадзинским. В пределах горстового поднятия мощность чехла кайнозойских отложений резко сокращается и эопалеозойский метаморфический фундамент залегает на глубине от 500 до 1000 м, в то время как в Ереванском прогибе над фундаментом залегают отложения верхнего мела, эоцена, олигоцена и мио-плиоцена и четвертичного возраста, мощность которых достигает 5—6 км. Разрез чехла на горстовом поднятии начинается с эоцена и до миоценового возраста включительно имеет сокращенную мощность. В рельефе горстовое поднятие проявляется слабо, однако рост его в течение плиоцена и антропогена доказывался резким сокращением мощностей верхнемиоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений в его сводовой части. О современной тектонической активности горстового поднятия свидетельствует также морфология р. Раздан. Севернее горста до развалин Кармир-Блур р. Раздан протекает по узкой долине, в его пределах по ущелью, а к югу от него образует конус выноса и наблюдается погружение молодых террас.

Амплитуда новейшего поднятия в пределах горста—500—600 м.

Ереванский прогиб ограничен с запада и востока Разданским и Джрвежским разломами, а с юга—Ереванским глубинным разломом. По этим разломам он в виде грабена опущен, а граничащие с ним блоки приподняты.

Ереванский прогиб в неотектоническом этапе, развиваясь в виде поперечного межгорного прогиба, заполнен мощными молассовыми, в том числе соленосными толщами верхнего олигоцена—нижнего миоцена до сармата включительно.

В плиоцене и антропогене Ереванский прогиб в целом испытывал слабое поднятие, чем и обусловлены отсутствие или незначительное развитие отложений соответствующего возраста. Амплитуда поднятия здесь в постсарматское время составляет ок. 1000 м.

В отличие от других прогибов Среднеараксинской зоны, в Ереванском прогибе большое развитие имеют соляные структуры (купола и куполовидные поднятия—Аванский, Разданский, Еларский, Арамусский, Мурадсарский, Ераблурский и т. д.), установленные буровыми работами и выраженные в современном рельефе. Об имевших место интенсивных тектонических движениях в постплиоценовое время свидетельствуют приподнятость соляных куполов, покрытых верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами и раздробленность их разломами и флексурами.

Западнее Ереванского прогиба, между реками Раздан и Касах расположено Спандарянское поднятие, в пределах которого фундамент относительно приподнят, мощность миоценовых отложений здесь сокращается, а соленосная свита замещается маломощной гипсоносной свитой.

Южно-арагацкий прогиб расположен на южном склоне г. Арагац, протягивается в субширотном направлении, ось которого совпадает с руслом р. Селав-Мастара. Сведений о строении этого прогиба мало, но по имеющимся результатам буровых работ и сопоставлению с соседними структурами можно предполагать, что он является западным дугообразным продолжением Ереванского прогиба, разграниченного Раздан-Ахурянским региональным разломом. По данным буровых работ кровля сарматских отложений в центральной части прогиба имеет уровень моря и, по-видимому, является палеодолиной р. Дигор.

В пробуренной скважине севернее с. Кош кровля сармата имеет высотную отметку 500 м, которая моноκлиально поднимается к вершине г. Арагац. Прогиб имеет асимметричное строение. На южном склоне г. Арагац скважинами установлено наличие вохчабердской вулканогенной свиты, которая отсутствует полностью на южном борту прогиба. На основании этих данных можно предположить наличие разлома по осевой полосе прогиба. Куполовидные формы в рельефе юго-западнее Бюракана и севернее Кизиллов, подобно Мугнинскому поднятию, вероятно являются соляными структурами.

Араздаянская впадина расположена в крайней юго-восточной части Араратской депрессии, которая углубляется в сторону Садаракской мульды (в Нах. АССР). От Арташатского прогиба она отделяется Хор-Виравским и Сари-Папским палеозойским выступами и заполнена миоценовыми и четвертичными отложениями незначительной мощности.

Кровля сарматских отложений по отношению к Арташатскому прогибу здесь приподнята и имеет отметку порядка 600 м.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Краткий обзор воззрений

Краткие сведения о землетрясениях Кавказа и геологических условиях их возникновения имеются в работах Г. В. Аби́ха (1889), И. В. Мушкетова и многих других геологов, географов, историков и иных исследователей природы Кавказа.

Результаты макросейсмических и инструментальных наблюдений отдельных землетрясений описаны в опубликованных работах многих исследователей Кавказа.

Из них особенно следует отметить долголетние исследования Е. И. Бюса, который составил наиболее полный каталог макросейсмических наблюдений в Закавказье и описал 2530 землетрясений разной силы, происходивших на территории Кавказа за время 1139—1950 гг. Его исследования подытожены в трехтомных монографиях, опубликованных в 1948—1952 гг. (Бюс Е. И., 1948—1954).

По Армении следует отметить работы Н. К. Карапетян, С. А. Пирузяна, а также В. А. Степаняна, составившего каталог землетрясений, ощущенных населением на территории Армении за период от древнейших времен до начала двадцатого века.

В настоящем очерке мы охарактеризуем в краткой форме лишь работы, касающиеся сейсмо тектоники Армении.

Вопросы сейсмогеологии Кавказа обстоятельно освещены в трудах Г. П. Горшкова (1933, 1949), Л. А. Варданянца (1935), К. Н. Паффенгольца (1947), основные выводы которых, касающиеся связи сейсмичности с геологическим строением данной области, до сих пор сохраняют свою актуальность и служат основой для более детальных исследований.

Г. П. Горшков впервые на высоком научном уровне проанализировал геологические условия возникновения Зангезурского землетрясения 1931 г., определил эпицентральный участок последнего и силу землетрясений.

По Л. А. Варданянцу основными тектоническими элементами, с которыми совпадают сейсмические очаги на Кавказе, являются границы молодых поднятий и погружений, поперечные по отношению к основным структурам данного района дислокаций (разрывы и флексуры), узлы пересечения древних и более молодых дислокационных зон. Составляя карту вероятных сейсмических очагов, Л. А. Варданянц пришел к выводу, что наиболее активными в сейсмическом отношении районами на Кавказе являются Шемахинский и Ахалкалак-Ленинканский тектонические узлы.

По К. Н. Паффенгольцу (1947), землетрясения обусловлены эпейрогеническими движениями, которыми заканчивается формирование горного сооружения Малого Кавказа. В зависимости от особенностей тектонического строения участков, к которым приурочены сейсмические очаги, последние разделяются К. Н. Паффенгольцем на два типа. К первому типу относятся очаги, совпадающие с крупными разрывами— границами геотектонических комплексов (Шемаха, Кахетия, Амасия, Ереван, Ордубад и др.), а ко второму—очаги, приуроченные к более или менее сложным структурам, располагающимся внутри геотектонических комплексов. Наиболее сильные землетрясения, по его мнению, связаны с очагами первого типа.

В 1960 г. была опубликована новая обобщающая работа коллектива авторов: Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е., по сейсмотектонике Кавказа (1960). В этой обстоятельной монографии приведена детальная характеристика тектонического строения Кавказа и истории его геологического развития в мезозое и кайнозое, а также подробное региональное описание сейсмичности Кавказа по отдельным сейсмогенным районам. В работе рассматриваются вопросы сейсмоактивности, распределения плотностей эпицентров землетрясений, глубины очагов, силы землетрясений, а также дан анализ динамических параметров очагов и изменения сейсмической активности во времени. Ими составлена новая карта сейсмического районирования Кавказа М 1:1000000 и дан общий обзор сейсмичности сопредельных стран—Анатолии и Ирана. Работа иллюстрирована большим количеством геологических, палеогеографических, палеотектонических и сейсмических карт, схем и разрезов. По указанным авторам, наиболее активными на Кавказе являются районы, которые характеризуются перестройкой плана тектонического развития, высокой контрастностью тектонических движений. Важнейшими, контролирующими факторами, по их мнению, являются также зоны живущих глубинных разломов.

В Тавро-Кавказской складчатой области ими выделяются два типа сейсмических зон—продольной и поперечной, соответствующих ее геотектонической зональности.

Специальные главы, посвященные сейсмичности Кавказа, имеются в монографических трудах В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского (1963), Е. Е. Милановского (1968). По Е. Е. Милановскому, большинство землетрясений Кавказа имеют очаги, расположенные внутри земной коры, в основном в верхней ее половине (на глубине 10—12 км). Поэтому, по его мнению, сейсмическая активность Кавказа, как правило, тесно связана с новейшими тектоническими структурами, которые обычно проявляются на поверхности и выявляются геолого-морфологическими методами. Е. Е. Милановский, вслед

за предыдущими исследователями, подчеркивает роль поперечной тектонической зональности в проявлении сейсмичности.

В работах А. Т. Асланяна, посвященных региональной геологии и тектонике Армении (1958, 1970), разбираются также вопросы, касающиеся сейсмичности. Он разделяет мнение тех исследователей, которые связывают очаги землетрясений с границами зон новейших поднятий и опусканий, с участками сочленения различно ориентированных тектонических зон и разрывных нарушений. Указанный исследователь отмечает важную роль Измит-Эрзерум-Тегеранской зоны глубинных разломов, к которой приурочены наиболее сильные землетрясения в Армении (очаги, локализованные в Араксинской впадине).

В своих работах (Габриелян, 1959, 1963, 1972) мы также старались обосновать важное значение региональных разрывных нарушений как кавказского, так и антикавказского простирания в проявлении сейсмичности. К ним же приурочены центры новейших вулканических извержений и выходы термо-минеральных источников. Анализ географического распространения эпицентров землетрясений на территории Армении отчетливо показывает, что очаги землетрясений с высокой балльностью (7 или 8 баллов и более) приурочены преимущественно к тем районам, которые испытывали неоднократную перестройку тектонического плана и характеризуются высокой активностью новейших движений дифференциального характера.

С. А. Пирузян в своей монографии (1969) дал подробную характеристику геологических условий землетрясений Приереванского района, придавая при этом особое значение разломам субмеридионального простирания.

Г. П. Симонян детально охарактеризовал сеймотектонику Араратской котловины и южной Армении, выделяя сейсмогенные зоны, которые в основном совпадают с границами отдельных тектонических блоков и выражены в виде разломов (1972, 1976).

Сеймотектоника Кавказского региона наиболее полно охарактеризована в сводной работе большого коллектива авторов, посвященной сейсмическому районированию СССР. Раздел «Армения» в этой монографии составлен Н. К. Карапетян, С. С. Мкртчяном и К. Н. Паффенгольцем (1968). Авторами приводятся данные инструментальных и макросейсмических исследований, характеризуются графики повторяемости и геологические условия сейсмичности. Ими составлена карта сейсмического районирования территории Армянской ССР, на которой выделены районы с 7 и 8-балльной интенсивностью ожидаемых землетрясений. По нашему мнению, не обосновано выделение узкой семибалльной зоны в центральной части Араратской впадины, которая по

своим сейсмогеологическим условиям не отличается от восьмibalльной зоны остальной части впадины. Центральная часть впадины расположена в Измит-Тегеранской региональной сейсмоактивной зоне, к которой приурочены все катастрофические и разрушительные землетрясения Турции, Ирана и Армянского нагорья.

Сейсмичности Азербайджана в указанной монографии посвящена статья Ф. Т. Кулиева, Ш. С. Рагимова, Ф. С. Ахмедбейли, З. З. Султанова (1968), а Грузии—Е. И. Бюса, А. Д. Цхакая, М. М. Рубинштейна (1968). В Азербайджане наиболее сейсмоактивная зона (8-балльная) приурочена к границе поднятия Большого Кавказа и Куринской впадины, а в Грузии—к Ахалкалакскому вулканическому нагорью и юго-западному склону Большого Кавказа. Все эти восьмibalльные участки расположены в зонах разломов, ограничивающих различно построенные крупные оротектонические блоки Кавказа (Большой Кавказ, Рионо-Куринская впадина) и в Транскавказской поперечной зоне поднятия и разрывов (Ахалкалакское вулканическое нагорье). На основании геологических и геофизических данных М. М. Рубинштейн (1968) пришел к выводу о генетической связи Ахалкалакской группы землетрясений с двумя параллельными, линейно вытянутыми в меридиональном направлении разломами, проходящими через Кечутский и Амулсарсарский хребты. К ним же приурочены центры извержений и излияний плиоцен-антропогенных лав.

О контролирующей роли разломов Кавказского и Антикавказского простираения в проявлении сейсмичности на Малом Кавказе пишет в своей работе также Э. Ш. Шихалибейли (1966). По его данным, особенно сейсмоактивны участки пересечения продольных и поперечных структур (разломов, флексур, поднятий, прогибов и др.).

В монографии Б. А. Борисова, Г. И. Рейснера и В. Н. Шолпо (1975) разбираются методические вопросы применения геологических данных в сейсмическом районировании. На основании изучения связи между геологическими явлениями и сейсмичностью ими составлена карта максимальной амплитуды землетрясений Кавказа, Крыма и Венгрии.

Ряд интересных статей, составленных с использованием новых геологических и геофизических данных, имеются в сборнике, посвященном сейсмотектонике Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. В своей статье, помещенной в этом сборнике, И. А. Резанов и В. И. Шевченко (1974) обосновывают важную роль тектонических швов глубокого заложения, разграничивающих длительно развивающиеся крупные тектонические блоки в проявлении сейсмичности.

Вопросы сейсмологии Турции освещены в работах многих турецких и западноевропейских геологов, в частно-

сти, Н. Эгерана и Т. Лана (1971), Е. Лана (1971), Н. Пинара (1967), И. Кетина (1967) и более детально в коллективном труде, посвященном региональной геологии и истории Турции (1971). Ценные новые данные по сейсмотектонике Турции приведены в недавно опубликованной монографии Р. Бринкмана (1976).

По Ирану следует отметить работы А. Зиберга (1933), Дж. Штёклина (1976), А. Новрузи (1971) и М. Берберяна (1976). Все они связывают очаги землетрясений с крупными разрывными дислокациями земной коры, контролирующими также новейший вулканизм.

В статье А. А. Габриеляна и С. А. Пирузяна (1972) характеризуются геологические критерии сейсмичности и впервые составлена сейсмотектоническая карта Армении, основанная на карте новейшей тектоники. Ими составлена новая схема сейсмического районирования Армении, на которой выделены три сейсмические зоны—6, 7 и 8-балльные. Они в целом соответствуют трем крупным структурно-формационным оротектоническим блокам Армении и в значительной мере отражают ее глубинное геологическое строение.

В 1976 г. А. А. Габриеляном, С. А. Пирузяном и Г. П. Симоняном был составлен новый, несколько измененный и дополненный новыми данными вариант этой схемы (1976). Общая характеристика геологических условий сейсмичности Кавказа и сопредельных стран приведена также в работе А. А. Габриеляна (1977).

В последние годы сейсмическим микрорайонированием городов и крупных гидротехнических сооружений Армении успешно занимается С. С. Симонян.

Таким образом, краткий обзор литературы по сейсмотектонике Армении и сопредельных частей Кавказа, Анатолии и Ирана показывает, что в настоящее время подавляющее большинство исследователей связывает пространственное распространение очагов землетрясений с большими, региональными, ныне живущими разломами, разграничивающими геотектонические комплексы и блоки земной коры. Придается также большое значение участкам пересечения разнонаправленных структур и разломов. Мнения исследователей едины также в вопросе о том, что почти все очаги Кавказских землетрясений, за отдельными исключениями, коровые (5—15 км) и обусловлены геологическими процессами, происходящими в земной коре и, в частности, в ее верхней части.

Геологические критерии сейсмичности

Основными геологическими критериями, контролирующими сейсмичность в Армении, являются новейшие (неоген-четвертичные) и, в частности, современные тектонические

движения, их характер, амплитуда и соотношение с более древними (донеогеновыми) движениями и созданными ими структурами, геологическое строение и возраст донеогенового альпийского геосинклинального складчатого основания, глубинные разломы, в частности, «ныне живущие», зоны Антикавказских поднятий и дислокаций, соляная тектоника и инженерно-геологические условия местности.

Тектоническое строение донеогенового складчатого основания и возраст складчатости. Так как многие особенности новейших тектонических движений и созданных ими структур в значительной степени обусловлены строением и историей развития донеогенового альпийского складчатого основания, целесообразно сейсмостектонический очерк начать с рассмотрения этого вопроса.

Территория Армении расчленяется на три геотектонических комплекса, различающихся возрастом складчатых движений, формационным составом слагающих их пород, типами пликтивных структур, глубинным геологическим строением (геофизической характеристикой), магматизмом и другими геологическими признаками. (рис. 38 в прилож.).

Первый из них—Сомхето-Кафанский комплекс охватывает северо-восточный и юго-восточный склоны Антикавказа и характеризуется широким развитием мезозойских вулканотенно-осадочных формаций и интрузий и почти полным отсутствием палеогена, неогена и столь характерного для Антикавказа четвертичного вулканизма. Он отличается пологой складчатостью, сравнительно спокойным (менее расчлененным) гравитационным полем и характеризуется относительным максимумом силы тяжести (зоны северо-восточного гравитационного относительного максимума).

Второй комплекс или мегаблок—Базум-Зангезурский—охватывает центральную, наиболее поднятую часть Антикавказа и объединяет в себе Севано-Акеринскую и Анкавано-Зангезурскую геотектонические подзоны, краткая характеристика которых приводилась выше. В геофизическом отношении это зона центрального относительного минимума силы тяжести, что свидетельствует о большой мощности земной коры (около 50 км) в данной части Антикавказа. Карты гравитационного поля и аномальных магнитных полей Z_a и ΔT_a на этом блоке имеют более сложный, мозаично-блоковый характер, при этом относительные максимумы силы тяжести и магнитные максимумы соответствуют выступам альпийского и доальпийского складчатого основания, а гравитационные и магнитные минимумы — погруженным частям последнего. Таким образом, характер гравимагнитных аномальных полей находится в прямом соотношении с геологическими структурами района.

Третий—Приараксинский мегаблок (зона) охватывает

Еревано-Ордубадскую и Среднеараксинскую тектонические подзоны, расположенные в юго-западной части Армении. Они характеризуются платформенным режимом развития в герцинском тектоническом этапе и миогеосинклинальным—в альпийском, чем и обусловлено слабое развитие магматизма и преобладающий брахиаксиальный и куполовидный характер складчатых структур. Этот блок—область юго-западного гравитационного относительного максимума, на общем фоне которого выделяются второго порядка гравитационных полей максимумы и минимумы, точно соответствующие выступам и впадинам складчатого основания.

Новейшие и, в частности, современные тектонические движения являются одним из важнейших факторов, контролирующих землетрясения (рис. 36, 37 в приложении).

Анализ геологических и геоморфологических данных приводит к выводу, что Антикавказ в неотектоническом или орогенном этапе (олигоцен-антропоген) испытывал поднятие с максимальной амплитудой ок. 3—3,5 км, из коих в постсарматское время—2—2,5 км, а в четвертичном периоде—ок. 1 км.

На территории Антикавказа выделяются пять неотектонических зон, отличающихся амплитудой и характером тектонических движений и сейсмоактивностью, которые почти полностью совпадают с вышеописанными геотектоническими зонами, выделяемыми, в основном, в плане структуры альпийского складчатого основания.

Севернее Антикавказского поднятия расположена Куринская зона прогибания—Куринская межгорная впадина, сложенная неогеновыми и антропогеновыми морскими и континентальными молассовыми формациями. Она заложена в начале орогенного этапа развития Кавказа (в олигоцене) и в течение всего неотектонического этапа испытывала непрерывное опускание.

Южнее Куринской впадины расположена зона моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа с унаследованными от мезозоя инверсионными антиклинорными и синклинорными горстовыми поднятиями. Она соответствует Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоне и в течение неотектонического этапа испытывала устойчивое и почти непрерывное поднятие с амплитудой в среднем около 200 м. В юго-восточном направлении зона полого погружается в сторону Куринской впадины, а с юго-запада крутым обрывом по разлому сочленяется со следующей зоной.

Важнейшими особенностями зоны являются сравнительно более древний (киммерийский) возраст складчатости до неогенового основания, небольшая амплитуда новейших поднятий и их слабо дифференцированный характер, унаследо-

ванный тип развития новейших структур, почти полное отсутствие новейшего вулканизма и обусловленная ими сравнительно слабая сейсмоактивность (5—6 баллов).

Южнее и юго-западнее этой моноклинали расположена Севано-Акеринская зона высокой контрастности новейших тектонических движений, соответствующая одноименной геотектонической зоне донеогенового основания. Характерной особенностью зоны является большая амплитуда (3—3,5 км) и резко дифференцированный характер новейших движений и обращенный характер поднятий и прогибов по отношению к древним структурам. Она состоит из блоковых поднятий, выраженных в рельефе в виде синклинально построенных горных хребтов и молодых впадин, выполненных четвертичными молассовыми накоплениями, наложенных на древние антиклинальные сооружения. Исключение составляет впадина Большого Севана, которая представляет остаточный от палеогена прогиб и в течение всего неогена и антропогена испытывала почти непрерывное опускание.

Для зоны в целом характерно интенсивное развитие новейшего вулканизма и высокая сейсмическая активность (7—8 баллов).

Далее к югу следует Анкавано-Зангезурская шовная зона резко дифференцированных, сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабенов, общей амплитудой поднятия в неотектоническом этапе до 3,5 км. Очень широко развит новейший, в частности, четвертичный вулканизм, а сейсмоактивность высока—8 баллов.

Следующая—Веди-Айоцзорская неотектоническая зона умеренно дифференцированных поднятий. Она состоит из унаследованных от олигоцена и миоцена и отраженных в рельефе в прямой форме горст-антиклинорных поднятий и расположенных между ними довольно широких синклинальных (грабен-синклинальных) долин с аккумулятивными и эрозийными террасами.

Бассейн р. Аракс составляет Среднеараксинская зона прогиба, состоящая из унаследованных от палеогена и наложенных неоген-четвертичных впадин и горстовых поднятий. Суммарная средняя мощность заполняющих впадину морских, лагунных и континентальных молассовых отложений неогена и антропогена составляет 3,5—4 км. Эта зона впадин, как и Куринская, была заложена в начале олигоцена, в эпоху общей регионально выраженной на Кавказе инверсии геотектонического режима, знаменующей начало орогенного или неотектонического этапа развития.

Однако формирование Среднеараксинской впадины в ее современных контурах имело место в позднем олигоцене — раннем миоцене, в эпоху интенсивного горообразования и возникновения межгорных впадин по всему Кавказско-Ана-

толийско-Иранскому сегменту Средиземноморского орогенического пояса. На общем фоне относительного максимума гравитационного аномального поля, характерного для впадины в целом, (юго-западная зона относительного максимума), осложняющие ее грабены и горсты, слабо отраженные в рельефе и установленные буровыми скважинами, выражены, соответственно, в виде относительных минимумов и максимумов. Выделяются шесть типов грабенов и прогибов, отличающихся изменением знаков и амплитудой неотектонических движений во времени (рис. 34). Высокая сейсмическая активность (8 и более баллов) зоны связана с интенсивным проявлением новейших и современных движений, широким развитием разрывных дислокаций, а также более сложным, с переменными знаками движений донеогенового этапа.

Разломы. Исключительно велика роль разрывных дислокаций в формировании современного облика сложнопостроенного складчато-блокового строения Антикавказа и его сейсмичности. Все разломы, установленные как геологическими, так и геофизическими данными, делятся на две категории: на глубинные (гипоглубинные или мантийные и мезоглубинные, достигающие границы Конрада) и эпиглубинные (внутрикоревые). Первые из них являются более региональными, имеют более длительную историю развития, ограничивают геотектонические зоны и блоки, контролируют распространение фаций и мощностей, магматизм и эндогенную минерализацию, а вторые—сравнительно локальные, имеют краткую геологическую историю (рис. 39). Некоторые из глубинных разломов законсервированы (залечены), но подавляющее большинство продолжает активно действовать в неотектоническом этапе и, в частности, в современную геологическую эпоху. Они отчетливо отражены в рельефе в виде крутых, обрывистых, несимметричных склонов, прямолинейных речных долин и ущелий и вдоль них обычно расположены небольшие приразломные грабены, термо-минеральные источники, древние и современные оползни, росы и следы палеосейсмических дислокаций. Они гораздо более сейсмоактивны, чем разломы, приуроченные к верхним слоям земной коры.

По простиранию разломы также группируются в две группы: разломы северо-западного (общекавказского) и близширотного простирания и разрывные нарушения близмеридионального и северо-восточного (антикавказского) простирания.

Из глубинных разломов (зон разломов) общекавказского простирания наиболее важными являются Анкавано-Зангезурская зона разломов, Севано-Амасийская, Красносельск-Леджанская, разделяющая Алаверди-Кафанский тектонический блок от Севано-Акеринского, Араксинская и др. Все они древнего (юрского и мелового) заложения и контроли-

руют зонально-блоковое строение Антикавказ. Разломы Антикавказского направления сравнительно молодые, они возникли, главным образом, в орогенном этапе, но их роль в проявлении молодого вулканизма и сейсмичности не менее важна. Они контролируют план расположения новейших структур-впадин, поднятий и осложняющих их пликативных структур (антикавказская складчатость).

Особенно сейсмоактивны узлы пересечения разнонаправленных и разновозрастных разрывных нарушений (Арташат, Двин, Арарат, Паракар, Зангезур, Леникан, Ани, Дигор, Цахкадзор, Камо и др.).

Севано-Амасийский разлом (зона разломов) Кавказского простирания на северо-восточном побережье оз. Севан, на Базумском горсте и Амасийском блок-антиклинории контролирует ультрабазитовый магматизм и ассоциирующиеся с ним вулканогенно-обломочные и метаморфизованные кремнистые породы (офиолитовая ассоциация) юрского-раннемелового возраста. В северо-западной части этой зоны разломов особенно отчетливо выражены тектонические движения неотектонического этапа, и, в частности, поздний плиоцено-четвертичные. В современном рельефе они отражены в виде крутых уступов и вытянутых валообразных флексурных изгибов в долеритовых базальтах позднего плиоцена, антецедентных ущелий, приразломных грабен.

С ними связаны очаги Амасийской группы и части Ахалакской группы землетрясений.

Более сейсмоактивной является Анкавано-Зангезурская зона разломов. Это—классический пример зоны длительно развивающегося (J—Q) разлома шириной в 10—15 км, зоны дробления, катаклаза и смятия в изоклинальную складчатость альпийского геосинклинального комплекса отложений, динамометаморфизма, милонитизации, раскливажирования. Это—зона проницаемости земной коры, контролирующая альпийский магматизм и эндогенную минерализацию. Между главными двумя разломами, ограничивающими зону с юго-запада и северо-востока (Дебаклинский и Хуступ-Гиратахский), развита целая система северо-западных и субширотных разрывных нарушений второго порядка, которые расчленяют зону на отдельные сегменты, придавая ей мозаично-блоковый характер.

Большая амплитуда (3—3,5 км) и исключительно дифференциальный характер новейших тектонических движений обусловили сильно пересеченный горный рельеф и направление речных долин (долины рек Мармарик, Воротан, Вохчи, Гехи и др.), вдоль которых расположены многочисленные выходы термальных минеральных вод и эпицентры семи- и восьмибалльных землетрясений (Гярд, Татев, Сиснак, Мартуни, Камо и др.).

Другой зоной сейсмоактивных разломов близширотного

и общекавказского простираания является Среднеараксинская. Здесь также развита целая сеть разломов, среди которых особенно выделяются две группы парных разломов корового заложения. Первая группа, состоящая из двух параллельных разломов—Ереванского и Эчмиадзинского, проходит юго-западнее г. Еревана и ограничивает Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие. Они обуславливают различие в фациях и мощностях палеогеновых и неогеновых отложений, слагающих Ереванский и Арташатский грабен-синклиории. Другая пара разломов, вероятно, более глубокого заложения, контролирует ультраосновной магматизм мелового возраста в Среднеараксинской впадине и направление течения р. Аракс.

С Среднеараксинской зоной разломов связаны эпицентры землетрясений в районе Двина, Арташата, Гарни, Арарат (Акори), Еревана и др. Эти группы разломов составляют часть более крупной и региональной зоны глубинных разломов, которая тянется от района г. Измит на берегу Мраморного моря и через центральную и восточную Анатолию (Эрзинджан—Эрзерум—Кагызван) и бассейн р. Аракс переходит на территорию Ирана (Тебриз—Тегеран) на протяжении ок. 2000 км.

Все очаги 8 и 9-балльных разрушительных землетрясений, зарегистрированных за последнее тысячелетие на территории Анатолии, Ирана, приурочены к этому поясу глубинных разломов.

Наиболее крупной зоной дислокаций субмеридионального и Антикавказского простираания является Транскавказская, которая от Ставропольского выступа на Скифской эпигерцинской плите на севере через Дзирульский массив и Сомхетскую глыбу, Ахалкалакское вулканическое нагорье, пересекая долину р. Аракс тянется до Битлисского выступа палеозойского основания у оз. Ван. Севернее Ставропольского поднятия эта зона сочленяется с Волгоградской зоной глубинных разломов и флексур, ограничивающей Прикаспийскую синеклизу с запада.

Таким образом, это—региональная зона дислокаций земной коры, охватывающая и геосинклиналиную складчатую область, и соседние платформы (Н. С. Шатский, 1948). Эквивалентной ей по своему геологическому значению структурой является субмеридиональная зона впадин, охватывающая акваторий Каспийского моря и Прикаспийскую синеклизу. На Антикавказе эта зона разломов контролирует орогенный вулканизм и эпицентры Ахалкалакской, Ленинанканской, Ани-Дигорской, Карсской, Алашкертской групп землетрясений.

Из других сейсмогенных разломов антикавказского простираания следует отметить параллельные и субпараллельные разрывные нарушения, которые ограничивают Еревано-Севанский грабен-синклиорий с востока и запада (Азатский,

Джрвѣжский, Раздан-Араилерский и др.) и расчленяют его на отдельные, вытянутые в северо-восточном направлении опущенные и приподнятые блоки. Они контролируют фации и мощности неогеновых и четвертичных отложений, соляную тектонику Ереванского соленосного бассейна и мезоформы рельефа. На участках сочленения этих разломов с разломами общекавказского простираия и приурочены очаги наиболее разрушительных землетрясений (Двин, Акори, Гарни, Дигор и др.).

Поперечные поднятия. По всему Кавказу наблюдается приуроченность многих сейсмических очагов к зонам поперечных поднятий. За исключением некоторых из них, которые древнего заложения и контролируют фации и мощности мезозойских и палеогеновых отложений и магматизм, большинство зон поперечных поднятий является структурами, сформировавшимися в неотектоническом этапе. Их возникновение знаменует начало нового этапа геотектонического развития, характеризующегося общей тенденцией к созданию геотектонических и структурно-формационных зон близмеридионального и северо-восточного простираия. Более региональным выражением этой тенденции новейших тектонических движений являются субмеридиональная Каспийская впадина и эквивалентная ей Транскавказская зона поднятия и разломов, о которых говорилось выше.

Структурами антикавказского простираия являются Ереванский и Нахичеванский грабен-синклинории, выполненные мощными (до 4 км) соленосными и терригенными молассовыми отложениями, смятыми в складки северо-восточного (антикавказского) простираия.

К востоку и западу от Ереванского грабена расположены зоны поперечных поднятий, соответственно гора Варденис—ст. Арарат и Сомхетские горы—гора Арарат. К последнему приурочены наиболее высокие отметки Сомхетского, Базумского, Памбакского и Цахкуняцкого хребтов, что свидетельствует о продолжающемся воздымании их в современную геологическую эпоху. Вдоль этих поперечных зон поднятий расположены многочисленные центры потухших вулканов и эпицентры землетрясений.

В Среднеараксинской впадине и Ереванском грабене проявление сейсмичности связано, помимо вышеописанных факторов, также с соляной тектоникой. Установлено, что куполовидные возвышенности в Приереванском районе, сложенные миоценовой солью, перекрывающимися их базальтами и андезито-базальтами позднего плиоцена представляют в структурном отношении соляные купола и куполовидные поднятия, расположенные обычно вдоль разломов. Их отчетливая выраженность в рельефе свидетельствует о продолжающемся формировании этих структур в современную

геологическую эпоху, с чем, вероятно, также связаны периодически проявляющиеся сейсмические толчки.

К числу важнейших геологических факторов, контролирующих сейсмичность, относятся и инженерно-геологические условия местности: литолого-петрографический состав грунта и степень его трещиноватости, водонасыщенность и др. Эти показатели особенно важны при составлении крупномасштабных карт сейсморайонирования городов и других важнейших промышленных и сельскохозяйственных объектов.

Суммируя вышеизложенное, касающееся геологических условий проявления сейсмичности и сопоставляя их с сейсмостатистическими данными, легко заметить, что в подавляющем большинстве случаев очаги землетрясений приурочены к границам крупных геотектонических, в частности, неотектонических зон, выраженными в виде перманентно действующих разломов глубокого заложения общекавказского и Антикавказского простирания. При этом, очаги наиболее разрушительных землетрясений локализованы в местах сочленения и пересечения разнонаправленных (Кавказского и Антикавказского) структурных зон и разломов (узлы тектонической напряженности).

Об исключительно важной роли ныне живущих разломов в локализации сейсмических очагов свидетельствует также тот факт, что очаги большинства землетрясений в Армении и на Кавказе в целом находятся на небольших глубинах—порядка 10—15 км.

Краткая характеристика сейсмичности территории Армянской ССР (сейсмостатистика)

В пределах Армянского нагорья и Малого Кавказа за последние 2000 лет неоднократно имели место сильные и разрушительные землетрясения.

Сейсмичность территории Армянской ССР характеризуется макросейсмическими и инструментальными данными, имеющимися в рукописных и опубликованных работах К. Костянина (1902), Л. А. Барданянца (1935), Е. И. Бюса (1948—1955), В. А. Степаняна (1942, 1964), Н. К. Карпетян (1960), С. А. Пирузяна (1969), А. Д. Цхакая, В. Г. Папалашвили (1973), а также в новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР. Эти данные охватывают промежуток времени с 139 до 1973 гг.

По данным В. А. Степаняна (1942, 1964), эпицентры разрушительных землетрясений во II и IV вв. располагались в районе Арарата, в VI в.—в районе Ерзика (Эрзинджан), в VIII—XVIII вв.—в районе Айоцзора, в X в.—в Двине, в XI в.—в районе Ерзика и частью Ани (1132, 1319), Гандза-

жа—в XII в., в Татеве (1308), XVI в.—в районе Ерзнка, в XVII в. в Гарни (1679), в XVIII в.—в районах Эрзерума и Ерзнка, в XIX в. в районах Арарата (1840), Эрзерума, Цахкадзора и Ахалкалаки, в XX в.—в районах Ерзнка, Ленинанкана, Ахалкалаки, Ереван, Игдыра и Зангезура.

На территории Армении выделяются четыре более или менее обособленных сейсмоактивных района, неравноценных по степени сейсмической активности:

1. Ленинанканская группа очагов;
2. Араратская группа очагов;
3. Зангезурская группа очагов;
4. Камо-Разданская группа очагов.

1. В Ленинанканскую группу входят землетрясения Ленинанканского района с известным разрушительным восьми-девятибалльным землетрясением 1926 г., землетрясением 1046 г. (8 баллов) и 1132 г. (7 баллов), 1935 г. (8 баллов) и другие неоднократно опустошавшие древнюю столицу Армении—город Ани. Главнейший очаг этой группы, по Л. А. Варданянцу (1935), был расположен вблизи развалин древнего города Ани.

Наиболее сильным в этой группе, происшедшим в нашем столетии, является Ленинанканское землетрясение 22 октября 1926 года, последствия которого изучали П. И. Лебедев (1927), Е. И. Бюс и В. Гигинейшвили (1943). Оно состояло из трех толчков: первый—силой 4—5 баллов, $M=4,3$, второй—силой 7—8 баллов, $M=5,2$, третий—главный толчок имел максимальную интенсивность 8—9 баллов, $M=5,7$ (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР). В вышеуказанных работах приведены сведения о повреждениях церквей, школ, учреждений, домов, надгробных памятников и т. д. Землетрясением была нарушена телефонная связь с Тбилиси, Ереваном, Карсом. Девять селений были совершенно разрушены. В 44 селах было разрушено 4246 домов, полуразрушено 975 домов, частично разрушено 740 домов. Большинство этих зданий относится к типу А по шкале MSK—64, чем и объясняется сильный эффект разрушений. Следует отметить, что при обследовании учитывался суммарный эффект трех толчков, поэтому с увеличением разрушений повысилась интенсивность землетрясения. По всей вероятности, третий толчок по интенсивности не превышал 8 баллов.

Н. П. Лебедев отмечает появление рваных, не очень широких меридиональных трещин в почве по склону долины реки Ахурян, южнее Ленинанкана и у селения Александровка. С. Абдалян указывает, что этим разрывом происходило опускание обращенных к реке Ахурян блоков по сбросу с амплитудой до 1 м.

2. Араратская группа очагов землетрясений охватывает территорию Араратской котловины. С ней связано большое число землетрясений, являющихся наиболее значительными по интенсивности и частоте сотрясений.

В этом районе макросейсмическими и инструментальными данными выделены Двинская, Паракарская, Арташатская, Арагацкая, Гарнийская, Ереванская и Араратская группы эпицентральных зон. Из них наиболее значительными по интенсивности и частоте сотрясений являются следующие землетрясения: 139 г. (8 баллов, $M=5,7$); 893 г. (8—9 баллов, $M=5,3$); 1679 г. (8 баллов); 1840 г. (8—9 баллов, $M=6,7$) и другие.

Двинское землетрясение 893 г. До этого землетрясения древняя столица Армении—город Двин испытывала разрушения вследствие землетрясений 851, 858, 863, 869 гг., сопровождавшихся многотысячными человеческими жертвами. Е. И. Бюсом (1948 г.) сила этих землетрясений оценивается до 8 баллов с M —от 4,5 до 5,0. Наиболее значительным оказалось землетрясение 893 года, в результате которого разрушились не только жилые дома, но и дворцы, церкви и другие капитальные здания. Сведения о последствиях Двинского землетрясения 893 г. имеются в работах К. Карапетяна (1902 г.), В. Степаняна (1942, 1964), Е. И. Бюса (1948) и К. Кафадаряна (1952). В этих работах, в частности, приводятся данные о том, что вследствие землетрясения город Двин в одно мгновение превратился в груды развалин. Развалились городские стены, жилые дома, дворцы и церкви в древней столице Армении при династии Багратидов. Была повреждена церковь Католикоса. Человеческих жертв было так много, что не хватало места и времени для погребения, а многие остались под развалинами. После этого разрушительного землетрясения столица Армении была переведена в город Ани. В каталоге В. И. Бюса землетрясение 893 г. отмечено как 9-балльное. С. А. Пирузян (1969) силу этого землетрясения оценивает в 8 баллов. Исходя из степени разрушения и тектонического строения района, силу землетрясений можно оценить в 8—9 баллов, $M=5,3$.

Гарнийское землетрясение 1679 г. (4/VI). Подробное описание этого землетрясения дано Ервандом Шахазизом в книге «Старый Ереван», где использованы материалы армянских источников. Это землетрясение являлось одним из сильнейших среди известных землетрясений, происшедших в районе г. Еревана. Вследствие этого землетрясения пострадали город Ереван, Канакер, Норагавит, Дзорагюх, Норк, Гямрез и многие другие села в Араратской области. Землетрясение распространялось со стороны Гарни в направлении приблизительно с востока на запад и охватило большую территорию, начиная от села Норагавит до озера Севан

в субмеридиональном и от Гарни до Эчмиадзина и поселка Карби в субширотном направлениях. На поверхности Земли образовались большие трещины. Ряд родников высохли, а в других местах возникали новые. Были разрушены многие церкви и монастыри: Агджоц Ванк, Айри Ванк, Авуц-тар, Храм Трдашен, церкви сел. Джрвеж, Закаванк, Норагавит, Норк, Гямрез и Гарни. В Ереване разрушились три церкви—им. святого Геворка, св. Оганеса и Зоравар, а также Ереванская крепость. Погибло 7600 человек. Подземные толчки продолжались до октября месяца, но самым сильным был первый. Е. И. Бюс (1948) силу землетрясения 1679 г. оценивает в 8—9 баллов, $M=5,9$, с эпицентром в районе Гарни.

Арагатское землетрясение 1840 г. (20/VI). Это одно из наиболее сильных землетрясений Армянского нагорья. К. Костанянц (1902) описывает это землетрясение следующим образом: «20 июня 1840 г. было большое землетрясение и продолжалось до 28 сентября. В горе Арагат открылась большая трещина. Разрушилось село Акори вместе с монастырем св. Якова. От землетрясения пострадали Тавриз, Маку (Иран), Эрзерум, Баязет (Турция), от горы Арагат к ее подножию протекал дождевой ливень и уничтожал все, что было на пути. Куполовидное место села Акори от обвала горы Арагат поднялось еще выше». В это же время произошли значительные изменения в рельефе как на склонах г. Арагат, так и в долине р. Аракс и ее притоков. Из горы Арагат происходило извержение газов, паров и водяных потоков, которые и произвели указанные выше опустошения в ее окрестностях. Родники на Арагате изменили свое течение.

Землетрясение ощущалось на огромной площади Малого Кавказа, между Ленинаканом, Баязетом, Маку, Ордубадом, Шушой, Гехардом и Ереваном. Интенсивность этого землетрясения оценивается в 8—9 баллов, $M=6,7$.

Из землетрясений этой группы можно отметить также Ереванское землетрясение 1937 г., интенсивность которого в Ереване и Паракаре оценивается в 7 баллов. Оно ощущалось на всей территории Арагатской котловины. Вследствие этого землетрясения в Паракаре пострадали все дома, в Ереване пострадало значительное число зданий. Повреждение домов наблюдалось в селах Арбат, Геханист, Верин Неджерлу, Гетап, Захмат, Канакер, Зангилар, Енгиджа, Эчмиадзин, Норагавит, Агамзалу и др. Эпицентр расположен у с. Паракар.

3. Зангезурская группа очагов землетрясений. К ней относятся следующие землетрясения: 1308 г. (8 баллов), 1931 г. (8—9 баллов), 1968 г. (7—8 баллов). Наиболее сильным было землетрясение 27 апреля 1931 г. Последствия этого землетрясения были обследованы Г. П. Горш-

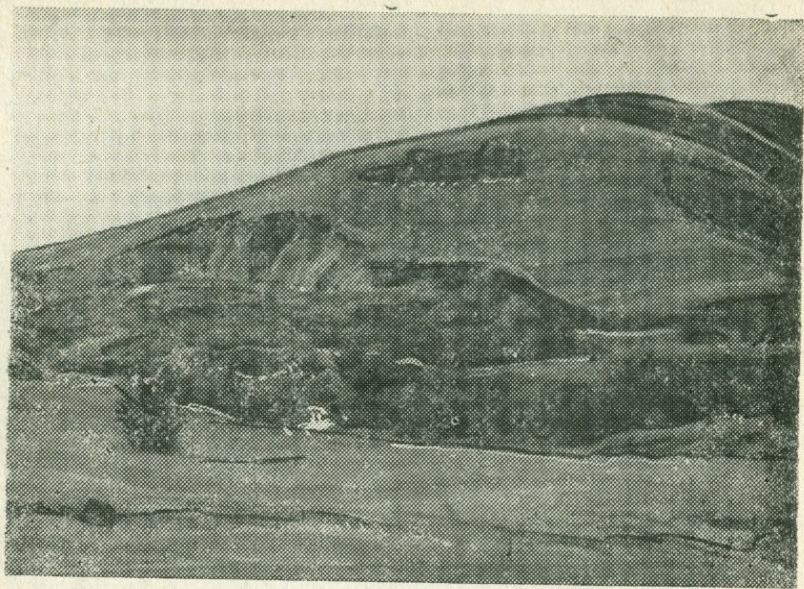


Рис. 40. Следы палеосейсмодислокаций в районе Сисианского перевала.

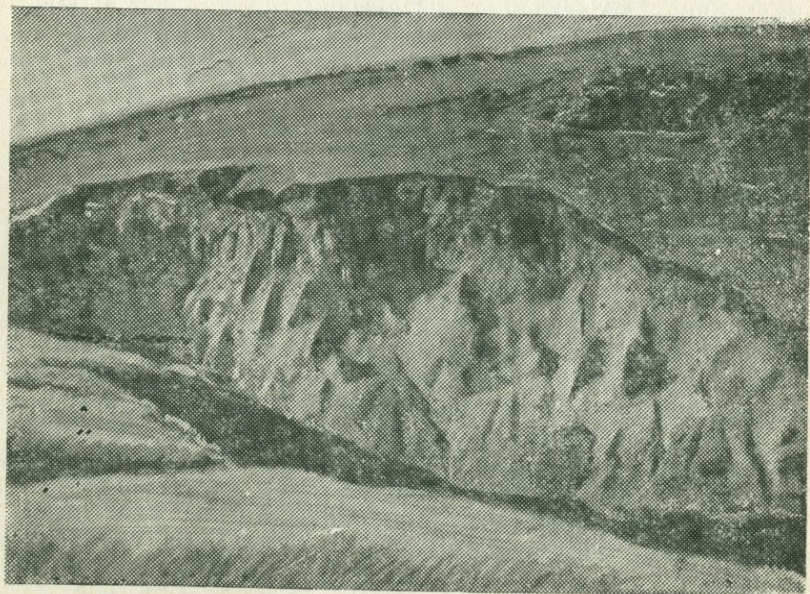


Рис. 41. Следы палеосейсмодислокаций в районе Сисианского перевала.

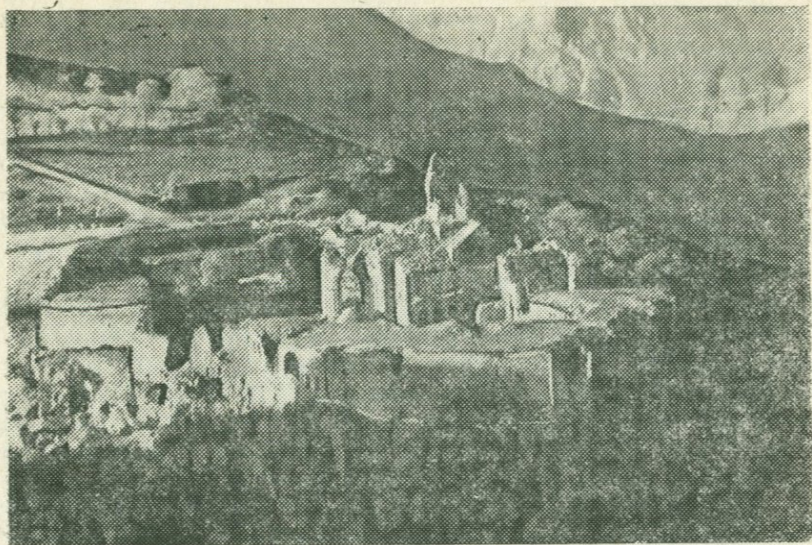


Рис. 42. Татевский монастырь после Зангезурского землетрясения 1931 г.

ковым (1933 г.). В нескольких пунктах оно достигло 9 баллов, а на очень большой площади—8 баллов (около 100 тыс. кв. м), вызвав разрушение в смежных районах Армении и Азербайджана, где пострадало около 100 селений. Некоторые селения были разрушены полностью. Эпицентр землетрясения находился на Зангезурском хребте, на месте пересечения Дебаклинского (возможно, Ордубадского) глубинного разлома с Вохчинским (или Воротанским) разломом. Вследствие землетрясения в плейстоценовой области, а также в Сисианском районе и Нахичеванской АССР на поверхности земли было обнаружено много остаточных деформаций—трещин, обвалов, оползней и т. п. (рис. 40, 41). Разрушилась церковь Татевского монастыря (рис. 42). Полностью можно согласиться с мнением Г. П. Горшкова, что на степень повреждения повлияли неблагоприятные инженерно-геологические, геоморфологические, гидрогеологические условия местности, а также строительные конструктивные особенности зданий. Последние представляли собой полуземлянки с толстой земляной кровлей, и большинство домов было расположено уступами на косогоре. Магнитуда землетрясения оценивается $M=6,3$.

Землетрясение 1968 г. Землетрясение проявилось двумя толчками 9 июня и 1 сентября 1968 г. интенсивностью в эпицентральной зоне 8 баллов. Эпицентр первого толчка совпал с эпицентром 1931 г., располагаясь на Зангезурском хребте, а эпицентр 1 сентября расположился на 10 км восточ-

нее первого. Макросейсмические и инструментальные обследования Зангезурского землетрясения 1968 г. произведены А. Г. Назаровым, Н. К. Карапетян, А. Х. Баграмяном, С. А. Пирузяном, Л. В. Шахсуваряном, З. З. Султановой и др. (1968, 1973). Очаг землетрясения находился на глубине 10—14 км, магнитудой $M=5,0$.

Обследование последствий землетрясения показало, что наибольшие повреждения и частичные разрушения имели место в населенных пунктах Кафанского района Армянской ССР: Каджаране, Лернадзоре, Кейпашене, Ачати, Аджебадже, Гехи, Чайкенде, Гярде и др., а также в селениях Хурс, Нургют и др. Ордубадского района Нахичеванской АССР. В этих пунктах, наиболее близко расположенных к эпицентру, интенсивность землетрясения доходила до 7 баллов по шкале MSK—64 (1969). Здесь же на отдельных локальных участках интенсивность сотрясения доходила до 8 баллов. Сотрясения интенсивностью в 5—6 баллов охватили приблизительно 9,0 тыс. кв. км.

Помимо повреждений зданий и сооружений, землетрясение вызвало также остаточные деформации на поверхности Земли. В ущельях рек Вохчи, Гехи, Аджебадж, Гярд и др. образовались небольшие осыпи скальных пород. В эпицентре землетрясения были обнаружены микро- и макротрещины с раскрытием 0,3—1,0 при вертикальном перемещении 0,3—0,4 м. Длина одной зияющей трещины в скальных породах Гярдской интрузии на правом возвышенном берегу р. Гехи достигла более 15 м, шириной 0,3—0,4 м, простираемым СЗ—30°.

4. Камо-Разданская группа очагов. Здесь намечаются три сейсмических очага: очаг Камо 1909 г. (5—6 баллов), Цовагюхский 1853 г. (7 баллов, $M=4,3$) и Цахкадзорский 1827 г. (7—8 баллов, $M=5,0$). Наиболее значительным из них является Цахкадзорское землетрясение 1827 г., вследствие чего отвалилась башня построенной в 1033 г., церкви Кечарис в Цахкадзоре, а также другие церкви на берегу озера Севан. Землетрясение отмечено также в Дилижане и на острове Севан. В Цовагюхе вследствие землетрясения полностью были разрушены несколько домов и пострадало 12 домов. Сведения о землетрясениях этой группы имеются у В. С. Степаняна (1942, 1964). В число сильнейших землетрясений, имевших место на территории Армянской ССР, можно отнести землетрясения 735 и 906 гг. в Айоцдзоре, сведения о которых имеются в работах Е. И. Бюса (1948) и В. С. Степаняна (1964).

Разрушительное и опустошительное землетрясение 735 г. в Вайоцдзоре длилось 40 дней. Вследствие землетрясения погибло более 10.000 человек, произошли большие разрушения, во многих местах растрескивалась земля, многие жители вместе со своими домами погибли в расселинах. След-

ствие землетрясения область названа «Вайоцзором» («Ущелье скорби»).

При разрушительном землетрясении 906 года разрушились монастыри Хотакерац, Каркон, много церквей. Интенсивность Вайоцзорских землетрясений оценивается в 8 баллов, $M=5,7$.

Из других в сейсмическом отношении активных районов является Спитакская группа очагов, где более сильные толчки имели место у Кировакана в 1916 г. (5—6 баллов), у Степанавана в 1961 г. (6—7 баллов, $M=4,3$) и у Сп.гака в 1967 г. (6—7 баллов, $M=4,5$). Спитакское землетрясение 1967 г. проявилось на всей территории северной Армении, а также в Тбилиси, Гори, Боржоме и Кировабаде.

В Спитакском районе были разрушены несколько старых домов, а в новых типовых домах образовались трещины. Сведения о Спитакском землетрясении 1967 г. имеются у А. Д. Цхакая и В. Г. Папалашвили (1973).

Анализ сейсмостатистических данных показывает, что за историческое время в северо—северо-восточной Армении интенсивность землетрясения не превысила 6 баллов, в центральной Армении—7 и реже до 8 баллов, в запад-юго-западной и южной Армении—8 и реже до 9 баллов.

Сейсмический режим

Территория Армянской ССР является одной из наиболее сейсмоактивных районов нашей страны, сейсмичность которой характеризуется макросейсмическими и инструментальными данными, имеющимися в рукописных источниках и в опубликованных работах, приведенных в разделе «Сейсмо-тектоника».

По совокупности анализа имеющихся сейсмологических и геологических данных на территории Армянской ССР выделяются три наиболее сейсмоактивных района:

1. Ленинанская группа очагов землетрясений с известными землетрясениями 1046 г.—8 баллов ($M=5,5$); 1132 г.—7 баллов ($M=5,3$); 1319 г.—7—8 баллов ($M=5,4$); 1926 г.—8—9 баллов ($M=5,7$) и 1935 г.—8 баллов ($M=6,2$).

2. Араратская группа очагов землетрясений с сильными землетрясениями 139 г.—8 баллов ($M=5,7$); 893 г.—8—9 баллов ($M=6,0$); 970 г.—7—8 баллов ($M=5,2$); 1679 г.—8—9 баллов ($M=5,5$) и 1840 г.—8—9 баллов ($M=6,3$).

3. Зангезурская группа очагов землетрясений с сильными землетрясениями 1308 г.—8 баллов ($M=6,1$); 1931 г.—8—9 баллов ($M=6,3$) и 1968 г.—7—8 баллов ($M=4,9$).

Кроме того сильные землетрясения произошли в Айоцдзоре в 735 г.—8 баллов ($M=5,8$) и 906 г.—8 баллов ($M=5,7$).

По этим данным и исходя из карты изосейст отдель-

ных землетрясений нами составлена обобщенная карта эпицентральных областей и сводных изосейст Армянской ССР (рис. 44), на которой показаны также эпицентры тех землетрясений, для которых из-за отсутствия достаточных данных не составлены карты изосейст. На этой карте проведены 6,7—8 и 8—9 балльные изолинии.

Из карты видно, что 8—9 балльная область охватывает все три вышеуказанные группы землетрясений (Ленинканская, Араратская и Зангезурская), которые расположены в юго-западной и юго-восточной частях территории, охватывая позднеальпийскую складчатую область с резко выраженными новейшими дифференцированными движениями; 7—8-балльная область охватывает центральную Армению и соответствует среднеальпийской складчатой области с умеренными новейшими дифференцированными движениями; 6-балльная область занимает северо-восточную часть территории, соответствует раннеальпийской складчатой области со слабыми новейшими дифференцированными движениями.

Остановимся теперь на вопросах сейсмического режима и сейсмической активности территории Армянской ССР.

Сейсмический режим и сейсмическая активность как Армянского нагорья в целом, так и Малого Кавказа изучены Н. К. Карапетян (1964, 1976), Н. К. Карапетян и С. А. Пирузяном (Геология Армянской ССР, т. 10) и Н. К. Карапетян, Ж. О. Манукян (1976, 1977) по материалам которых и написан данный раздел.

При изучении сейсмического режима региона Н. К. Карапетян использованы все имеющиеся сведения о сильных землетрясениях за весь исторический период времени.

В целях массовой классификации по энергии землетрясений Армянского нагорья, ею была составлена энергетическая шкала, которая состоит из 12 классов (см. табл.)

Соотношения между энергетическим классом, магнитудой и балльностью землетрясений

Энергетический класс $K = E_{дж}$	Магнитуда	Сила землетрясений в баллах	Предельная дальность регистрации в км
7	$1,5 < M < 2$	1	100
8	$2 < M < 2,5$	2	200
9	$2,5 < M < 3,25$	3	400
10	$3,25 < M < 3,75$	4	800
11	$3,75 < M < 4,25$	5	1600
12	$4,25 < M < 4,75$	6	3200
13	$4,75 < M < 5,25$	7	6400
14	$5,25 \leq M < 6$	8	—
15	$6 < M < 6,5$	9	—
16	$6,5 < M < 7$	10	—
17	$7 < M < 7,5$	11	—
18	$7,5 < M$	12	—

Из таблицы видно, что энергия землетрясений каждого последующего класса больше энергии предыдущего класса в 10 раз. Первый класс, обозначенный цифрой 7, соответствует энергии 10^7 дж или же седьмому энергетическому классу $K=lg, E=7$. Следовательно, двенадцатый класс, обозначенный цифрой 18, будет соответствовать энергии 10^{18} дж или же восемнадцатому классу $K=lg, E=18$.

Используя соответствующие полученные ею формулы, определены значения магнитуды M , балльности I , а также предельная дальность регистрации для первых шести классов с $K=7-13$.

Исходя из анализа развития сейсмических станций, расстояний между сейсмическими станциями, имеющейся аппаратуры на этих станциях и оценок предельных расстояний, Н. К. Карапетян пришла к заключению, что в пределах Армении и прилегающих к ней областях землетрясения с $K=10$ и с $K=11$ являются представительными, начиная с 1952 г., землетрясения с $K=12$ —начиная с 1932 г., а землетрясения с $K=13$ —начиная с 1908 г.

При изучении параметров сейсмического режима Армении были приняты именно указанные сроки представительности землетрясений различных энергетических классов.

Параметрами сейсмического режима являются угловой коэффициент графика повторяемости (γ), уровень сейсмической активности (A), (т. е. частота повторения землетрясений определенной сейсмической энергии), максимально возможное землетрясение (K_{max}) и мера рассеяния повторяемости землетрясений во времени (R).

С целью получения первых трех параметров режима (A , γ и K_{max}) являющихся долговременными средними показателями сейсмичности, были построены Н. К. Карапетян графики повторяемости в виде графиков зависимости повторяемости землетрясений от энергии землетрясений. Были построены графики повторяемости за различные периоды времени, начиная с 1952 г., т. е. когда представительными становятся землетрясения с $K \geq 10$. Были построены графики повторяемости за 10 лет (1952—1961 гг.), 11, 12... 17 лет (1952—1968), 1953—1967 гг., 1953—1968 гг. 1954—1968 гг., а также за более короткий период (1962—1968 гг.).

Построенные графики повторяемости получены в виде прямых линий, уравнения которых найдены методом наименьших квадратов. Анализ полученных величин значений наклонов графиков повторяемости для различных периодов времени показал, что для получения достоверных результатов для всей территории необходим период времени наблюдений не менее 15 лет.

График повторяемости, построенный за большой период времени (1967—1968 гг.) и по высоким энергетическим классам для всей территории показывает, что максимально воз-

возможным землетрясением является $K_{\max} = 16$, хотя более точные данные могут быть получены при построении карт максимально возможных землетрясений.

Значения сейсмической активности (А), за единицу которой принято среднее годовое число землетрясений с энергией, равной 10^{10} дж., происходящих на площади 1000 кв. км, также определены из графика повторяемости.

Для Армянского нагорья Н. К. Карапетян получены периоды повторения в среднем (по двум графикам) для 7-балльных землетрясений, равным 20 годам, 8-балльных—80 годам, 9-балльных—380 годам.

Графики повторяемости для отдельных сейсмоактивных зон не построены вследствие малочисленности происшедших в этих зонах землетрясений. С. А. Пирузяном (1972) построены графики повторяемости для Большого Ереванского района и получен средний период повторения 7-балльных землетрясений для северной части района, равный примерно 70 годам, для южной части—примерно 30 годам. Период же повторения 8-балльных землетрясений, для южной части и всего Большого Ереванского района в целом получился в среднем равным 370 годам. Для оценки энергии землетрясений этого района и построения графика повторяемости, С. А. Пирузян использовал энергетическую шкалу, составленную Н. К. Карапетяном.

Сейсмическая активность территории Армении и всего Малого Кавказа изучены Н. К. Карапетян и Ж. О. Манукян (1976).

Средняя долговременная сейсмическая активность A_{10} , представляющая число землетрясений десятого энергетического класса, ежегодно приходящихся на площадь 1000 кв. км, определяется из графика повторяемости. Для Малого Кавказа площадью 85000 кв. км получены следующие значения A_{10} : когда повторные точки не исключены, при методе распределения $A_{10} = 0,07 \div 0,08$, а при методе суммирования $A_{10} = 0,10 \div 0,12$, в случае, когда повторные толчки исключены, величина A_{10} равна соответственно $0,06 \div 0,07$ (при методе распределения) и $0,09$ (при методе суммирования).

Исходя из того, что величина A_{10} имеет различные значения для разных частей исследуемой территории, величины A_{10} , вычисленные для всей территории, являются пространственно осредненными. Следовательно, значение величины A_{10} дает только общее осредненное представление о сейсмичности территории. Для получения более точной и региональной картины сейсмичности авторами изучены пространственные распределения повторяемости землетрясений и построены карты сейсмической активности в изолиниях за периоды с 1952—1967 гг. (до Зангезурского землетрясения 9.VI.1968 г.) и с 1952—по 1968 гг.

На картах сейсмической активности, при построе-

нии которых повторные толчки исключены, наибольшая сейсмическая активность наблюдается на Ахалкалакском нагорье (вдоль узкой полосы на границе Армении и Грузии), где на каждые 1000 кв. км приходится ежегодно 2 землетрясения с $K \geq 10^{10}$ дж. Следующими по активности зонами являются небольшая область, расположенная вблизи гор. Еревана, и участок, расположенный к северо-востоку от озера Севан, в которых сейсмическая активность равна 0,2.

На картах сейсмической активности, при построении которых повторные толчки не исключены, наблюдается повышение сейсмической активности землетрясений, сопровождающихся повторными толчками с $K \geq 10$. Так, например, в районе Зангезурского землетрясения 9.VI. 1968 г. сейсмическая активность равна 0,5.

Любопытно отметить, что наибольшая средняя плотность энергии землетрясений, т. е. количество энергии, выделявшееся ежечасно с каждого квадратного километра площади, также наблюдается в Ахалкалакской, Ереванской, Ленинканской, в Зангезурской зонах—одинаковая.

Среднее значение R как для всей исследуемой территории, так и для отдельных ее частей за разные периоды времени наблюдений, при исключении из рассмотрения повторных толчков землетрясений, имеет примерно одинаковые значения в интервале от 1,0 до 1,4. В случае, если повторные толчки не исключены, значение R несколько возрастает: до 1,6 для всей территории и до 2,4 для района Зангезурского землетрясения, где определено по последующим толчкам этого землетрясения.

Для определения максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по сейсмическим данным, Н. К. Карапетян и Ж. О. Манукян составлены карты максимальных возможных землетрясений (K_{\max}), на которых нанесены все известные сильные землетрясения, происшедшие в этом регионе.

Рассматривая все построенные карты максимальных возможных землетрясений на территории Армении по различным корреляционным зависимостям $\lg A$ (K_{\max}) и различным r (радиус соответствия), можно отметить, что на карте K_{\max} , построенной по корреляционной зависимости $\lg A$ (K_{\max}) для Армянского нагорья максимальное возможное землетрясение имеет $K_{\max} = 16$, на картах же K_{\max} , построенных по Среднеазиатской и Среднеазиатско-Японской зависимости $K_{\max} = 17$, что является маловероятным, так как за все историческое прошлое и настоящее время здесь такой силы землетрясения ($K_{\max} = 17$) не наблюдались.

Следует отметить, также, что при сопоставлении расположения полученных изолиний K_{\max} с эпицентрами крупных

землетрясений прошлых лет, происшедших на исследуемой территории, наилучшее соответствие наблюдается на карте K_{\max} , при построении которой была использована полученная Н. К. Карапетян для Армении корреляционная зависимость между средней сейсмической активностью и K_{\max} .

Краткий сеймотектонический очерк Кавказа и сопредельных частей Турции и Ирана

Кавказ и прилегающие к нему территории Ближнего и Среднего Востока принадлежат к числу наиболее сейсмоактивных районов Евразии и на их территории в историческое время неоднократно происходили землетрясения, порой разрушительные и катастрофические (8 и более баллов). Сеймотектонике Кавказа посвящена большая серия монографических трудов и журнальных статей, среди которых следует особо отметить работы Л. А. Варданянца (1935), К. Н. Паффенгольца (1947), И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского и В. Е. Хаина (1960), Е. И. Бюса (1948—1954), Е. Е. Милановского (1968), Е. И. Бюса, А. Д. Цхакая, М. М. Рубинштейна (1968), Ф. Т. Кулиева, Ф. С. Ахмедбейли и др. (1968), Б. А. Борисова, Г. Н. Рейснера, В. Н. Шолпо (1975) и др.

Важнейшими геологическими критериями, контролирующими сейсмичность на Кавказе, как и в других орогенных зонах, являются новейшие и современные тектонические движения, их амплитуда и характер, глубинные разломы, особенно активные в новейшее время (как продольные, так и поперечные), зоны контрастных сочленений различно построенных и движущихся блоков, поперечных (антикавказских) дислокаций (поднятий и разломов), возраст складчатых деформаций донеогенового основания, а также перестройка тектонического плана во времени.

В различных структурно-формационных зонах эти показатели различны, чем и обусловлено различие в их сейсмоактивности.

На Кавказе выделяются пять крупных геотектонических зон, являющихся одновременно и крупными мегаформами рельефа—оротектонические зоны: зона предкавказских краевых прогибов, мегантиклинорий Большого Кавказа, Закавказская (или Рионо-Куринская) межгорная впадина, сложно построенный комплекс мегантиклинорий и мегасинклинорий Антикавказа (Малого Кавказа) и Среднеараксинская наложенная межгорная впадина (рис. 43). Границами указанных зон служат перманентно действующие разломы глубокого заложения и, таким образом, зоны эти представляют крупные блоки земной коры. Эти продольные оротектонические блоки поперечными разломами и флексурами делятся на блоки второго порядка, тем самым обуславливая

сложное мозаично-блоковое строение рассматриваемой области. Общая амплитуда новейших поднятий Большого Кавказа приравнивается 4—5 км, а по некоторым исследователям даже больше. Так, В. А. Растворова оценивает величину поднятия для осевой зоны в 6—7 км, среднегорной части—в 5 км, предгорной—3 км. По новым данным С. И. Дотдугева (1975), амплитуда поднятия Кавказа на орогенной стадии возрастает с запада на восток от 4,5—5 км до 10—12 км в меридиане долины р. Ардони, а далее на восток вновь убывает до 6—7 км.

Таким образом, максимальное воздымание приурочено не к центральному сектору, как считалось раньше, а к наиболее суженной части горного сооружения и к его восточной половине, т. е. к зоне, испытавшей наиболее глубокое погружение в геосинклинальной стадии. Все исследователи отмечают резко дифференцированный блоковый характер новейших (неоген-антропоген) тектонических движений на Кавказе.

Дифференцированностью и контрастностью характеризуются и современные тектонические движения на Кавказе, установленные на основании повторных нивелировок высокого класса. При этом наблюдается прямое соответствие между основными геотектоническими зонами и характером проявления современных тектонических движений. Так, наибольшая скорость этих движений в пределах горного сооружения Б. Кавказа (+12,7 мм/г), а в Рионо-Куринской впадине— —6,2, до +8 мм/г.

В соответствии с поперечной асимметрией Кавказа, выраженной в амплитудах новейших движений, сейсмичность также различна в его восточной и западной частях.

Анализ сейсмостатистических данных показывает, что Кавказ по сейсмоактивности делится на две части, на более активную—Восточный Кавказ и менее активную—западную. Особо важную роль в проявлении сейсмичности играют разломы глубокого и длительного развития—тектонические швы, которые обычно разграничивают различно построенные геотектонические блоки (межблоковые) и расчленяют последние на более мелкие блоки или структурно-формационные зоны второго порядка (внутриблоковые). Подавляющее большинство этих разломов, являясь структурами раннеальпийского (J—K₁) заложения, продолжают активно действовать в современную геологическую эпоху и отчетливо выражены в рельефе. По простиранию эти разломы делятся на две группы. Продольные (широтного и северо-западного или Кавказского направления), расчленяющие Кавказ на продольные оротектонические сегменты и поперечные (близмеридиональные и северо-восточные). Последние, преимущественно молодые и контролируют проявление орогенного вулканизма. Из продольных зон разломов на Большом Кавказе

наиболее крупной, к которой приурочены очаги сильных землетрясений, является Тырнаузская шовная зона, разграничивающая южную часть Предкавказской эпигерцинской плиты (Лабино-Малжинская моноклиналиная зона) от мегантиклинория Б. Кавказа. По-видимому, восточным продолжением этой шовной зоны являются парные межзональные глубинные разломы, тянущиеся от района гор. Баксан на западе через гг. Грозный (южный разлом) и Гудермес (Северный разлом) к Каспийскому морю (Дагестанская группа очагов землетрясений).

Другая крупная сейсмоактивная зона разломов разграничивает мегантиклинорий Б. Кавказа от Рионо-Куринской впадины и тянется от районов гг. Гагра и Сухуми к побережью Черного моря на восток (Кахетино-Лехчумская шовная зона) и по южному борту Б. Кавказа и северному борту Алазано-Агричайской впадины прослеживается на юго-восток к акватории Каспийского моря. К этому разлому приурочены группы сильных землетрясений в районах Закатал, Нухи, Барташена, Шемахи.

Парные межблоковые глубинные разломы широтного простирания ограничивают Аджаро-Триалетскую складчатую зону с севера и юга и, по новым данным И. П. Гамкрелдзе и др., (1976), прослеживаются на запад под акваторией Черного моря. Здесь они оконтуривают центральную, глубоководную часть последнего, отличающегося субокеаническим типом коры.

Другой продольный сейсмоактивный разлом прослеживается по южному борту Куринской впадины от р. Аракс на юго-востоке и до Сомхетской глыбы на северо-западе и разграничивает последнюю от расположенного южнее складчатого комплекса Антикавказа. Вдоль этого разлома расположены сейсмические очаги Кировабада и др. На Антикавказе выделяются три продольных сейсмоактивных разлома—Севано-Амасийский, Анкавано-Зангезурский и Араксинский, вдоль которых расположены очаги наиболее сильных землетрясений (Зангезур, Ленинанкан, Ереван, Гарни, Арташат и др.).

Из сейсмогенных дислокаций (разломов и поднятий) поперечного или антикавказского простирания наиболее крупной является Транскавказская, которая на Антикавказе контролирует группы сейсмических очагов (Ахалкалакская, Ленинанканская, Кечутская, Абуль-Самсарская) и новейший (плиоцен—антропогеновый) вулканизм.

На восточном Кавказе выделяется меридиональная сейсмоактивная зона, тянущаяся вдоль западного побережья Каспийского моря от г. Баку и до г. Махачкалы, а в области западного Кавказа—Тебердино-Чегемский, Мегрельский и др. поперечные разломы, к которым приурочены эпицентры многих сильных землетрясений.

Наиболее сейсмоактивны участки, расположенные на пересечениях разломов кавказского и антикавказского направлений (Ани, Ленинанкан, Махачкала, Ахалкалаки и др.). Велика роль перестройки тектонического режима в проявлении сейсмичности. Так, эпигерцинская плита Северного Кавказа и северный склон Антикавказа (Алаверди-Бердская неотектоническая моноклираль), которые характеризуются в основном унаследованным типом структурного развития в альпийском тектоническом периоде, менее сейсмоактивны (5—6 баллов). Им противопоставляется Большой Кавказ и центральная и Приараксинская зоны Антикавказа, которые отличаются инверсионным типом структурной эволюции и претерпели неоднократные перестройки в плане расположения структурно-формационных зон в течение альпийского геосинклинального периода развития.

Восточная половина складчатой зоны Большого Кавказа в альпийском геосинклинальном периоде испытывала наиболее интенсивное погружение, а в орогенной стадии—наиболее интенсивное поднятие. О более высокой сейсмоактивности этой части Кавказа по сравнению с западной, говорилось выше.

Большой сейсмоактивностью характеризуются зоны проявления контрастных движений и разломов, которые разграничивают тектонические блоки, движущиеся в противоположных направлениях. К ним относятся сейсмоактивные зоны по северному борту Алазано-Агричайской впадины (Нуха, Шемаха), Баку-Махачкалинская сейсмическая полоса, которая тянется по границе поднятия Б. Кавказа и Каспийской меридиональной зоны опускания и др.

С этой точки зрения заслуживает внимания тот факт, что акваторий Черного и Каспийского морей, представляющие в плане новейшей тектоники громадные области опускания, эквивалентные по амплитуде движений Транскавказской зоне поднятия, характеризуются слабой сейсмичностью. Этот факт, по-видимому, свидетельствует о том, что движения положительного знака (дифференцированного типа) более сейсмогенные, чем движения отрицательного знака. Можно полагать, что при поднятиях происходит разуплотнение (нарушение сплошности) масс и возникает больше разрывов, что способствует возникновению землетрясений. При отрицательных тектонических движениях картина обратная.

Инструментальные данные о глубинах очагов землетрясений Кавказа свидетельствуют о том, что все они расположены внутри земной коры (коровые) и преимущественно в ее верхней части (10—15 км), за исключением Каспийского землетрясения 1935 г., глубина очага которого была 150 км. Следует отметить, что коровые очаги землетрясений свойственны не только Кавказу, но и всем областям земной коры, характеризующимся орогенным режимом развития.

Интенсивность сотрясений на Кавказе не превышает 8—9 баллов, а уровень максимальной энергии зарегистрированных землетрясений составляет $M=6\frac{1}{2}-6\frac{3}{4}$ (Чхалтинское—1963 г., Дагестанское—1970 г., Зангезурское—1931 и др.).

Землетрясения с более высокой энергией ($M>6\frac{3}{4}$) зарегистрированы в Турции и Иране.

Для выяснения вопросов, касающихся закономерностей пространственного распространения очагов землетрясений и выделения сейсмогенных зон, первоестественное значение приобретают геофизические данные. Из всех геофизических методов, используемых с целью изучения глубинного строения земной коры, для сейсмогеологии наибольшее значение имеют глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрия. Однако следует отметить, что данные ГСЗ, являющиеся особенно ценными, по Кавказу весьма скромные, так как на его территории проведено очень небольшое число профилей. Поэтому при выяснении глубинного строения различных районов Кавказа были использованы преимущественно материалы гравиметрических исследований.

Сопоставление гравитационного поля Δg с новейшими структурами и рельефом выявляет обратное соотношение между мегаформами рельефа и поверхностью Мохоровичича (М). Так, Азово-Кубанская, Тереко-Каспийская передовые прогибы, а также Рионская и Куринская межгорные впадины характеризуются поднятиями, а мегантиклинорий Б. Кавказа—региональным прогибом поверхности М. Средняя мощность земной коры на первых составляет 40—45 км, а на втором—до 60 км, т. е. амплитуда прогибания М достигает 20 км. При этом, увеличение мощности земной коры на Б. Кавказе происходит, главным образом, за счет возрастания мощности «базальтового» слоя (40 км).

Сопоставление данных по гравиметрии с сейсмичностью позволяет наметить определенную связь между ними.

Так, по Р. Ф. Володарскому и др. (1974), Предкавказская эпигерцинская плита имеет сравнительно спокойное, монотонно изменяющееся поле Δg и практически малосейсмична. Напрстив, Кавказ (как Большой так и Малый), имеющий сложно дифференцированное мозаичное поле с значительными аномалиями, характеризуется высокой (6—9 баллов) сейсмоактивностью. Показательно, что Транскавказская зона поперечных поднятий и разломов, секущая эти два различно построенных блока, сейсмоактивна, в основном, в пределах Кавказа. Анализ гравитационного поля как на Б. Кавказе, так и на Антикавказе, четко показывает, что они имеют блоковое строение. На Б. Кавказе выделяются Западнокавказский, Центральнокавказский, Восточнокавказский (Дагестанский), Осетинский и др. крупные блоки, а на Антикавказе—Северо-восточный, Центрально-Армянский

и Приараксинский мегаблоки, которые характеризуются интенсивными региональными аномалиями.

Границы этих блоков, являющиеся разломами глубинного заложения, выражены в виде гравитационных уступов и зон больших градиентов силы тяжести. К ним приурочены очаги наиболее сильных землетрясений. Наиболее сейсмическим областям, по В. И. Бунэ и др. (1971), соответствуют положительные изостатические аномалии с интенсивностью более 70 мгл.

Вопросы сейсмогеологии Турции—одного из самых сейсмоактивных районов нашей планеты—освещены в трудах многочисленных турецких и западноевропейских геологов, в частности, Н. Эгерана и Т. Лана (1971), Е. Лана (1971), Н. Пинара (1967), И. Кетина (1967) и особенно подробно в коллективном труде, посвященном региональной геологии и истории Турции (1971). Краткие сведения о землетрясениях Турции имеются также в недавно опубликованной монографии Р. Бринкмана (1976).

По Ирану следует отметить работы А. Зиберга (1931—1932), И. Штёклина (1967), Н. А. Новрузи (1971), М. Берберяна и др.

В 1952 г. Н. Пинар и Е. Лан составили каталог 750 сильных землетрясений, происшедших на территории Турции, начиная с первого века нашего времени, а в 1967 г. проф. Е. Ерджин составил каталог 1680 сотрясений.

Анализ историко-геологического развития территории Анатолии и сопоставление их с сейсмостатистическими данными, относящимися к землетрясениям, происходившим за последние два тысячелетия, позволяет выделить три крупные сейсмоактивные зоны: Западно-Анатолийскую меридиональную зону вдоль восточного побережья Средиземного и Эгейского морей, Северо-Анатолийскую, которая тянется с запада на восток от г. Измита на Мраморном море, через гг. Эрзинджан, Эрзерум, Кагызван, Араратскую долину до гг. Тебриз и Тегеран в Иране на расстоянии более чем 2500 км. Третья сейсмическая зона прослеживается от района Аданасской впадины у Средиземного моря через районы Малатия, басс. р. Мурат и г. Битлис, оз. Ван на юго-восток к районам гг. Ханадана и Исфахана в юго-восточном Иране.

Юго-западным продолжением этой зоны является сильно сейсмоактивная зона Сирии, тянущаяся вдоль восточного побережья Средиземного моря (Сирийско-Аравийский грабен). Последние две из указанных сейсмоактивных зон совпадают с известными поясами офиолитовой ассоциации пород и цветного меланжа и представляют зоны глубинных разломов со всеми характерными для них структурными, формационными, геоморфологическими и геофизическими показателями.

К ним и приурочены все катастрофические землетрясения (8 и более баллов), происходившие на территории Турции: в Эрзинджане (1045, 1268, 1939 гг.), Измире (668, 1458, 1929 гг.), Киршехире (1938), Ване (1945 г.), Малатии (1964 г.), Гедизе (1970 г.) и др. Указанные продольные сейсмогенные офиолитовые зоны разграничивают центральную Анатолию («Анатолиды») от расположенных к северу и югу складчатых зон Понтид и Таврид.

Анатолиды имеют более сложное геологическое строение и состоят из различного типа жестких массивов и ранее консолидированных ядер антиклинорных сооружений и межгорных и внутригорных впадин и грабенов, заполненных неоген-антропогеновыми морскими и континентальными молассами.

Последние в неотектоническом этапе испытывали резко дифференцированные и контрастные движения, с чем, вероятно, и связана более высокая сейсмоактивность Анатолид по сравнению с Понтидами и Тавридами.

Р. Бринкманн на территории Турции выделяет шесть сейсмоактивных зон, соответствующих важнейшим тектоническим линиям страны (Бринкманн, 1976). Первая, Североанатолийская наиболее сейсмоактивная с магнитудой $M=8,1$. Вторая, Центральноанатолийско-Ванская представляющая правосторонний сдвиг. Третья—Восточноанатолийская или Бингёльская, которая в структурном отношении представляет левосторонний сдвиг с амплитудой смещения 15—25 м за третичный и четвертичный периоды. Четвертая сейсмоактивная зона охватывает южную Анатолию и соседнюю рифтовую зону Сирии, Иордании и Красного моря. Пятая, Западноанатолийская зона прослеживается вдоль Средиземного, Мраморного и Эгейского морей, а шестая—через западные Тавры. Очаги большинства землетрясений в Турции, как и на Кавказе, приурочены к верхней части земной коры в пределах 10—30 км.

Вместе с тем, детальный анализ сейсмостатистических данных показывает, что в пределах указанных сейсмоактивных зон наиболее сильные землетрясения здесь так же, как и на Кавказе, локализованы к поперечным поднятиям и местам пересечения продольных и поперечных разломов.

Новые данные по сейсмотектонике Ирана имеются в работах Н. Н. Амбрасейса (1974), А. Гансера (1969), М. С. Набави (1972), М. Собути, М. С. Набави и др. (1973), Дж. Штёклина (1973) и др. иранских и западно-европейских геологов.

Результаты исследований последних лет обобщены в монографии М. Берберяна (1976). На территории Ирана М. Берберян выделяет девять сейсмотектонических единиц (зон): 1. Аравийскую платформу; 2. Складчатую зону Загроса; 3.

Санандай-Сирийскую орогеническую зону (зона надвигов Загроса); 4. Центральный Иран; 5. Восточную часть центрального Ирана; 6. Лутский блок; 7. Восточно-Иранский и Мокранский горные хребты; 8. Альбурзские горы; 9. Копеддагский горный хребет, которые в целом соответствуют геотектоническим зонам, выделенными вышеуказанными исследователями.

М. Берберяном составлены также карты разломов и эпицентров землетрясений, происходивших в период 1900—1976 гг. По интенсивности землетрясений эпицентры подразделены на четыре группы с магнитудой 8—7, 7—6, 6—5 и эпицентры с неустановленной магнитудой.

Сопоставляя карту макросейсмических центров со схемой сеймотектонических зон, легко убедиться в том, что эпицентры землетрясений приурочены к зонам разломов (группа густорасположенных субпараллельных разрывных нарушений), тянущихся в четырех основных направлениях: вдоль горных хребтов Альбурза и Копеддага, Загросской надвиговой зоны и по восточной и западной границам Лутского массива.

Сейсмическое районирование

Учитывая вышеприведенные данные, касающиеся геологических факторов, контролирующих сейсмичность и сейсмостатистики, произведено сейсморайонирование территории Армянской ССР (рис. 45).

Предлагаемая схема представляет несколько измененный и дополненный новыми данными вариант схемы сейсморайонирования Армянской ССР, составленной А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном в 1972 г. и вместе с тем, существенно отличается от схемы, рекомендованной к использованию строительными организациями (Карапетян и др., 1968).

Выделены три сейсмические зоны (северная, центральная и юго-западная), отличающиеся сейсмоактивностью и геолого-геофизическими особенностями, а внутри каждой из них—наиболее сейсмоактивные участки (сейсмогенные разломы).

Краткая характеристика зон заключается в следующем.

Северная сейсмическая зона охватывает Алавердский, Ноемберянский, Иджеванский и Бердский районы республики и соответствует Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной пологоскладчатой тектонической зоне. Последняя была заложена в ранней юре на байкальском метаморфизованном складчатом основании и испытывала геосинклинальную складчатость и инверсию перед поздней юрой, в конце раннего мела и позднего мела (зона раннеальпийской или киммерийской складчатости).

В палеозое (каледонский и герцинский тектонические этапы) она представляла платформенную сушу—Закавказская антеклиза, а в альпийском орогенном этапе—геоантиклинальное поднятие. Зона эта характеризуется также незавершенным или неполным типом эвгеосинклинального развития и отсутствием офиолитовой ассоциации пород. Сложена она в основном юрскими и меловыми вулканогенно-обломочными и терригенно-карбонатными формациями, местами прорванными интрузиями плагиогранитов и гранодиоритовой формации, соответственно предпозднеюрского и раннемелового возрастов.

Эти отложения составляют три крупные, обращенного типа пликативные структуры первого порядка—Алавердский и Шамшадинский антиклинорий и расположенный между ними Иджеванский синклинорий.

В плане новейшей тектоники рассматриваемая зона представляет моноклинальное блоковое поднятие, полого погружающееся в юго-восточном направлении в сторону Куринской впадины, а с юго-запада—крутым обрывом по разлому сочленяется со следующей—Центрально-армянской зоной.

Важнейшими особенностями этой, наиболее древней на Антикавказе складчатой зоны являются сравнительно небольшая амплитуда (в среднем около 2000 м) новейших поднятий, их слабо дифференцированный и унаследованный характер, а также почти полное отсутствие столь характерного для Антикавказа новейшего вулканизма. Она отличается также сравнительно спокойным, слабо расчлененным аномальным гравитационным полем и выделяется как зона северо-восточного гравитационного относительно максимума.

Указанными геолого-структурными особенностями и обусловлена сравнительно слабая сейсмоактивность зоны (5—6 баллов).

Вторая, центральная сейсмическая зона охватывает центральную и юго-восточную части территории республики и соответствует Севано-Ширакскому синклинорию и Кафанскому блоку Алаверди-Кафанского геотектонического комплекса.

Севано-Ширакский синклинорий (мегасинклинорий) сформировался из эвгеосинклинального трога, возникшего в поздней юре—раннем мелу, на байкальском основании. Сложена она различными вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными формациями раннего и позднего мела, палеогена и прорывающими их основными, кислыми и щелочными интрузиями. Она испытывала геосинклинальную складчатость и инверсию перед палеогеном, поздним эоценом, олигоценом и в конце палеогена.

Отличительными чертами зоны являются неоднократная

перестройка в плане структурной эволюции в альпийском геотектоническом периоде, преобладание линейного типа пликативных структур, а также широкое развитие альпийно-типных гипербазитов и ассоциирующих с ними метаморфических и вулканогенно-осадочных формаций (офиолитовая ассоциация).

На аномальном гравитационном поле Антикавказа это зона центрального относительного минимума силы тяжести, что свидетельствует о большой мощности земной коры (около 50 км) в этой части указанной области. Вместе с тем, карты гравитационного поля (Δg) и аномальных магнитных полей Z_a и ΔT_a в рассматриваемой зоне имеют более сложный, мозаично-блоковый характер; при этом относительные максимумы силы тяжести, как и магнитные максимумы, соответствуют выступам складчатого основания, а гравитационные и магнитные минимумы—погруженным частям последнего.

Новейшие тектонические движения характеризуются большой амплитудой (до 3—3,5 км) и резкой контрастностью, а созданные ими структуры имеют обращенный по отношению к древним структурам характер. Новейшие блоковые поднятия, выраженные в рельефе в виде горных хребтов (Памбакский, Базумский, Севанский и др.), имеют синклинальное строение, а молодые впадины, выполненные четвертичными молассовыми накоплениями, наложены на древние антиклинальные сооружения. Широко развит новейший вулканизм, а сейсмоактивность в целом соответствует 7, а местами (в неблагоприятных грунтовых условиях) и 8 баллам.

Третья сейсмическая зона охватывает Среднеараксинскую и Ширакскую впадины и прилегающие к ним районы юго-западного склона Антикавказа.

В тектоническом отношении это Приараксинский мегаблок, объединяющий три геотектонические подзоны: Анкавано-Зангезурскую, Еревано-Ордубадскую и Среднеараксинскую. Первая из них—типичная шовная зона, заложенная в раннем мелу на гетерохронном (герцинском и байкальском) основании и завершившая свое геосинклинальное развитие в конце эоцена.

Это подзона шириной в 15—20 км смятия, дробления и катаклаза, широкого развития изосинклинальной складчатости и динамометаморфизма, милонитизации и кливажа. Она расчленена на отдельные тектонические блоки, в которых, как и в альпийском геосинклинальном периоде, так и в орогенном, тектонические движения имели разные направления и амплитуду. Исключительно широко развит магматизм как в интрузивной, так и в эффузивной формах. В ее северо-западной части выступает байкальский и добайкальский метаморфи-

ческий фундамент, а на юго-востоке (в Зангезуре) — герцинский платформенный комплекс отложений.

Расположенная южнее Еревано-Ордубадская подзона представляет мегасинклиорий, сложенный преимущественно меловыми и палеогеновыми терригенными, карбонатными и туфогенными формациями. Возникла она из одноименного прогиба, заложенного в позднем мелу на герцинском платформенном основании, чем и обусловлен ряд структурно-формационных особенностей зоны (брахиаксильная складчатость, миогеосинклинальный тип формации и др.). Состоит из ряда синклиорий (Еревано-Вединский, Айоцзорский, Ордубадский) и разделяющих их антиклинальных перегибов. Среднеараксинская впадина наложена на альпийском и герцинском гетерогенном складчатом основании и выполнена неогеновыми морскими и лагунными молассовыми формациями и четвертичными озерно-речными и вулканогенными образованиями. Она имеет гетерогенное строение и состоит из ряда опущенных и приподнятых погребенных блоков, отличающихся мощностями слагающих их отложений и характером гравитационных аномальных полей.

Для этой подзоны характерны исключительно контрастные новейшие и современные тектонические движения и широкое развитие в плиоценовых и четвертичных отложениях пликативных и разрывных структур, в том числе и четко выраженных в рельефе соляных куполов и куполовидных поднятий (область позднеальпийской складчатости).

Описываемая сейсмическая зона (третий геотектонический блок) соответствует юго-западному относительному гравитационному максимуму Армении, на фоне которого выделяются максимумы и минимумы аномальных полей второго порядка, в прямой форме отражающие положение доальпийского фундамента.

Через эту зону проходит наиболее активно действующий в современную геологическую эпоху на Кавказско-Анатолийско-Иранском сегменте альпийского орогенического пояса юга Евразии линеамент протяженностью более 2500 км по линии Измит—Эрзинджан—Эрзерум—Арагатская котловина—Тебриз—Тегеран. Вдоль этого разлома (Северо-Анатолийско-Антикавказской зоны офиолитов и цветного меланжа) расположены многочисленные центры 8 и 9-балльных разрушительных и катастрофических землетрясений: Айоцзор—735, 906, Арагат (Акори)—1840, Двин—893, Гарни—1679, Аруч—971, Эрзерум—1458, 1712, 1868, Эрзинджан—1268, 1939 (одно из самых катастрофических землетрясений в мире за последние 50 лет), Дигор—1935, Варто—1968 и др.

Внутри описанных сейсмических зон выделены сравнительно более сейсмоактивные участки (сейсмоактивные или сейсмогенные подзоны), соответствующие важнейшим, ныне живущим разломам: Анкавано-Зангезурскому, Среднеарак-

синскому и секущим их под почти прямым углом разломам антикавказского направления (Транскавказский, Еревано-Севанская группа и др.).

Выделенные сейсмические зоны в общем соответствуют трем крупным, разновозрастным структурно-формационным блокам Антикавказа (раннеальпийская, среднеальпийская, позднеальпийская складчатые области по А. А. Габриеляну, или Антикавказский, Севанский и Приараксинский оротектонические пояса, по А. Т. Асланяну) и, вместе с тем, отражают глубинное геологическое строение Антикавказа (три гравитационные зоны). Границами этих структурно-формационных блоков, характеризующихся различной сейсмоактивностью, являются глубинные тектонические швы, выраженные в виде зон перманентно действующих глубинных разломов, а также гравитационных уступов и зон повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести.

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что в подавляющем большинстве случаев очаги землетрясений приурочены к указанным тектоническим швам общекавказского и антикавказского простираний. При этом эпицентры наиболее разрушительных и катастрофических землетрясений локализованы в местах сочленения и пересечения разнонаправленных (Кавказского и Антикавказского) структурных зон и разломов (узлы тектонической напряженности). Об этом свидетельствуют также отчетливо выраженные в рельефе следы палеосейсмодислокаций в виде оползней, обвалов, рвов, уступов, трещин (большей частью трещин отрыва), срывов, эскарпов, воронок и др., широко развитых вдоль многих зон сейсмоактивных разломов (Анкаван-Зангезурский, Среднеараксинский, Красносельск-Базумский и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение считаем необходимым вкратце остановиться на задачах дальнейших работ в области сейсмогеологии Армении. Проведенными за прошедшие 10 лет работами завершен первый этап исследований и составлена серия геолого-тектонических, палеотектонических, сеймотектонических и др. карт 1:500 000 масштаба. На их основе составлена новая карта сейсмического районирования территории Армянской ССР.

Теперь мы вступаем в новый этап научных исследований, задачей которого является более детальное и углубленное изучение наиболее сейсмоактивных зон, крупномасштабное сейсмическое районирование городов и районов крупных промышленных и сельскохозяйственных объектов и исследования по поискам предвестников землетрясений.

В настоящее время вопрос прогноза времени и места возникновения разрушительных землетрясений занимает центральное место в сейсмологических исследованиях как в СССР, так и за рубежом. Вместе с тем, опыт работ в этой области показывает, что задача эта может быть разрешена только при постановке детальных, систематических комплексных геологических, геофизических, геохимических, сейсмологических и др. групп исследований в специально выделенных сейсмоактивных районах—«геодинамических полигонах».

Интерпретация полученных данных указанных видов научных исследований позволит охарактеризовать вариации геодинамического режима земной коры в районах этих полигонов и более точно определить степень их сейсмоактивности. В Средней Азии и Казахстане уже созданы полигоны и ведутся работы для поисков предвестников землетрясений. Пять групп исследований обычно проводятся на этих геодинамических полигонах: сеймотектоническая и структурно-геоморфологическая, геофизическая, геохимическая, геодезическая и сейсмологическая.

В условиях Армении с учетом степени ее сейсмической изученности, задачи этих исследований должны заключаться в следующем.

В комплексе геологических исследований помимо составления средне- и крупномасштабных сеймотектонических карт, детального, всестороннего изучения разломной тектоники сейсмоактивных зон, особое внимание следует обратить на изучение новейших и современных движений и созданных ими структурных форм четвертичных, рыхлых отложений. Особое внимание следует обратить на изучение сейсмогенных структур (палеосейсмодислокаций).

Суть этого метода, разработанного В. П. Солоненко и др. советскими учеными, заключается в том, что по типам и масштабам сейсмодислокаций, выраженных в рельефе, можно определить эпицентральные участки, а также интенсивность и возраст землетрясений.

Материалы, полученные этим методом, дополняют сеймостатистические данные, а в тех случаях, когда отсутствуют последние, они являются единственными критериями для определения эпицентральных зон землетрясений. Работами последних лет установлено широкое распространение в Армении вдоль зон крупных региональных разломов сейсмогенных структур очень четко выраженных в рельефе в виде различных тектонических трещин (преимущественно трещин раскрытия), сбросов, обвалов, оползней, рвов, воронок и др. форм. Их детальная характеристика и картирование (составление карты сейсмодислокаций) является одной из актуальных задач сейсмологических исследований в нашей республике.

При изучении сейсмогенных структур, новейших и современных движений земной коры и выявлении сейсмоактивных разломов, должны быть широко применены структурно-геоморфологические методы исследований.

Для количественной характеристики современных движений как вертикальных, так и горизонтальных, необходимо произвести высокоточное повторное нивелирование по некоторым трассам, например, р. Аракс—Ереван—Севан—Дилижан—Иджеван—Куринская впадина, Октемберян—Ленинакан—Амасия—Степанаван—Тбилиси и др.

С целью изучения активности современного складкообразования и разрывообразования и составления на этой основе карты современных движений, следует произвести высокоточную нивелировку по профилям поперек молодых пликативных и дизъюнктивных структур, хорошо развитых в бассейне оз. Севан и Приереванском районе. Для выполнения этой задачи следует установить ряд реперов на крыльях складок и их сводовых частях и по обеим частям разрывов.

В комплексе геофизических работ ведущую роль по-прежнему должны играть гравиметрические и магнитометрические исследования. Экспериментальные исследования, произведенные в СССР и за рубежом, показывают, что в определенных условиях перед сильными землетрясениями и непосредственно после них изменяются величины, характеризующие магнитные, электрические и другие геофизические поля.

Широкий размах должны получать сейсмологические (макросейсмические, инженерно-сейсмологические и инструментальные) исследования, осуществление ГСЗ, сейсморазведки методами КМПВ и МОВ. Хорошие результаты дают исследования со станцией «Земля», предназначенной для круглосуточной непрерывной регистрации сейсмических толчков.

Эти исследования позволяют не только получить данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Они дают дополнительный материал для определения эпицентров и гипоцентров землетрясений и выявления сейсмоактивных разломов.

Все возрастающее значение приобретают в сейсмоактивных зонах наблюдения за наклонными деформациями земной поверхности, вызванными сильными землетрясениями. Эти исследования осуществляются с помощью деформатографов и наклономеров, установленных в скважинах или специально построенных штольнях.

Интересные результаты дают при изыскании методов прогнозирования землетрясений геохимические исследования. Изучение вариаций газового и химического состава термаль-

ных вод, связанных с землетрясениями в Ташкенте (1966 г.), Дагестане (1970 г.) и др. сейсмоактивных зонах СССР, показывает, что химизм и газовый режим этих вод и, в частности, содержание в них радона, фтора, гелия и др. микроэлементов, претерпевает значительные изменения перед землетрясениями и во время землетрясений. Такие же изменения наблюдаются и в составе газов, выделяющихся с больших глубин по смейсмическим разломам. Доказано, что интенсивность выделения этих газов и изменения их изотопного состава тесно связаны с сейсмоактивностью разломов.

Отсюда следует, что систематические и длительные режимные наблюдения за изменениями изотопного состава отдельных элементов в термальных водах и газового состава в атмосфере сейсмоактивных зон дадут ценные сведения для прогнозирования вариаций сеймотектонической активности сеймогенных зон.

С целью выполнения вышеуказанного комплекса научных исследований предлагается выделить следующие районы в качестве исследовательских «геодинамических» полигонов: Ленинканский, Севанский (Камо), Приереванский и Зангезурский. Они являются наиболее сейсмоактивными в Армении, характеризуются широким развитием неогеновых и антропогеновых отложений и молодых пликативных и разрывных структур. Приереванский и Ленинканский районы, по существу, уже являются научными полигонами, где ведутся геофизические исследования. Недалеко от г. Еревана у сел. Гарни строится геофизическая обсерватория при ИГИС АН Армянской ССР, с вводом в строй которой научно-исследовательские работы по предсказанию землетрясений получат широкий размах и будут производиться на более высоком научном уровне.

Осуществление указанного комплекса научно-исследовательских работ даст ценный материал для поисков предвестников землетрясений, с другой стороны, позволит выделить зоны с различными квазиоднородными и сходными условиями проявления сейсмичности, что очень важно для планирования сейсмостойкого строительства.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г., Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. об-ва», кн. XXI, 1889.

Абих Г., Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. об-ва», кн. XXIII, 1902.

Авакян Л. А., Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Аванесян А. С., Основные черты структуры Севано-Акеринского грабен-синклинали. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1976.

Агамалиян В. А., Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (Армянская ССР). Автореф. канд. диссертации, М., МГУ, 1970.

Адамян Ш. А., Доюрские образования Кавказа. «Мецниереба», Тбилиси, 1968.

Адамян А. И., Мегринская группа интрузивов. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.

Аджимамудов Э. Б., О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.

Азарян Н. Р., Юра. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Азарян Н. Р., Акопян В. Т. и др., Юрская система. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.

Азарян Н. Р., Сажинян М. А., Условия осадконакопления. Ранняя — средняя юра. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология», АН Арм. ССР, 1974.

Акопян В. Т., Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

Акопян В. Т., Меловая система. В кн.: «Геология СССР», том XLIII. Армянская ССР, «Недра», М., 1970.

Акопян В. Т., Биостратиграфия и гастроподы верхнемеловых отложений Армянской ССР. Автореф. докт. диссертации. Л., 1973.

Акопян Ц. Г., Магнитные свойства горных пород Армянской ССР и их использование в целях интерпретации магнитных аномалий и корреляции вулканогенных образований. Автореф. докт. диссертации, Тбилиси, 1967.

Акопян Ц. Г., Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. В кн. «Геология Армянской ССР», т. X, Геофизика, АН Арм. ССР, Ереван, 1972.

✓ Алоян П. Г., Геотектонические особенности эпицентрального района зангезурских землетрясений 1968 г. ДАН Арм. ССР, т. 49, № 4, 1969.

Алоян П. Г., Геотектонические условия и механизм возникновения зангезурских землетрясений 1968 г. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1970.

✓ Алоян П. Г., Геотектонические условия возникновения и проявления зангезурских землетрясений 1968 года. Результаты комплексного изучения зангезурских землетрясений. Сб. статей, АН Арм. ССР, Ереван, 1973.

Ананян Э. В., Варданян А. В., К вопросу о складчатой структуре Кафанского брахиантиклинория. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XXVIII, № 3, 1975.

Аракелян Р. А., Палеозой. В кн.: «Геология Арм. ССР», т. II, «Стратиграфия», АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Арзуманян С. К., Симомян Г. П., О новейшей тектонике Приереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР, т. XXXIX, № 1, 1964.

Арутюнян А. Р., Тектоника и история развития Севано-Ширакского синклинория (Армянская ССР), Автореф. канд. диссертации, Ереван, 1965.

Архангельский А. Д., Схема тектоники СССР, БМОИП, т. 2, отд. геол., вып. 2, 1933.

✓ Асланян А. Т., Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 8, Ереван, 1954.

✓ Асланян А. Т., Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.

✓ Асланян А. Т., Тектоника Армении. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.

Атлас ископаемой фауны Армянской ССР, изд. АН Арм. ССР, 1974.

Бабаян Т. О., Оценка сейсмической опасности северо-западной части Армянской ССР и территории гор. Лениакана. Автореф. канд. диссертации, Ереван, 1976.

Багдасарян Г. П., Основные этапы эффузивного магматизма территории Армении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XXVIII, № 6, 1975.

Багдасарян Г. П., Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XXX, № 4—5, 1971.

Баграмян А. Х., Карапетян Н. К., Лебедева Т. М., Пирузян С. А., Султанова З. З., Шахсуварян Л. В., Зангезурское землетрясение 9 июня 1968 г. В сб.: «Землетрясения в СССР в 1968 г.», «Наука», Москва, 1973.

Баграмян А. Х., Строение земной коры в различных районах Кавказа. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.

Балавадзе Б. К., Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1957.

Бальян С. П., Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. «Митк», Ереван, 1969.

Барсегиан В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симомян Г. П., Торо-

сян Р. А. Новые данные по геологии южного Зангезура. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.

Барсуков О. М., Ахвердян Л. А. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5, 1973.

Бархатов Б. П., Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР, ЛГУ, 1971.

✓ Богданов А. А., Гамкрелидзе П. Д., Муратов М. В., Хаин В. Е., Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании тектонической карты Европы. «Геотектоника», № 2, 1966.

Богданов А. А., Коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области в Иране и Турции. «Геотектоника», № 1, 1968.

Божко Н. А., Некоторые черты структуры складчатой системы Загроса. Изв. Высш. учебн. завед., «Геология и разведка», № 11, 1970.

Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н., Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области. «Наука», М., 1975.

Борисов А. А., Шенкарева Г. А., Сейсмо-геофизическая характеристика Кавказа и запада Средней Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1972.

Бунэ В. И., Кириллова И. В. и др., Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. В сб. «Сейсмические исследования для строительства», «Наука», № 4, 1971.

Бюс Е. И., Гигинейшвили В., Ленинанканское землетрясение 22 октября 1926 г. по макросейсмическим наблюдениям. Кварт. сейсмич. бюллетень, т. 12, № 2, Груз. ФАН СССР, Тбилиси, 1943.

Бюс Е. И., Сейсмические условия Закавказья, ч. I, II, III, АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948—1954.

Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Рубинштейн М. М., Сейсмичность Грузии. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Наука», М., 1968.

Вардамянц Л. А., Сеймотектоника Кавказа. «Тр. сейсм. ин-та АН СССР», № 64, Ереван, 1935.

Вардамянц Л. А., О происхождении оз. Севан. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.

Вардамянц Л. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.

Вардамянц Л. А., Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000000. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 18, Ленинград, 1955.

Введенская Н. А., Растворова В. А., Новейшая структура и сейсмичность Большого Кавказа. В кн.: «Сеймотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий», М., 1974.

Вегуни А. Т. и др. Палеогеновая система. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.

Володарский Р. Ф., Востоков Е. Н. и др., Глубинное строение территории Предкавказья и Большого Кавказа по геофизическим данным. В кн.: «Сеймотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий», М., 1974.

Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Саркисян О. А. и др. Блоковое

строение северо-западной части Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Сов. геол., № 8, 1971.

Габриелян А. А., Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.

✓ **Габриелян А. А.**, О новейших тектонических движениях в Армении. Научные тр. Ергосунта, т. XXX, 1950.

✓ **Габриелян А. А.**, О геотектоническом районировании Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР», АН Арм. ССР, Ереван, 1956.

Габриелян А. А., Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Габриелян А. А., Тектонические комплексы Армении. «Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР», АН Аз. ССР, Баку, 1956.

Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.

Габриелян А. А., Основные вопросы тектоники Армении. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Габриелян А. А., **Арзуманян С. К.**, О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР, т. IV, № 4, 1962.

Габриелян А. А., **Думитрашко Н. В.**, История развития рельефа Армении. В кн.: «Геология Армении», т. I, «Геоморфология», АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

Габриелян А. А., Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, т. XVI, № 4—5, 1963.

Габриелян А. А., Палеоген и неоген Армянской ССР. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Габриелян А. А., О связи магматизма и тектоники. Известия АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964.

Габриелян А. А., **Татевосян Л. К.**, Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Габриелян А. А., Тектоническая карта Армянской ССР. «Геотектоника», № 4, 1966.

Габриелян А. А., **Адамян А. И.**, **Саркисян О. А.**, **Симонян Г. П.**,

✓ **Вегуни А. Т.**, **Исаханян Д. П.**, **Арзуманян С. К.**, Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР, «Митк», Ереван, 1968.

Габриелян А. А., История геологического развития Армении. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.

Габриелян А. А., Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.

Габриелян А. А., Геологические критерии сейсмичности и задачи сеймотектонических исследований в Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.

Габриелян А. А., **Пирузян С. А.**, Сеймотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.

Габриелян А. А., Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.

Габриелян А. А., Леонов Н. Н., Пирузян С. А., Рустанович Д. Н., Сейсмогенные структуры юго-восточной Армении и деформации почвы при Загезурском землетрясении в 1968 г. В кн.: «Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации», М., 1973.

Габриелян А. А., Пирузян С. А., Симонян Г. П. Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, том XIII, № 3, 1976.

Габриелян А. А., Очерк сеймотектоники Кавказа и сопредельных стран. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.

Габриелян А. А., Солоненко В. П., Хромовских В. С., Трифонов в. П., Сейсмодислокации Кавказа. В кн.: «Общая характеристика и история развития Кавказа», «Наука», 1977.

Гамкрелидзе П. Д., Тектоника Грузии. В кн.: «Геология СССР», т. X, ч. I, «Грузинская ССР», «Недра», М., 1964.

Гамкрелидзе П. Д., Габриелян А. А., Милановский Е. Е., Муратов М. В., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш., Основные черты геологического строения Кавказа. Тезисы докл. Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, 1975.

Гамкрелидзе П. Д., Габриелян А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е., Асланян А. Т., Шихалибейли Э. Ш. и др., Тектоническая карта Кавказа м. 1:1000 000. Тбилиси, 1974.

Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П., Краткая характеристика геологического строения Грузии. Советско-Индийский симпозиум. Путеводитель экскурсий. Тбилиси, 1975.

Гамкрелидзе И. П., Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектоники. «Мецниереба», Тбилиси, 1976.

Геология Армянской ССР, том I, «Геоморфология», АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

Геология Армянской ССР, том II, «Стратиграфия», АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Геология Армянской ССР, том IV, «Петрография», Вулканические породы. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.

Геология Армянской ССР, т. X, «Геофизика», АН Арм. ССР, Ереван, 1972.

Геология СССР, т. XLIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.

Геология СССР, т. X, ч. I, «Грузинская ССР», «Недра», М., 1964.

Гератовская И. В., Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля», Сб. «Геофизические поля и сейсмичность», «Наука», М., 1975.

Горшков Г. П., Геологические условия Загезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР, № 31, 1934.

Горшков Г. П., Землетрясения на территории Советского Союза, М., 1949.

Горшков Г. П., Рустанович Д. Н., Милай Т. А., Сейсмические условия возникновения Загезурского землетрясения 9 июня 1968 г. «Физика земли», № 6, 1973.

Григорян Б. В., Соотношения поверхностной и глубиной структуры в пределах Азербайджанской части Большого Кавказа. Автореф. докт. диссертации, Баку, 1970.

Губин И. Е., Об основных положениях сеймотектонического метода. Изв. отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 5, 1953.

Губин И. Е., О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. В кн.: «Сеймотектоника некоторых районов юга СССР», «Наука», М., 1976.

Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П. и др., Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. «Наука», М., 1968.

Дзоценидзе Г. С., Азизбеков Ш. А. и др., Особенности развития мезозойского и кайнозойского магматизма Кавказа. Советско-Индийский симпозиум. Тезисы докладов, Тбилиси, 1975.

Дотдуюев С. И., Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа. Автореф. канд. диссертации, «Мецинереба», Тбилиси, 1975.

Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др., Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.

Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Изучение глубинных разломов по материалам, полученным по станциям «Земля» на территории Армении. «Разведочная геофизика», № 72, 1976.

Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. «Советская геология», № 3, 1976.

Епремян П. Л., Тектоника, рудоконтролирующие структуры и история развития зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. Автореф. канд. диссертации, Баку, 1968.

Землетрясения в СССР. «Наука», М., 1968.

Казьмин В. Г., К проблеме альпийского меланжа. «Геотектоника», № 2, 1971.

Карапетян Н. К., О сейсмичности Кавказа. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 1, 1960.

Карапетян Н. К., Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Сейсмичность Армении. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Наука», М., 1968.

Карапетян Н. К., Пирузян С. А., Сейсмичность Армении. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. X, «Геофизика», АН Арм. ССР, 1972.

Карапетян Н. К., Параметры сейсмического режима Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 4, 1976.

Карапетян Н. К., Манукян Ж. О., Карты сейсмической активности Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 5, 1976.

Карапетян Н. К., Манукян Ж. О., Карты максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по сейсмологическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1977.

Кашкай М. А., Тамразян Г. П., Поперечные (Антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. «Недра», М., 1967.

Кафадрян К., Город Двин и его раскопки. Ереван, 1952.

Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А.

✓ Хаин В. Е., Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. АН СССР, М., 1960.

Коллектив авторов. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., 1973.

Коллектив авторов. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2, М., 1974.

Коллектив авторов. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР, М., 1974.

Коллектив авторов. Понски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. «Наука», М., 1974.

Кулиев Ф. Т., Рагимов Ш. С., Ахмедбейли Ф. С., Сейсмичность Азербайджана. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Недра», М., 1968.

Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И., Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое, палеогеновое время. Вестник МГУ, Геология, № 2, 1974.

Ломидзе М. Г., Офиолиты в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Известия высш. уч. завед., Геология и разведка, № 11, 1970.

Ломидзе М. Г., Суханов М. К., Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. Вестник МГУ, № 2, 1976.

Леонтьев Л. Н., Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXII, № 4, 1949.

Магакьян И. Г., Металлогения. «Недра», 1974.

Медведев С. В. и др., Основы сейсмического районирования территории СССР. В кн.: «Сейсмическое районирование СССР», «Наука», М., 1968.

Меликсетян Б. М., Архипов Б. К. и др., Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.

✓ Милановский Е. Е., Новейшая тектоника. В кн.: «Геология Арм. ССР», т. I, «Геоморфология», Ереван, 1962.

Милановский Е. Е., Новейшая тектоника Кавказа, «Недра», М., 1968.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е., Геологическое строение Кавказа. МГУ, 1963.

Мкртчян К. А., К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР», АН Арм. ССР, 1956.

✓ Мкртчян К. А., О новейших тектонических движениях в Северной Армении. Тр. IV Геоморфолог. конференции по изуч. Кавказа и Закавказья, АН Арм. ССР, 1957.

Мкртчян К. А., Базумский хребт в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореф. канд. диссертации, Ереван, 1959.

Мкртчян С. С., Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, АН Арм. ССР, 1958.

Муратов М. В., Тектоника и история развития альпийской геосинкли-

нальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II, АН СССР, 1949.

Назаров А. Г., Пирузян С. А., Шахсуварян Л. В., Зангезурские землетрясения 1968 года. ДАН Арм. ССР, т. XLIX, № 2, 1969.

Назарян А. Е., Геологическое строение Арзакан-Апаранского кристаллического массива (Цахкуняцкий хребет). Автореф. канд. диссертации, Ереван, 1964.

Николаев П. Н., Тектоника Черноморской впадины. Изв. высш. уч. зав. «Геология и разведка», № 11, 1970.

Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А., Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. В кн.: «Методы разведочной геофизики», вып. 12, 1971.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, «Наука», М., 1977.

Оганесян Дж. А., Некоторые вопросы тектоники Араратской котловины в связи с проблемой нефтегазоносности. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 2, 1970.

Оганисян Ш. С., Гравитационное поле и его геологическое истолкование. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. X, «Геофизика», АН Арм. ССР, 1972.

Оганисян Ш. С., Строение земной коры территории Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXX, № 4—5, 1977.

✓ **Освальд Ф.,** К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ-ва, т. 29, вып. 2, 1916.

Осипова И. Б., Арменакян К. А., Тектоническое строение Приараксинской депрессии по данным сейсморазведки МРНП и бурения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVIII, № 5, 1975.

✓ **Паффенгольц К. Н.,** Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.

Паффенгольц К. Н., Геологический очерк Кавказа, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Пейве А. В., Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Типы глубинных разломов, статья I, Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.

Пейве А. В., Синицын В. М., Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Известия АН СССР, сер. геол. № 4, 1950.

Пирузян С. А., Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. «Айастан», Ереван, 1969.

Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. «Наука», М., 1974.

Предсказание землетрясений. Сб. статей и материалов. пер. с англ., «Мир», М., 1968.

Резанов И. А., Шевченко В. И., Связь сейсмичности с глубинным строением Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. В кн.: «Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий», М., 1974.

Ракитаке Т., Предсказание землетрясений. «Мир», М., 1979.

Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения 1968 г. Сб. статей. АН Арм. ССР, Ереван, 1973.

Ренгартен В. П., Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVIII сессии. Межд. геол. конгр., т. II, 1939.

Саркисян О. А., Палеоген Севано-Ширакского синклиория. «Митк», Ереван, 1966.

Саркисян О. А., Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1972.

Саркисян О. А., Блоковое строение территории Армянской ССР и смежных областей. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1973.

Саркисян О. А., Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (Малый Кавказ). Автореф. докт. диссертации, Ереван, 1973.

Саркисян О. А., О поперечных дислокациях территории Арм. ССР и смежных участков М. Кавказа. Ученые зап. ЕГУ, Естеств. науки, № 2, 1978.

Саркисян С. Ш., Среднеозоеновые вулканогенные формации северо-западной части Малого Кавказа и основные черты их рудоносности. Автореф. докт. диссертации, Тбилиси, 1974.

Сахатов В. З., Анализ структуры Кавказско-Таврского региона по материалам космических съемок. Автореф. канд. диссертации, М., 1975.

Саядян Ю. А., К литологии и истории развития антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.

Симонян Г. П., О новейшей тектонике Араратской котловины. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1968.

Симонян Г. П., О блоковом строении Араратской котловины Армянской ССР. Ученые записки ЕрГУ, Естественные науки, № 3, 1969.

Симонян Г. П., Сейсмоструктура Среднеараксинского межгорного прогиба. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 4, 1972.

Симонян Г. П., Сейсмогенные зоны юго-восточной Армении. В кн.: «Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР», «Наука», 1976.

Сироткина Т. Н., Глубинное геологическое строение Армении по данным региональной геофизики. Автореф. канд. диссертации, Л., 1970.

Солоненко В. П., Палеосейсмология. Известия АН СССР, физика Земли, № 9, 1973.

Соколов С. Д., Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа, «Наука», М., 1977.

Спижарский Т. Н., Обзорные тектонические карты СССР. «Недра», 1973.

Степанян В. А., Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих частях. Арм. ФАН СССР, Ереван, 1942.

Степанян В. А., Землетрясения на Армянском нагорье и прилегающих районах, «Айастан», Ереван, 1964 (на арм. яз.).

Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования СНиП П—А, 12—69, М., 1969.

Тектоника Европы (объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2.500.000), 1964.

Тектоническая карта Азербайджанской ССР, масштаб 1:500000. АН Аз. ССР, 1956.

Тектоническая карта Грузинской ССР, масштаб 1:600000, АН Груз. ССР, 1961.

Тектоническая карта Кавказа. М-б 1:1000000. «Мецниереба», Тбилиси, 1974.

Туманян Г. А., О характере и времени образования антикавказских (поперечных) дизъюнктивных и пликативных структур Ноемберянского района Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1974.

Туманян Г. А., Позднемезозойская структура междуречья Дебед и Агстев (Северная Армения). Автореф. канд. диссертации ЕрГУ, Ереван, 1975.

Фюрон Р., Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Пер. с француз. ИЛ, М., 1955.

√ Хаин В. Е., Основные этапы тектономагматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, № 1, 1975.

Хаин В. Е., Кац Я. Г., Селицкий Л. Г., Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. Изв. Высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 3, 1973.

√ Харазян Э. Х., К новейшей тектонике северо-западной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 5, 1971.

Цхакая А. Д., Папалашвили В. Г., Сейсмические условия Кавказа. «Мецниереба», Тбилиси, 1973.

Шатский Н. С., О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Шахазиз Ерванд. Старый Ереван. 1931 (на арм. яз.).

Шихалибейли Э. Ш., Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. I, II, III. АН Аз. ССР, 1964, 1966.

Штёклин Дж., Тектоника Ирана, Геотектоника, № 1, 1966.

√ Ambraseys N. N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone. Tectonophysics, 9, 143 (1970).

Ambraseys, N. N. Historical seismicity of North-Central Iran. Geol Surv. Iran. 29, 1974.

Arni P. Tektonische grundzüge Anatoliens und benachbarter Gebirge, Maden Tektik ve Arama, ser. B 4, 1939.

Berberjan, M. Contribution of the seismotectonics of Iran (Part II) Geological Survey of Iran. Report No 39, Tehran, 1976.

Brinkmann R. The Geology of western Anatolia. В кн. „Geology and History of Turkey“. Tripoly, Libya, 1971.

Brinkmann R. Geology of Turkey. Ferdinand Enke ver bay stuttgart, 1976.

Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. and Banin J. Plate tec-

tonics and evolution of the Alpine system: Discussion. Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 10.

Erina S. The geology of Earthquake of 1970, В кн. „Geology and History of Turkey. 1971. Tripoly, Libya, 1971.

Furon R. Geologie du Plateau Iranien. Mem. mus. Hist. Nat. N 7, 1941.

Ganser A. The large Earthquakes of Iran and their geological frame. Eclogae Geol. Helvetiae. 1969, v. 62, N 2.

Geology and History of Turkey Tripoly, Libya, 1971.

Ilhan, E. The structural features of Turkey. В кн. „Geology and History of Turkey“. Tripoly, Libia, 1971.

Ilhan, E. Earthquakes in Turkey. В кн. „Geology and History of Turkey“. Tripoly, Libia, 1971.

Nabavi, M. S. Seismicity of Iran. M. Ph. Thesis, Univ. London, 1972.

Nowroozi, A. D. Seismotectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucases and Hindu-Kushn regions. Bull. seism. Soc. America, 1971, v. 61, N 2.

Parejas, Ed. Le tectonique transversale de la Turquie, Publ. Inst. Geol. de L'Univ. d'Istanbul, 8, 1940.

Sobouti, M., Nabavi, M. S., Tarkashi, M. T. Seismic activities in Iran during the last four years (1969—1972). J. Earth space Phys. Inst. Geophys., Tehran Univ., 2(2), 1973.

Stöcklin, J. Structural history and tectonics of Iran: a Review-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968, v. 52, n. 7.

Stöcklin, J. S., Nabavi, M. S. Tectonic map of Iran. Geol. Surv. Iran. 1973.

Takin, M. Geological history and tectonics of Iran in a discussion of continental drift in the Middle East. Iranian Petroleum Institute. Tehran, 1973.

Tchalenko, T. C., Ambraseys N. N. Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures. Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, N 1.

Tromp, S. W. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. Geol., v. LV, h. 1947.

Wellman, N. W. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan.— Geologische Rundschau, 1966, B 55, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ — А. А. Габриелян	3
Глава I. СВОДНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	
Верхний протерозой — О. А. Саркисян	7
Верхний палеозой — О. А. Саркисян	8
Мезозой — О. А. Саркисян	10
Верхний мел — О. А. Саркисян	19
Палеоген — О. А. Саркисян	24
Неоген — А. А. Габриелян	31
Четвертичная система — Г. П. Симонян	38
Краткая характеристика интрузивных формаций — А. А. Габриелян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян	44
Глава II. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	
Протерозойский (байкальский и добайкальский) этап — А. А. Габриелян	49
Палеозойский (каледонский и герцинский) этап — А. А. Габриелян	50
Альпийский геосинклинальный этап — О. А. Саркисян	51
Альпийский орогенный этап (олигоцен—антропоген) — А. А. Габриелян	54
Глава III. КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ (ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ) ОЧЕРК КAVKAZCKO-ANATOLIЙCKO-ИPАНCKOГO СЕГМЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (общие замечания) — А. А. Габриелян	
Альпийские краевые прогибы	74
Альпийские краевые, преимущественно миогеосинклинальные зоны	80
Альпийские внутренние эвгеосинклинальные складчатые сооружения	81
Внутренние парагеосинклинальные складчатые сооружения	85
Срединные массивы и выступы доальпийского основания в горст-антиклинориях	91
Альпийские межгорные впадины	95
Важнейшие разломы	97
Глава IV. ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР — О. А. Саркисян	
Глава V. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ — А. А. Габриелян	
Краткий обзор воззрений	108
Принципы районирования	120
Краткая характеристика тектонических комплексов и зон	120
.	125
.	128

Глава VI. ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Сомхето-Кафанский тектонический комплекс	134
Сомхето-Карабахская зона — О. А. Саркисян	134
Кафанский блок — Г. П. Симонян	142
Базумо-Зангезурская зона	144
Севано-Амасийская офиолитовая подзона — О. А. Саркисян	144
Анкавано-Зангезурская подзона — О. А. Саркисян, Г. П. Симонян	154
Приараксинская умеренно-складчатая зона	160
Еревано-Ордубадская подзона — А. А. Габриелян	160
Среднеараксинская межгорная впадина — А. А. Габриелян, Г. П. Симонян	167

Глава VII. ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ — А. А. Габриелян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян	172
Разломы (зоны разломов) глубокого заложения (шовные зоны)	174
Другие региональные разломы	184
а) Сомхето-Кафанская группа	184
б) Базумо-Зангезурская зона	188
в) Приараксинская зона	189
Глава VIII. ПОПЕРЕЧНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ (РАЗЛОМЫ, ПОДНЯТИЯ И ПРОГИБЫ) — О. А. Саркисян	194

Глава IX. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА — А. А. Габриелян	211
Зона моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа	214
Севано-Ширакская зона	215
Анкавано-Зангезурская шовная зона	223
Веди-Айюцдзорская зона	227
Среднеараксинская зона	228

Глава X. СЕЙСМОТЕКТОНИКА	232
Краткий обзор воззрений — А. А. Габриелян	232
Геологические критерии сейсмичности — А. А. Габриелян	236
Краткая характеристика сейсмичности — Г. П. Симонян	244
Сейсмический режим — Г. П. Симонян	251
Краткий сейсмо тектонический очерк Кавказа и сопредель- ных частей Турции и Ирана	256
Сейсмическое районирование — А. А. Габриелян, Г. П. Си- монян, С. А. Пирузян	263

ЗАКЛЮЧЕНИЕ — А. А. Габриелян	267
Литература	271
Оглавление	282

ГАБРИЕЛЯН АРШАЛУИС АМБАРЦУМОВИЧ
САРКИСЯН ОГМИК АМАЯКОВИЧ
СИМОНЯН ГАРНИК ПОГОСОВИЧ

СЕЙСМОТЕКТОНИКА АРМЯНСКОЙ ССР

Представлено
к изданию кафедрой
исторической геологии
и палеонтологии ЕГУ

ВВЕ

Г л а

Г л а

Редактор издательства
Т. М. Арешидзе
Художественный редактор
Н. А. Товмсян
Технический редактор
Ф. Г. Тоноян
Контрольный корректор
А. А. Абрамян

Г л

ВФ 04834. Заказ 801. Тираж 1000.

Сдано в набор 26.05.1980 г.

Подписано к печати 18.02.1981 г.

Бумага № 2, формат 60×90¹/₁₆.

Шрифт «Литературный».

Способ печати «Высокая».

Издательских 22,8 листа.

Печатных 17,75 листа+18 вклеек.

Цена 2 р. 90 к.

Издательство Ереванского университета,
Ереван, ул. Мравяна № 1.

Типография Ереванского университета,
Ереван, ул. Абовяна № 52.

Г л

Г л

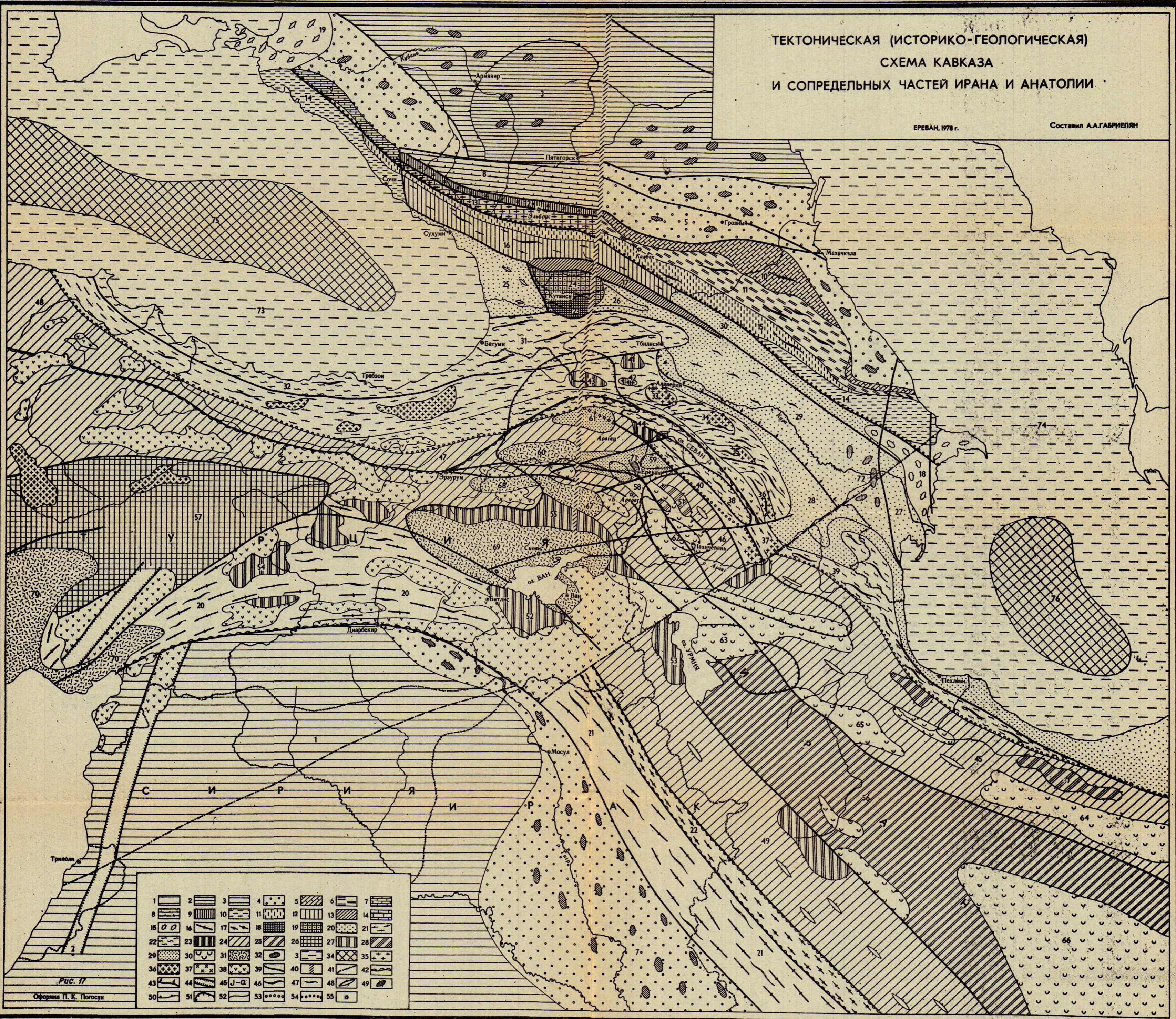
ЦЕНА 2 Р. 00 К.

3615

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ (ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ)
СХЕМА КАВКАЗА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ИРАНА И АНАТОЛИИ

ЕРЕВАН, 1978 г.

Составил А.А. ГАБРИЕЛЯН



1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30	31	32	33	34	35
36	37	38	39	40	41	42
43	44	45	46	47	48	49
50	51	52	53	54	55	

Рис. 17
Оформил П. К. Погосян

ЛЕГЕНДА К РИС. 17

I. Древняя (эпипротерозойская) платформа — I.
 II. Скифская (Северо-Кавказская) эпигерцинская
 плита. 2 — подземные выступы платформенного
 основания. 3 — опущенные участки. III. Зона аль-
 пийских краевых прогибов, выполненных ороге-
 нными (олигоцен-антропогенными) морскими и
 континентальными молассовыми отложениями —
 4. IV. Альпийские краевые, преимущественно мио-
 геосинклинальные складчатые сооружения. А. Ме-
 гантиклинорное сооружение Большого Кавказа.
 Многоосинклинальная (субплатформенная) зона
 северного склона Б. Кавказа, наложенная на гер-
 цинском орогенном (молассовом) основании, испы-
 тавшая умеренное погружение в раннеальпий-
 ском этапе, складчатость и поднятие (инверсию)
 перед поздней юрой, в конце юры — раннем мелу
 (киммериды). Подзоны: 5 — карбонатного Даге-
 стана; 6 — глинисто-сланцевая ЮВ Кавказа; 7 —
 субфлиша, сланцев и рифовых известняков; 8 —
 Северо-Кавказской моноклинали; 9 — Тырнеаузская
 шовная. Эвгеосинклинальная зона южного склона
 Б. Кавказа, наложенная на герцинском геосинкли-
 нальном основании, испытавшая устойчивое погру-
 жение в течение главного геосинклинального эта-
 па и вовлекавшаяся в складчатость и поднятие
 (инверсию) в ранне- и среднеальпийские эпохи.
 Подзоны: 10 — терригенно-карбонатных флишевых
 синклиналиев; 11 — сланцевая; 12 — Абхазо-Ра-
 чинская вулканогенная; 13 — Кахетинско-Лечхум-
 ская шовная. 14 — Центральная зона Главного
 хребта, наложенная на байкальском и раннегер-
 цинском метаморфическом комплексе и характе-
 ризующаяся геосинклинальным режимом разви-
 тия в альпийском тектоническом этапе. 15 — Зоны
 погружения Большого Кавказа, характеризующая-
 ся широким развитием брахискладок, куполов и
 гравезных вулканов. Б. Тавро-Загросская складча-
 тая зона, возникшая из геосинклинальных проги-
 бов, заложенных в начале альпийского этапа на
 герцинском квазиплатформенном основании (па-
 леозойский чехол байкальского фундамента), испы-
 тавшая устойчивое прогибание в мезозое и па-
 леогене, складчатость и поднятие (инверсию) в
 олигоцене, в конце миоцена и плиоцене-антропоге-
 не. 16 — Тавриды и Загросы; 17 — подзона надви-
 гов. V. Закавказская (Рионо-Курильская) межгор-
 ная глыба, испытавшая устойчивое поднятие в па-
 леозое, дифференциального типа поднятия и опус-

кания с переменными знаками в мезозое и палео-
 гене и вовлекавшаяся в общее устойчивое погру-
 жение в альпийском орогенном этапе (олигоцен-
 антропоген). 18 — обнаженные выступы байкаль-
 ского основания; 19 — погребенные выступы (глы-
 бы), перекрытые мезозойским чехлом; 20 — погру-
 женные участки глыбы (впадины), выполненные
 олигоцен-миоценовыми и плиоцен-антропогенны-
 ми морскими и континентальными молассовыми
 отложениями. VI. Альпийские внутренние эвгео-
 синклинальные складчатые сооружения, возникшие
 из геосинклинальных прогибов, заложенных на
 байкальском основании: 21 — в начале альпийско-
 го этапа и испытавших складчатости и поднятие
 перед поздней юрой и в конце мела; 22 — в позд-
 ней юре — раннем мелу и испытавших инверсию
 перед поздним эоценом, олигоценом и в конце па-
 леогена (туфогенные флишевые геосинклинали);
 23 — пограничные (шовные) массивы, сложенные
 добайкальским и байкальским метаморфизован-
 ным (соответственно в амфиболитовой и зелено-
 сланцевой фациях) геосинклинальными комплексами,
 местами перекрытыми фанерозойским слабо
 дислоцированным чехлом. VII. Внутренняя сложно
 построенная зона Армянско-Анатолийско-Иранско-
 го сегмента альпийского складчатого пояса, нало-
 женная на каледонско-варисском платформенном
 основании и состоящая из срединных массивов,
 межгорных и внутриворонных впадин и парагеосин-
 клинальных складчатых сооружений. А. Парагео-
 синклинальные складчатые сооружения, возникшие:
 24 — из позднеальпийских (K_2-P , местами $J-P$)
 вторичных (парагеосинклинальных в понимании
 Г. Штилле) флишевых прогибов, испытавших
 складчатость и инверсию в конце палеогена и во-
 вовлекавшиеся в интенсивное горообразование в оро-
 генном этапе (P_2-Q); 25 — из грабенообразных
 трогов, испытавших в геосинклинальном периоде
 метаморфизм, гранитизацию и слабое поднятие в
 орогенном этапе (низкогорные равнинные участ-
 ки). Б. Срединные массивы и выступы доальпий-
 ского основания. 26 — срединные массивы, сложен-
 ные байкальским и добайкальским метаморфизо-
 ванными комплексами, местами перекрытыми фа-
 нерозойским слабо дислоцированным платформен-
 ным (субплатформенным) чехлом; 27 — выступы
 байкальского и палеозойского (нерасчлененного)
 основания в блок-антиклинориях; 28 — выступы
 варисского основания в ядрах антиклинориев.
 В. Альпийские межгорные и внутриворонные молас-
 совые впадины, возникшие в орогенном этапе
 (олигоцен-антропоген) и выполненные: 29 — оли-
 гоцен-миоценовыми соленосными и терригенными
 отложениями, а также плиоцен-антропогенными
 озерно-континентальными и вулканогенными обра-
 зованиями, наложенными на гетерогенном (бай-

кальском, варисском, альпийском основании); 30 —
 олигоцен-миоценовыми лагунными отложениями,
 местами перекрытыми антропогенными континен-
 тальными отложениями, наложенными на варис-
 ском и альпийском основании; 31 — олигоценовы-
 ми лагунными, миоценовыми морскими и плиоцен-
 антропогенными озерно-континентальными и вул-
 каногенными образованиями, наложенными на
 палеозойском и альпийском основании; 32 — по-
 гребенные выступы байкальского и добайкальско-
 го фундамента во впадинах. Впадины внутренних
 морей: 33 — срединные массивы и раннее консоли-
 дированные участки, имевшие геосинклинальную
 тенденцию развития в палеозое, мезозое и раннем
 палеогене, и испытавшие интенсивное погружение
 в орогенном этапе (олигоцен-антропоген); 34 —
 центральные части впадин Черного и Каспийского
 морей с корой субскеанического типа. Интрузии:
 35 — гранитоиды палеозойские; 36 — гранитоиды
 альпийские; 37 — гипербазиты палеозойские; 38 —
 Альпийские ультраосновные и основные интрузии
 и протрузии и ассоциирующие с ними породы
 (офиолитовые ассоциации, цветной меланж). Важ-
 нейшие глубинные разломы: 39 — межзональные
 (межблоковые) и внутриворонные (внутриблоко-
 вые). Трансзональные: 40 — Транскавказская зона
 поднятия, расколов и разрывов; 41 — Пальми-
 ро-Апшеронский сбросо-сдвиг; 42 — зоны офио-
 литовых тектонитов (взбросы, надвиги, шарьяжи);
 43 — флексуры; 44 — грабены; 45 — Возраст (время
 заложения) разломов: 45 — показывается индек-
 сами соответствующих стратиграфических подраз-
 делений. Крупные антиклинальные структуры: 46 —
 складки альпийского типа, осложненные надвигами и
 шарьяжами; 47 — линейные с ундулирующими
 шарнирами, часто асимметричные складки, ослож-
 ненные крутыми надвигами и взбросами; 48 — бра-
 хиантиклинальные, сундучные и куполовидные
 складки; 49 — платформенные складки (плакан-
 тиклинали, купола и др.). Контуры: 50 — струк-
 тур; 51 — распространения новейших (плиоцен-
 антропогенных) вулканических образований. Неко-
 торые важнейшие структурные и историко-геологи-
 ческие границы: 52 — зон и крупных структур;
 53 — северная граница палеозойского эпиконти-
 нентального морского бассейна; 54 — южная гра-
 ница палеозойской геосинклинали; 55 — главней-
 шие центры вулканических извержений и излия-
 ний. Наименование структур (обозначены на кар-
 те цифрами). 1 — Аравийская платформа; 2 —
 грабен Мертвого моря. Скифская плита; 3 — Став-
 ропольское поднятие. Предкавказские краевые про-
 гибы: 4 — Азово-Кубанский; 5 — Терско-Каспий-
 ский; 6 — Кусаро-Дивичинский. Месопотамский
 краевой прогиб — 7. Мегантиклинорное сооруже-
 ние Большого Кавказа. А. Зона северного склона.

8 — Северо-Кавказский краевой массив (Лабно-
 Малжинская моноклинали), 9 — подзона субфли-
 ша, сланцев и рифовых известняков, 10 — подзо-
 на известнякового Дагестана, 11 — глинисто-слан-
 цевая подзона ЮВ Кавказа, 12 — Тырнеаузская
 шовная подзона. Б. Горст-антиклинорная зона
 Главного хребта — 13. В. Зона южного склона:
 14 — подзона флишевых синклиналиев, 15 — слан-
 цевая подзона, 16 — Абхазо-Рачинская подзона,
 17 — Кахетинско-Лечхумская шовная подзона (гра-
 бен-синклинали и горст-антиклинали). Г. Зоны по-
 гружения: 18 — Кобыстанско-Апшеронская, 19 —
 Таманская. Тавро-Загросское складчатое сооруже-
 ние: 20 — Тавриды, 21 — Загросы, 22 — подзона
 надвигов и офиолитовых тектонитов. Закавказская
 (Рионо-Курильская) межгорная глыба (впадина):
 23 — Дзирульский массив, 24 — погребенный вы-
 ступ Грузинской глыбы. Впадины наложенные: а)
 на байкальском основании: 25 — Рионская, 26 —
 Карталинская, 27 — Нижнекурильская; б) на аль-
 пийском основании: 28 — Нижнеараксинская, 29 —
 Евлахская, 30 — Алазан-Агричайская. Внутренние
 эвгеосинклинальные складчатые сооружения. 31 —
 Аджаро-Триалетский синклиниорий, 32 — Восточ-
 ные Понтиды. Сомхето-Кафанская антиклинорная
 зона: антиклинории — 33 — Алавердский, 34 —
 Шамшадинский, 35 — Мрвдагский, 36 — Кара-
 бахский, 37 — Кафанский, 38 — Севано-Акерин-
 ский мегасинклиниорий, 39 — Талышский синкли-
 ниорий, 40 — Анкавано-Зангезурская шовная зона.
 Выступы байкальского складчатого основания,
 преимущественно в виде пограничных (шовных)
 массивов. 41 — Храмынский, 42 — Локский, 43 —
 Джавахский (предполагаемый), 44 — Арзаканский.
 Парагеосинклинальные складчатые сооружения:
 45 — Эльбурское, 46 — Приараксинское, 47 —
 Эрзерумское, 48 — Западноевропейское, 49 — Юж-
 но-Иранское. Выступы доальпийского основания:
 50 — Эльбурский, 51 — Айоцдзорский, 52 — Бит-
 лисский, 53 — Урмийский, 54 — Малатский, 55 —
 Малазкерт-Бингельское складчатое сооружение,
 56 — Центрально-Иранское складчатое сооруже-
 ние, 57 — Киршехирский (Галатский) срединный
 массив. Межгорные впадины: 58 — Среднеарак-
 синская, 59 — Севано-Ереванская, 60 — Кагыз-
 ванская, 61 — Ширако-Карская, 62 — Нахиче-
 ванская, 63 — Урмийско-Тебризская, 64 — Теге-
 ранская, 65 — Зенджанская, 66 — Дарна-Намак-
 ская, 67 — Алашкертокая, 68 — Эрзерумская, 69 —
 Ван-Мушская, 70 — Адакская. Погребенные вы-
 ступы фундамента: 71 — Паракер-Ениджинский,
 72 — Курдамирская (Талыш-Вандамская) группа.
 Впадины внутренних морей: 73 — Черноморская,
 74 — Каспийская. Субкеанические впадины: 75 —
 Центрально-Черноморская, 76 — Южно-Каспий-
 ская.

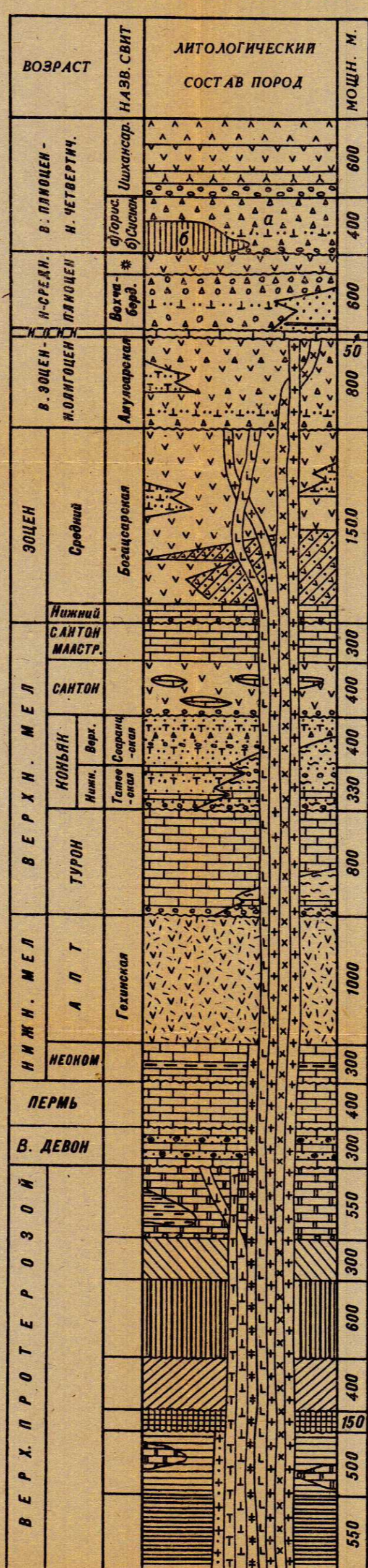
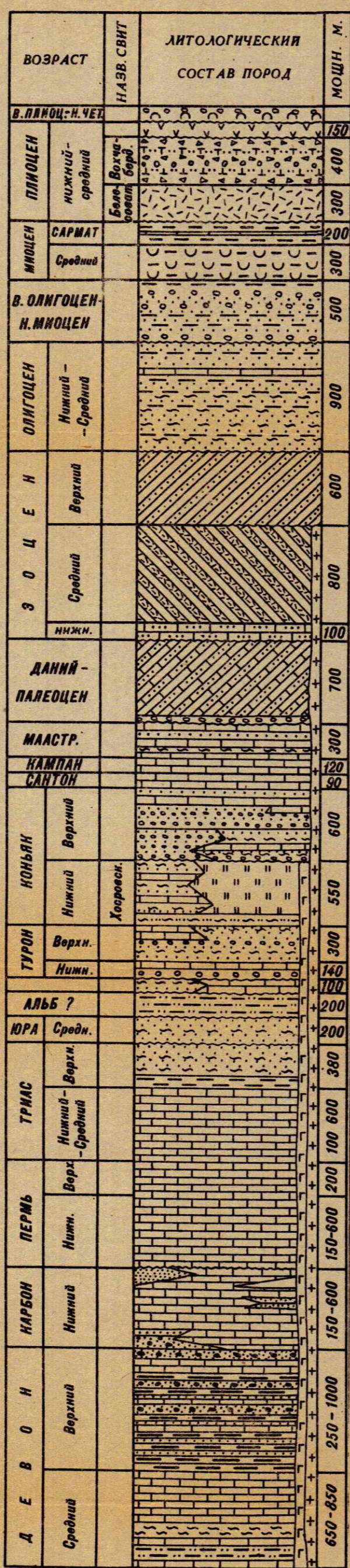
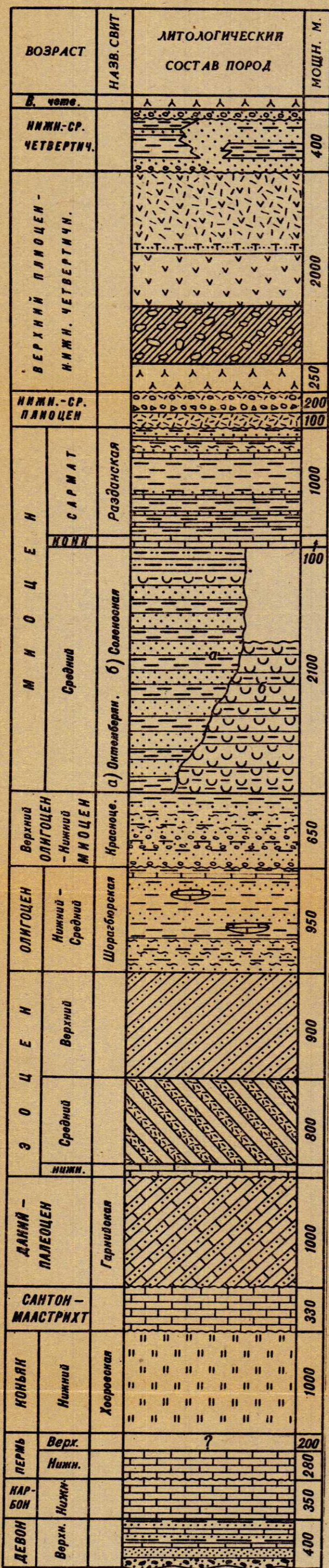
СРЕДНЕАРАКСИНСКАЯ ЗОНА

ЕРЕВАН-ОРДУБАДСКАЯ ЗОНА

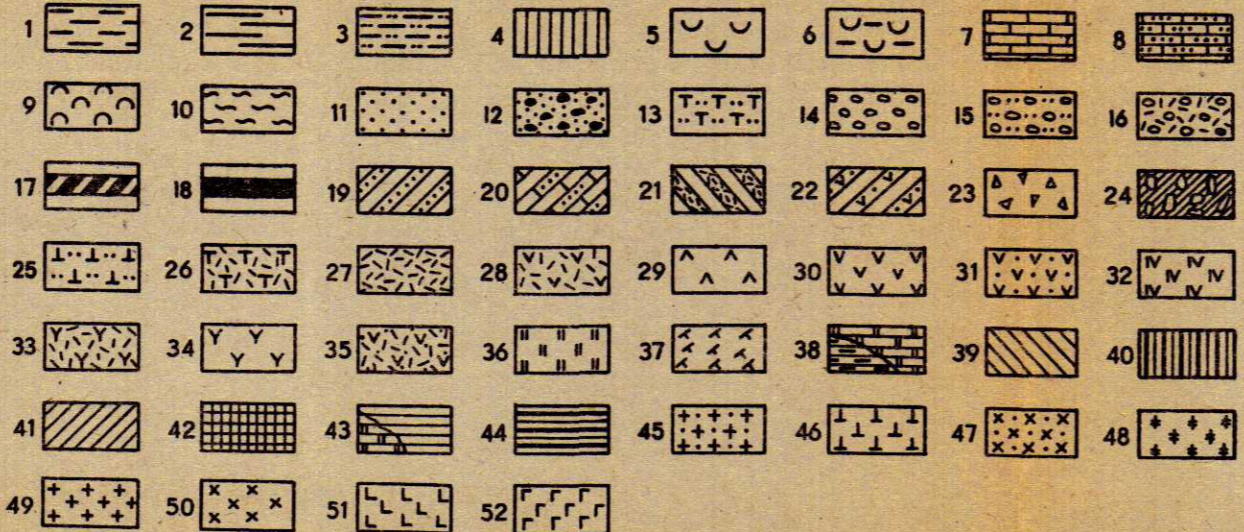
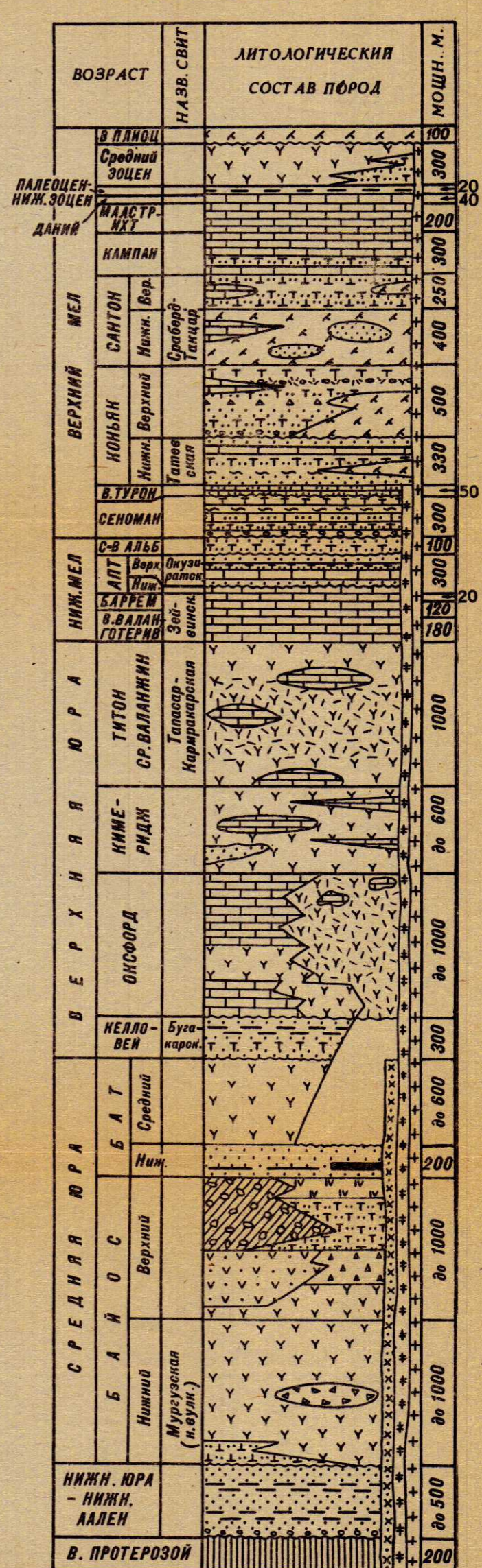
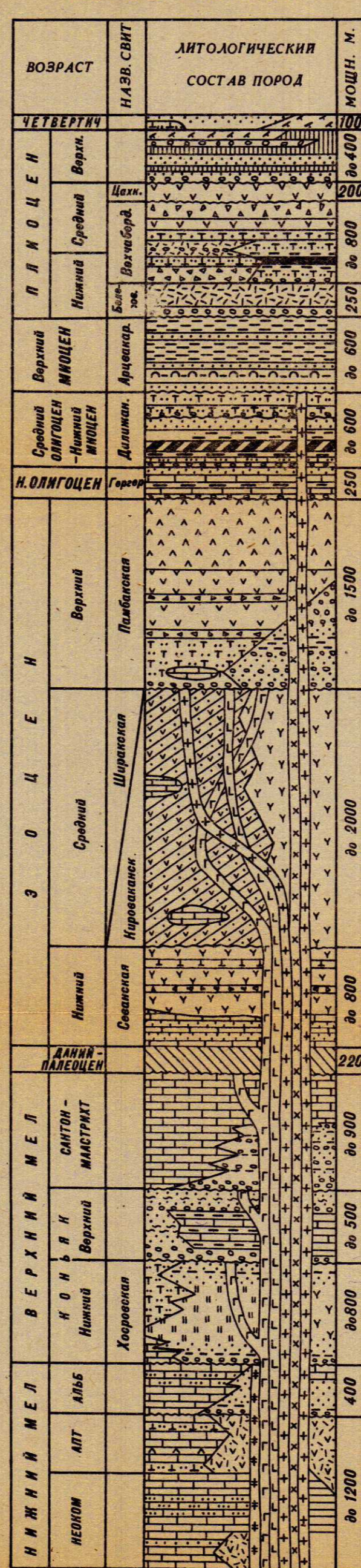
АНКАВАН-ЗАНГЕЗУРСКАЯ ЗОНА

СЕВАНО-ШИРАКСКАЯ ЗОНА

АЛАВЕРДИ-КАФАНСКАЯ ЗОНА



* Чахунликая



1—глины, аргиллиты; 2—глинистые сланцы; 3—глины, песчаники; 4—диатомиты, диатомитовые глины, пемзовые пески, песчаники; 5—каменная соль; 6—гипсоносо-соленосные глины; 7—известняки, мергели; 8—известняки песчаные; 9—травертины; 10—алевролиты; 11—песчаники; 12—кварцевые песчаники, кварциты; 13—туфопесчаники, туфоалевролиты; 14—конгломераты; 15—галечники; 16—туфоконгломераты; 17—горючие сланцы; 18—угли и углистые сланцы; 19—карбонатно-терригенный флиш (ритмичное чередование глины, песчаников, мергелей, алевролитов, известняков); 20—терригенно-карбонатный флиш (ритмичное чередование мергелей, известняков, известковых песчаников, алевролитов, глины и гравелитов); 21—пирокласто-осадочный флиш (ритмичное чередование песчаников, туфопесчаников, туфоаргиллитов, алевролитов, туфоалевролитов, туффитов, глины и известняков); 22—осадочно-вулканогенный флиш (ритмичное чередование различных туфов, туфобрекчий, туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов, туфогравелитов с потоками лаа, линзами и прослоями известняков); 23—туфобрекчи; 24—агломераты, лавабрекчи; 25—туфы и туффиты; 26—трахиллипаритовые и дацитовые туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты, пемзовые пески и песчаники, потоки андезитов, дацитов, трахиллипаритов; 27—дациты, липариты, трахиллипариты, их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, обсидианы; 28—

дациты; 29—трахиллипариты, андезиты-дациты, дациты, трахиллипариты, трахиты, их пирокластиты; 30—андезиты-дациты, андезиты; 31—кварцевые платинопорфиры; 32—кератофилиты; 33—различные порфиры, их пирокластиты, пачки и линзы туфогенно-осадочных пород и известняков; 34—различные порфиры и их пирокластиты; 35—диабазовые порфиры, линзы радиоларитов, известняков и яши; 37—базальты, андезиты-базальты, андезиты; 38—мраморы с прослоями зеленых сланцев и филлитов; 39—кварц-палевошпатово-серпичитовые порфиры (метавулканы); 40—актинолитово-хлоритовые сланцы с горизонтальными хлоритовыми ругилюносных сланцев; 41—метакротовые филлиты; 42—графитовые сланцы; 43—кварц-мусковитовые кристалло-сланцы, пачки доломита и мрамора; 44—кварц-двуослюдные, слюдяные сланцы; 45—граниты, гранитоиды, мигматиты; 46—лейкократовые плагнограниты, габбро-амфиболиты; 47—плагнограниты, плагногранит-порфиры; 48—граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габброиды; 49—кварцевые диориты, гранодиориты, диориты; 50—шелочные и нефелиновые сенинты, монцититы, порфириновые сенинто-граниты; 51—габбро-диориты, диоритовые порфиры; 52—дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро.

Оформил П. К. Погосян

Рис. 1

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР

Составил А.А.Габриелян

ЕРЕВАН - 1980

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	11	23
2	12	24
3	13	25
4	14	26
5	15	27
6	16	28
7	17	29
8	18	30
9	19	31
10	20	32
	21	33
	22	34



СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ЭТАЖИ. Ортогенный комплекс: 1 — Позднеортогенный этаж (N₁-Q); 2 — Раннеортогенный этаж (P₁-N₁); 3 — Альпийский геосинклинальный комплекс (I-II₂). Комплексы доальпийского основания. 4 — Варисский, переработанный альпийским тектогенезом, квазиластоформенный комплекс. 5 — Байкальский (и добайкальский) метаморфический комплекс (мегакомплекс). **НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ.** А. Структуры первого порядка: 6 — Блоковые поднятия, грабены; 7 — Горст-антиклинальные поднятия и грабен-синклинали, выраженные в рельефе в прямой форме; 8 — Наложённые ортогенные (молассовые) вулканотектонические впадины, мульды, грабены; 9 — Моноклинали; 10 — Поперечные (близмеридиональные и северо-восточные) поднятия: а) унаследованные от мезозоя и палеогена, б) неоген-четвертичные. Б. Структуры второго порядка: 11 — Антиклинали, структурные вазы; 12 — Синклинали; 13 — Неоген-антропогенные, слабо выраженные в рельефе, погребённые горстовые поднятия, впадины, грабены, мульды; 14 — Позднеплиоцен-антропогенные приразломные и надразломные впадины и грабены, выполенные грубыми континентальными молассами; 15 — Приразломные грабены. **РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ.** Древице (омоложенные) и молодые, длительно живущие, большей частью выраженные в рельефе сейсмогенные разломы: А. Первого порядка: 16 — Преимущественно межзональные (межблоковые, пограничные) разломы; 17 — Трансзональные (поперечные) разломы. Б. Второго порядка: 18 — Преимущественно внутривблоковые разломы; 19 — Погребённые, слабо выраженные в рельефе разломы; 20 — Разломы, фиксируемые линейным расположением вулканических аппаратов. Некоторые важнейшие элементы разломов: 21 — Глубина залегания разломов: а) типоглубинные (мангильные), б) юрские (мезо-эпиглубинные); 22 — Возраст разломов. **ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ.** 23 — Гравитационные зоны, уступы, ступени (зоны высоких градиентов гравитационного поля); 24 — Участки контрастных сочленений новейших блоковых поднятий и опусканий, обусловленных перестройкой рельефа, и автоцентральные уступы и хребты; 25 — Сейсмодислокации (оползни, трещины, рыль, борозды и др.). **ОТРАЖЕНИЕ СМЕНЫ ЗНАКОВ НЕОТЕК-**

ТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВПАДИНАХ. 26 — Унаследованные с олигоцена, испытавшие интенсивное прогибание в миоцене, слабое прогибание с переменной знака движений в плиоцене-среднем антропогене и поднятия в позднем антропогене; 27 — Наложённые в миоцене на эоценовое основание, испытавшие непрерывное умеренное прогибание в миоцене, плещеное, ранне-среднем антропогене и возвыкавшиеся в слабые поднятия в верхнем антропогене; 28 — Наложённые в позднем олигоцене-раннем миоцене и испытавшие интенсивное прогибание в миоцене и возвыкавшиеся в поднятия в плиоцене-антропогене; 29 — Наложённые в позднем олигоцене-раннем антропогене, испытавшие интенсивное прогибание в миоцене, поднятия в плиоцене, вновь опускание в антропогене; 30 — Наложённые на палеогеном альпийском субстрате и испытавшие слабое прогибание в позднем плиоцене-раннем антропогене, возвыкавшиеся в поднятия в среднем-позднем антропогене; 31 — Средне-позднеантропогенные впадины, наложённые на эоценовое основание; 32 — Вулканические аппараты (центры извержений и излияний); а) — четвертичные, б) — плиоценовые; 33 — Эпицентры значительных землетрясений за последние тысяча лет с интенсивностью: а) до 7 баллов, б) до 8 баллов, в) 8 и более баллов; 34 — Границы структурных комплексов и этажей. **НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ.** (объяснение цифр на карте). I — Зона моноориентального поднятия северо-восточного склона Антикавказа с унаследованными от мезозоя инверсионными антиклинальными и синклиналиными структурами, испытавшими умеренное, устойчивое и слабо дифференцированное поднятие в течение неогенотектонического этапа: 1 — Алавердский антиклинальный блок; 2 — Изджеванский синклиналирный блок; 3 — Шамшадинский антиклинальный блок. II. Севано-Ширакская (Севано-Акеринская) зона высокой контрастности новейших тектонических движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и относительными опусканиями, выраженными в рельефе преимущественно обращёнными формами (синклиналильные хребты, антиклинальные долины). Блоковые поднятия: 4 — Ширакское; 5 — Памбакское; 6 — Гехаротское; 7 — Севанское; 8 — Вардениское; 9 — Базумское; 10 — Базумский горст (ЮВ-ый клин Сомхетской глыбы); 11 — Сарчатское; 12 — Лежанское. Впадины: а) заложённые в миоцене и испытанные в неогенотектоническом этапе устойчивое прогибание: 13 — Севанское; б) верхнечетвертичные наложённые: 14 — Дзоргагетский грабен; 15 — Дзоргагетская; 16 — Верхне-Ахурянская; 17 — Тухакская; 18 — Верхне-Памбакская; 19 — Спитакская; 20 — Кироваканская; 21 — Маргаовитская; 22 — Красносельская; 23 — Мало-Севанская; 24 — Верхне-Разданская. III. Анкавано-Зангезурская шовная зона резко дифференцированных сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабенов: 25 — Зангезурский мозаично построенный блок; 26 — Шахуньянское блок-антиклинальное поднятие; 27 — Кафанское унаследованное от мезозоя блок-антиклинальное поднятие; 28 — Ширакская впадина испытывавшая устойчивое опускание в неогене и антропогене; 29 — Воротанская позднеплиоценовая впа-

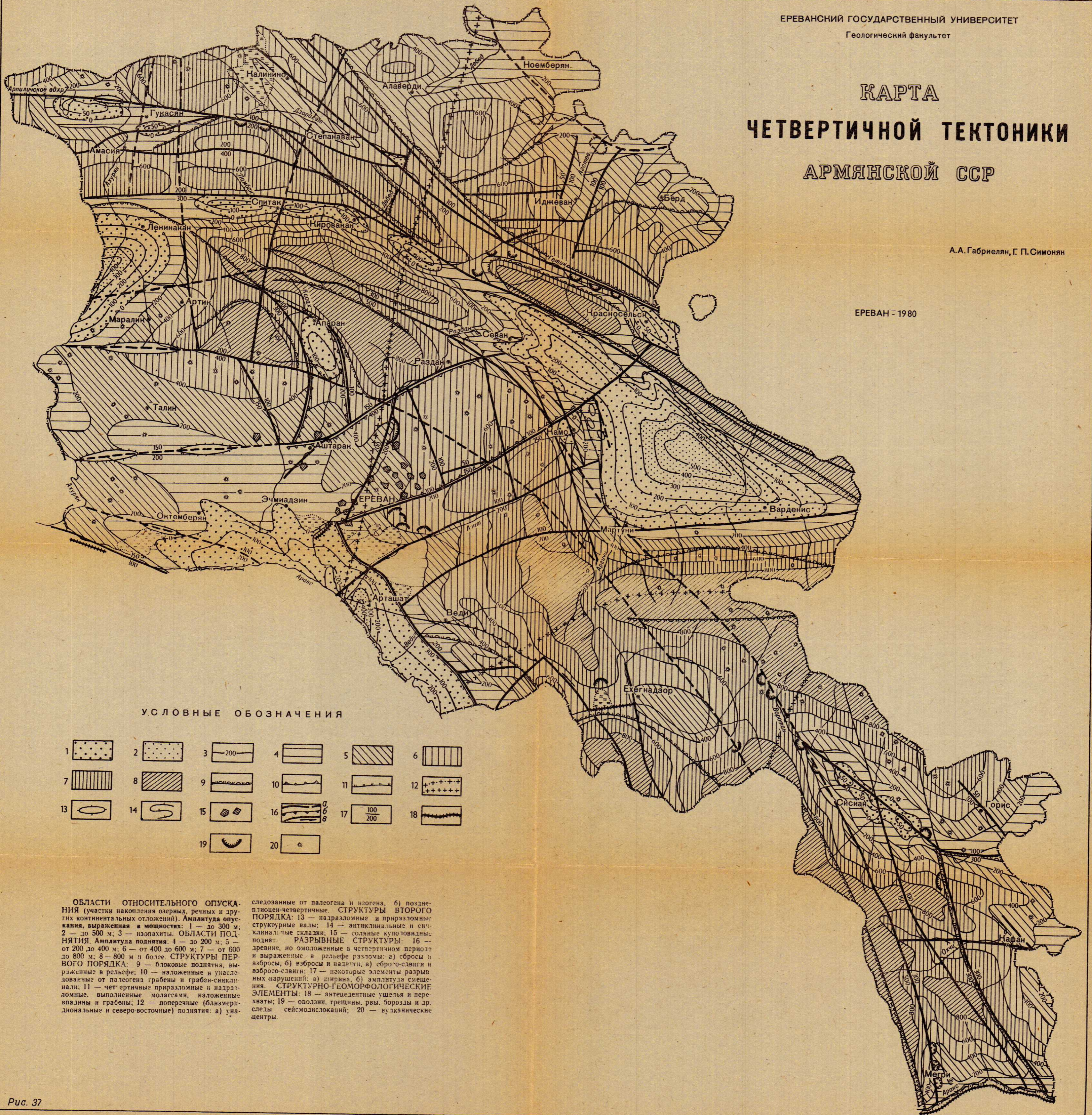
дина; 30 — Касахская средне-позднечетвертичная впадина; 31 — Саруханская верхнечетвертичная впадина; 32 — Зангезурская группа ранне-среднеплиоценовых грабенов. IV. Веди-Айодзорская зона умеренно дифференцированных, унаследованных с олигоцена и миоцена и отраженных в рельефе в прямой форме антиклинальных (горст-антиклиналий) и синклиналильных (грабен-синклинали) поднятий. 33 — Элегис-Аргичинское антиклинальное поднятие. Арпа-Шаганская поздона, испытывавшая значительное прогибание в позднем миоцене-среднем плиоцене и возвыкавшаяся в слабое поднятие в позднем плиоцене и антропогене; 34 — Арлинское синклиналиное поднятие; 35 — Шаганское синклиналиное поднятие; 36 — Советашенское поперечное поднятие; 37 — Урско-Айодзорское антиклинальное поднятие; 38 — Ведийская поздона дифференцированных блоковых, брахантиклинальных и центриклиналильных поднятий. V. Среднеараксинская зона прогибания, состоящая из унаследованных с палеогена и наложённых неоген-антропогенных впадин и горстовых поднятий. Впадины: 39 — Нижнеухурянская; 40 — Арташатская; 41 — Лукшинская; 42 — Рацшарская; 43 — Арташатская; 44 — Арагацкая; 45 — Ереванская; 46 — Садаракская. Поднятия: а) обнажённые выступы варисского основания; 47 — Хорвирабское; 48 — Араратское; б) погребённые горстовые поднятия: 49 — Анииское; 50 — Мараликское; 51 — Октябрьское; 52 — Маркаринское; 53 — Нижнеухурянское; 54 — Паракер-Енгиджинское; 55 — Спандарянское; 56 — Мхчянское.

ренное, устойчивое и слабо дифференцированное поднятие в течение неогенотектонического этапа: 1 — Алавердский антиклинальный блок; 2 — Изджеванский синклиналирный блок; 3 — Шамшадинский антиклинальный блок. II. Севано-Ширакская (Севано-Акеринская) зона высокой контрастности новейших тектонических движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и относительными опусканиями, выраженными в рельефе преимущественно обращёнными формами (синклиналильные хребты, антиклинальные долины). Блоковые поднятия: 4 — Ширакское; 5 — Памбакское; 6 — Гехаротское; 7 — Севанское; 8 — Вардениское; 9 — Базумское; 10 — Базумский горст (ЮВ-ый клин Сомхетской глыбы); 11 — Сарчатское; 12 — Лежанское. Впадины: а) заложённые в миоцене и испытанные в неогенотектоническом этапе устойчивое прогибание: 13 — Севанское; б) верхнечетвертичные наложённые: 14 — Дзоргагетский грабен; 15 — Дзоргагетская; 16 — Верхне-Ахурянская; 17 — Тухакская; 18 — Верхне-Памбакская; 19 — Спитакская; 20 — Кироваканская; 21 — Маргаовитская; 22 — Красносельская; 23 — Мало-Севанская; 24 — Верхне-Разданская. III. Анкавано-Зангезурская шовная зона резко дифференцированных сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабенов: 25 — Зангезурский мозаично построенный блок; 26 — Шахуньянское блок-антиклинальное поднятие; 27 — Кафанское унаследованное от мезозоя блок-антиклинальное поднятие; 28 — Ширакская впадина испытывавшая устойчивое опускание в неогене и антропогене; 29 — Воротанская позднеплиоценовая впа-

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТониКИ АРМЯНСКОЙ ССР

А.А.Габриелян, Г.П.Симонян

ЕРЕВАН - 1980



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18
	19	20			

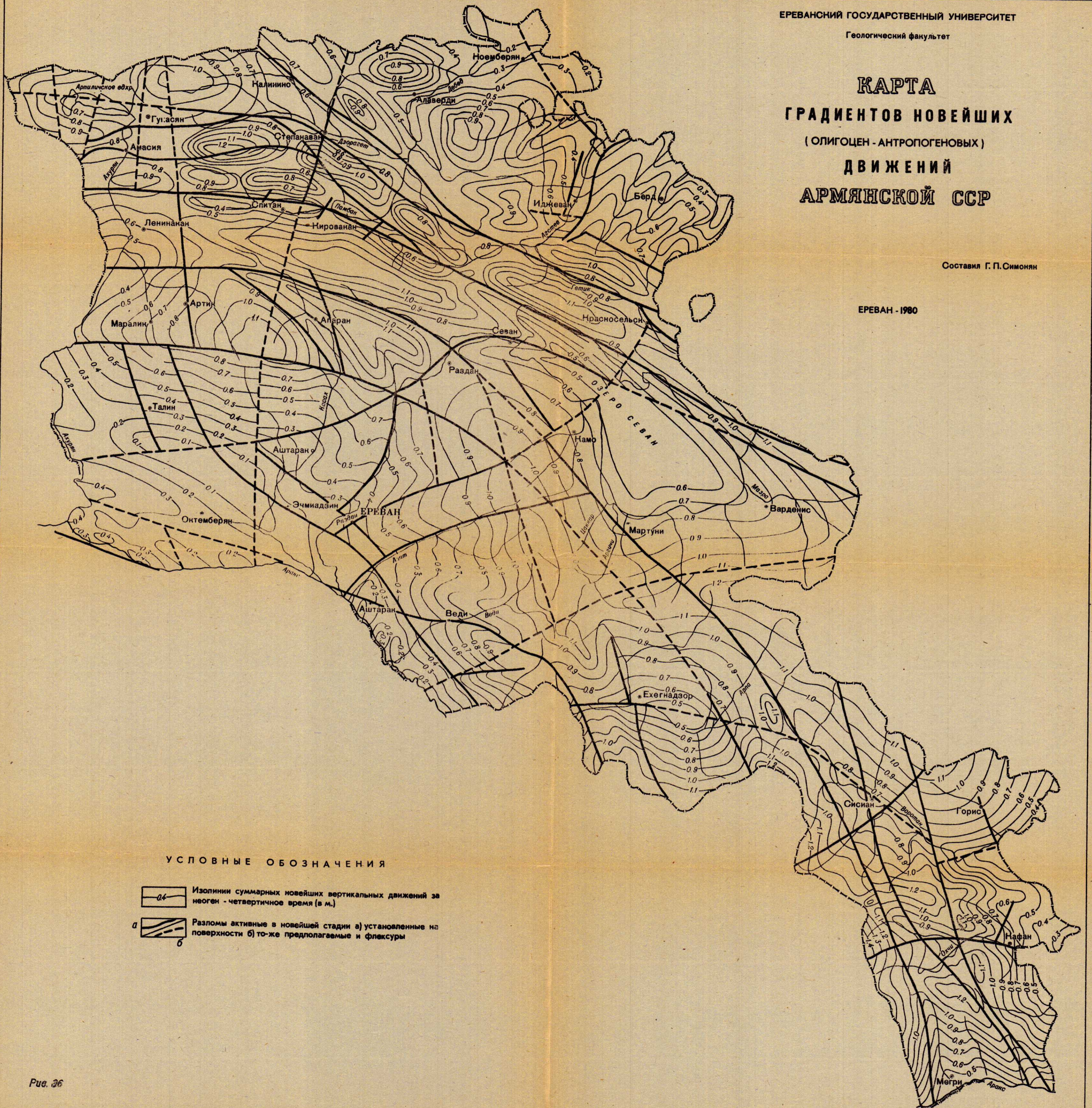
ОБЛАСТИ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ОПУСКАНИЯ (участки накопления озерных, речных и других континентальных отложений). Амплитуда опускания, выраженная в мощностях: 1 — до 300 м; 2 — до 500 м; 3 — изопахиты. **ОБЛАСТИ ПОДНЯТИЯ**. Амплитуда поднятия: 4 — до 200 м; 5 — от 200 до 400 м; 6 — от 400 до 600 м; 7 — от 600 до 800 м; 8 — 800 м и более. **СТРУКТУРЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА**: 9 — блоковые поднятия, выраженные в рельефе; 10 — наложенные и унаследованные от палеогена грабены и грабен-синклинали; 11 — четвертичные приразломные и надразломные, выполненные молассами, наложенные впадины и грабены; 12 — поперечные (близмеридиональные и северо-восточные) поднятия: а) уна-

следованные от палеогена и неогена; б) поздне-плиоцен-четвертичные. **СТРУКТУРЫ ВТОРОГО ПОРЯДКА**: 13 — надразломные и приразломные структурные валы; 14 — антиклинальные и синклиналичные складки; 15 — соляные куполовидные поднятия. **РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ**: 16 — древние, но омоложенные в четвертичном периоде и выраженные в рельефе разломы: а) сбросы и взбросы, б) взбросы и надвиги, в) сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 17 — некоторые элементы разрывных нарушений: а) ширина, б) амплитуда смещения. **СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ**: 18 — antecedentные ущелья и перехваты; 19 — оползни, трещины, рвы, борозды и др. следы сейсмодислокаций; 20 — вулканические центры.

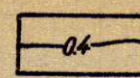

КАРТА ГРАДИЕНТОВ НОВЕЙШИХ (ОЛИГОЦЕН - АНТРОПОГЕНОВЫХ) ДВИЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Составил Г. П. Симосян

ЕРЕВАН - 1980



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Изолинии суммарных новейших вертикальных движений за неоген - четвертичное время (в м.)
-  Разломы активные в новейшей стадии а) установленные на поверхности б) то-же предполагаемые и флексуры

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР

Составили А.А. Габриелян
О.А. Саркисян
Г.П. Симосян

ЕРЕВАН - 1980



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПОДКОМПЛЕКСЫ И ЭТАЖИ: 1 — байкальский (и добайкальский) геосинклинальный складчатый комплекс (амфиболитовая и зеленостанцевая фации метаморфизма); 2 — герцинский (D-T) платформенный (субплатформенный) комплекс (карбонатно-терригенная и угленосная формации); Альпийский геосинклинальный складчатый комплекс: 3 — геосинклинальный подкомплекс (J—P₂); 4 — нижне-среднеюрский (J—P₂) этаж (индзетинская, вулканогенно-обломочная и терригенная формации); 5 — верхнеюрско-нижнемеловой (J₃—K₁) этаж (вулканогенно-обломочная, вулканогенно-карбонатная и терригенная формации); 6 — верхнемеловой — эоценовый (K₂—P₂) этаж (вулканогенно-осадочная, известняковая, терригенно-карбонатная, осадочно-пирокластическая, кремнисто-вулканогенная формации); 7 — орогенный (молагосовый) подкомплекс: 8 — олигоцен-миоценовый (P₃—N₁) этаж (карбонатно-терригенная, терригенно-эвапоритовая, угленосная, красноцветная формации — ранние молассы); 9 — плиоцен-четвертичный (N₂—Q) этаж (наземно-вулканогенные, вулканогенно-обломочные, различные пресноводно-озерные отложения — поздние молассы); **ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ:** а) геосинклинальные. Дольские (преимущественно, байкальские); 8 — гранитоиды, гранитоиды и др. Альпийские; 9 — гитербазиты и базиты (преимущественно про-

трузии J₃—K). 10 — плагиограниты (J₃). 11 — гранодиориты, диориты, кварцевые диориты и др. (K₁). 12 — габброиды (Q⁴). **Орогенные:** 13 — позднегеосинклинально-раннеорогенные гранитоиды (P₂—P₃); 14 — раннеорогенные щелочные и субщелочные интрузии (P₂); 15 — позднеорогенные порфировидные гранодиориты, гранитоиды и др. **СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ:** 16 — тектонозоги (условные структурные линии); 17 — линейные антиклиналы; 18 — антиклиналы промежуточного типа; 19 — брахиантиклиналы и куполовидные складки; 20 — соляные купола. **РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ:** 21 — сбросы; 22 — взбросы и надвиги; 23 — сдвиги, взбросо-сдвиги; 24 — предпологаемые и логические разломы; 25 — глубинные разломы; 26 — возраст разломов (обозначается индексом соответствующих стратиграфических подразделений). **ГРАНИЦЫ:** 27 — антиклинорий, синклинорий, впадин, поднятий; 28 — структурных комплексов, подкомплексов, этажей; 29 — стратозоги по подошве верхнего олигоцена; 30 — вулканы (неоген-четвертичные). **НАИМЕНОВАНИЕ СТРУКТУР** (обозначается на карте цифрами). 1 — Сомхето-Кафанский полого-складчатый тектонический комплекс. Антиклинорий: 1 — Алавердский; 2 — Шамшадский; 3 — Кафанский. Синклинорий: 4 — Папакарский; 5 — Иджеванский; 6 — Горисский.

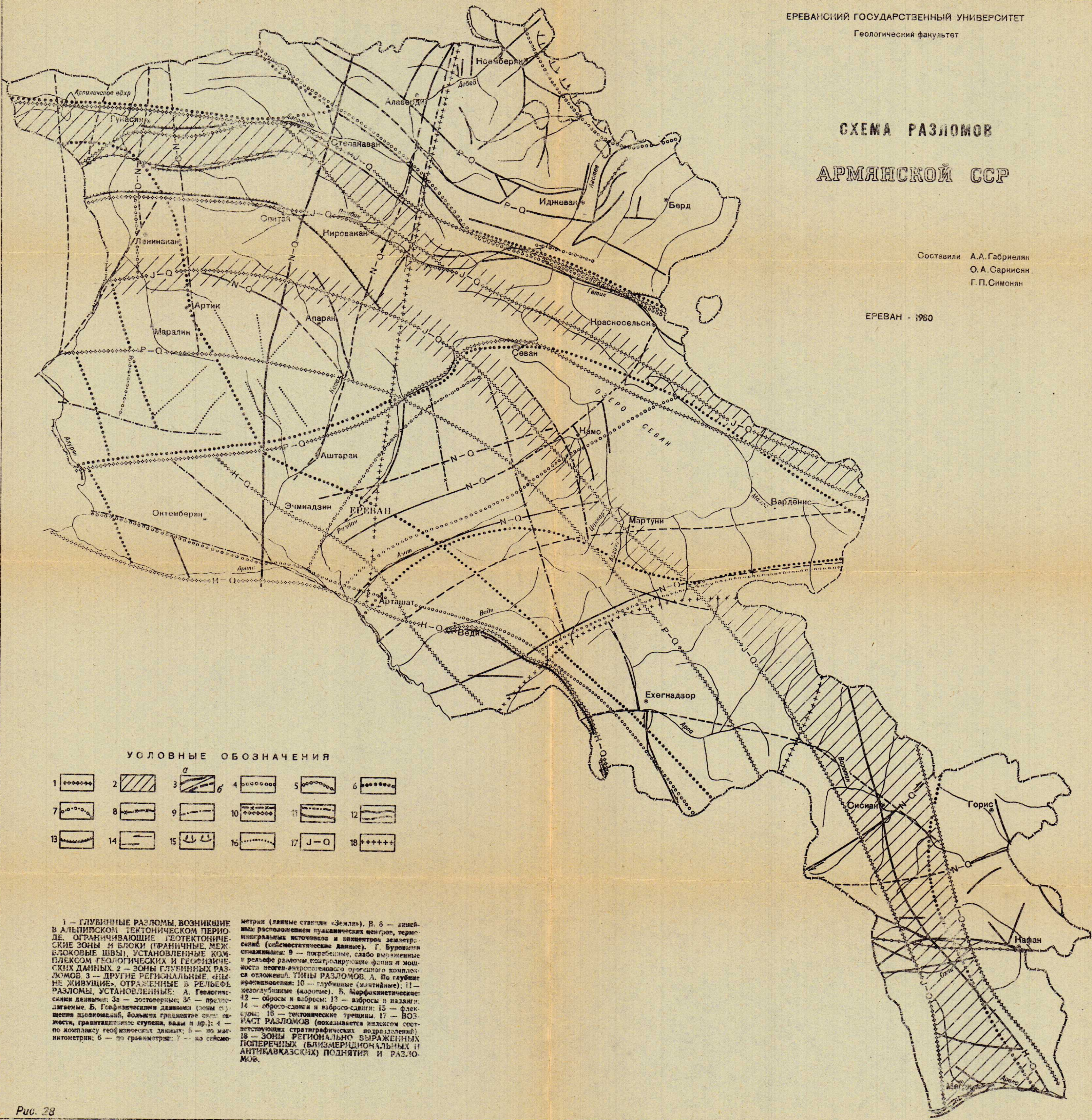
II. Базумо-Зангезурская интенсивно складчатая зона. Горст-антиклинорий: 7 — Западно-Базумский; 8 — Чахуяцкий; 9 — Южно-Сюникский. Синклинорий: 10 — Севано-Ширакский; 11 — Аюцзорский.

III. Приарасинский умеренно-складчатый тектонический комплекс. Ереван-Ордуздская зона. Антиклинорий: 12 — Урциско-Аюцзорский; 13 — Веди-Арчтинский. Синклинорий: 14 — Адаванский; 15 — Шагацкий. Зона орогенных межгорных молагосовых впадин. Наложенные и унаследованные прогибы: 16 — Ширакский; 17 — Южно-Арагацский; 18 — Артевинский; 19 — Нижнеаураганский; 20 — Арташатский; 21 — Ереванский; 22 — Севанский. Выступы фундамента: а) погребенные; 24 — Мараликский; 25 — Октябрьский; 26 — Паракар-Емчилинский; б) обнаженные; 27 — Араратский.

СХЕМА РАЗЛОМОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

Составили А.А. Габриелян
О.А. Саркисян
Г.П. Симонян

ЕРЕВАН - 1980



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18

1 — ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ, ВОЗНИКШИЕ В АЛЬПИЙСКОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПЕРИОДЕ. ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И БЛОКИ (ГРАНИЧНЫЕ, МЕЖБЛОКОВЫЕ ШВЫ), УСТАНОВЛЕННЫЕ КОМПЛЕКСОМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ. 2 — ЗОНЫ ГЛУБИНЫХ РАЗЛОМОВ. 3 — ДРУГИЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ «ЖИВУЩИЕ» ОТРАЖЕННЫЕ В РЕЛЬЕФЕ РАЗЛОМЫ, УСТАНОВЛЕННЫЕ:

А. Геологическими данными: 3а — достоверные; 3б — предположительные. Б. Геофизическими данными (зоны смещения, плоскостный, боковой, градиентный, вала и др.): 4 — по комплексу геофизических данных; 5 — по магнитометрии; 6 — по гравиметрии; 7 — по сейсмо-

метрии (данные станции «Земля»). В. 8 — линейными расположениями вулканических центров, термальных источников и эпицентров землетрясений (сейсмостатистические данные). Г. Буравыми смещениями: 9 — погребенные, слабо выраженные в рельефе разломы, контролирующие фации и мощность неоген-антропогенного орогенного комплекса отложений. УИИИ РАЗЛОМОВ. А. По глубине расположения: 10 — глубокие (мантийные); 11 — мелкоглубинные (короткие). Б. Морфокинетические: 12 — сбросы и взбросы; 13 — взбросы и надвиги; 14 — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 15 — флексуры; 16 — тектонические трещины. 17 — ВОЗРАСТ РАЗЛОМОВ (показывается индексом соответствующим стратиграфическим подразделениям). 18 — ЗОНЫ РЕГИОНАЛЬНО ВЫРАЖЕННЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ (БЛИЗМЕРИДИОНАЛЬНЫХ И АНТИКАВКАЗСКИХ) ПОДЪЯТИИ И РАЗЛОМОВ.

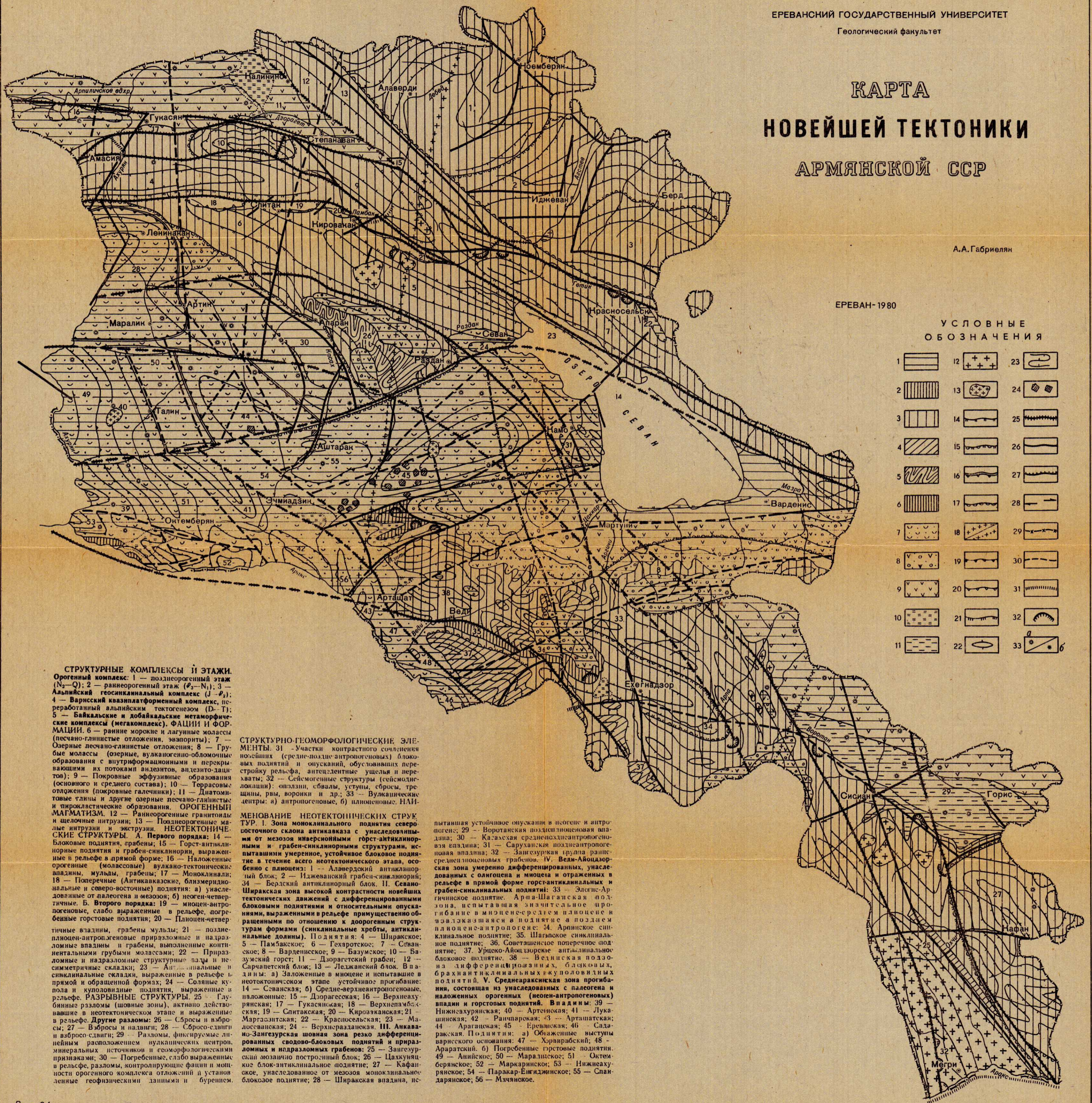
КАРТА НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ АРМЯНСКОЙ ССР

А.А.Габриелян

ЕРЕВАН-1980

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	12	23
2	13	24
3	14	25
4	15	26
5	16	27
6	17	28
7	18	29
8	19	30
9	20	31
10	21	32
11	22	33



СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ II ЭТАЖИ.

Орогенный комплекс: 1 — позднеорогенный этаж (N_2-Q); 2 — раннеорогенный этаж (P_2-N_1); 3 — Альпийский геосинклинальный комплекс ($J-P_2$); 4 — Варанский квазиplatformный комплекс, переработанный альпийским тектогенезом ($D-T$); 5 — Байкальские и добайкальские метаморфические комплексы (мегакомплекс). ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ. 6 — ранние морские и лагунные молассы (песчано-глинистые отложения, эвапориты); 7 — Озерные песчано-глинистые отложения; 8 — Грубые молассы (озерные, вулканогенно-обломочные образования с интрузивными и перекрытыми их потоками андезитов, андезито-дацитов); 9 — Покровные эффузивные образования (основного и среднего состава); 10 — Террасовые отложения (покровные галечники); 11 — Диатомитовые глины и другие озерные песчано-глинистые и пирокластические образования. ОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ. 12 — Раннеорогенные гранитоиды и щелочные интрузии; 13 — Позднеорогенные малые интрузии и эффузии. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ. А. Первого порядка: 14 — Блоковые поднятия, грабены; 15 — Горст-антиклинорные поднятия и грабен-синклинории, выраженные в рельефе в прямой форме; 16 — Наложение орогенные (молассовые) вулканотектонические впадины, мульды, грабены; 17 — Моноклинали; 18 — Поперечные (Антикавказские, близмеридиональные и северо-восточные) поднятия: а) унаследованные от палеогена и мезозоя; б) неоген-четвертичные. Б. Второго порядка: 19 — миоцен-антропогенные, слабо выраженные в рельефе, погребенные горстовые поднятия; 20 — Плиоцен-четвертичные впадины, грабены, мульды; 21 — поздне-плиоцен-антропогенные приразломные и надразломные впадины и грабены, выполненные континентальными грубыми молассами; 22 — Приразломные и надразломные структурные впадины и несимметричные складки; 23 — Антициклонические и синклиналильные складки, выраженные в рельефе в прямой и обратной формах; 24 — Соляные купола и куполовидные поднятия, выраженные в рельефе. РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ. 25 — Глубинные разломы (шовные зоны), активно действовавшие в неотектоническом этапе и выраженные в рельефе. Другие разломы: 26 — Сбросы и выбросы; 27 — Взбросы и надвиги; 28 — Сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 29 — Разломы, фиксируемые линейным расположением вулканических центров, минеральных источников и геоморфологическими признаками; 30 — Погребенные, слабо выраженные в рельефе, разломы, контролирующие фации и мощности орогенного комплекса отложения и установленные геофизическими данными и бурением.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ. 31 — Участки контрастного сочленения новейших (средне-поздние антропогенных) блоковых поднятий и опусканий, обуславливающих перестройку рельефа, антициклонические устья и перепады; 32 — Сейсмические структуры (сейсмодислокации): оползни, сбросы, уступы, сбросы, трещины, разрывы, воронки и др.; 33 — Вулканические центры: а) антропогенные, б) плиоценовые. НАИ-

МЕНОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР. I. Зона моноклинального поднятия северо-восточного склона антикавказского унаследованного мезозоя инверсионных горст-антиклинорных и грабен-синклинорных структур, испытывавших умеренное, устойчивое блоковое поднятие в течение всего неотектонического этапа, особенно с плиоцена: 1 — Алавердский антиклинорный блок; 2 — Иджеванский грабен-синклинорий; 34 — Бердский антиклинорный блок. II. Севано-Ширакская зона высокой контрастности новейших тектонических движений с дифференцированными блоковыми поднятиями и относительными опусканиями, выраженными в рельефе преимущественно обратными по отношению к доорегенным структурам формами (синклинальные хребты, антиклинальные долины). Поднятия: 4 — Ширакское; 5 — Памбакское; 6 — Гехаротское; 7 — Севанское; 8 — Варденисское; 9 — Базумское; 10 — Базумский горст; 11 — Дзорогетский грабен; 12 — Сарчапетский блок; 13 — Леджанский блок. Впадины: а) Заложены в миоцене и испытывавшие в неотектоническом этапе устойчивое прогибание; 14 — Севанская; б) Средне-верхнеантропогенные, наложенные: 15 — Дзорогетская; 16 — Верхнехурянская; 17 — Гукаснская; 18 — Верхнепамбакская; 19 — Спитакская; 20 — Кировская; 21 — Маргаситская; 22 — Красносельская; 23 — Малосеванская; 24 — Верхнеарзванданская. III. Анкавано-Загсезурская шовная зона резко дифференцированных сводово-блоковых поднятий и приразломных и надразломных грабенов: 25 — Загсезурский мозаично-посторонний блок; 26 — Чахунский блок-антиклинальное поднятие; 27 — Кафанское, унаследованное от мезозоя моноклинальное блоковое поднятие; 28 — Ширакская впадина, пе-

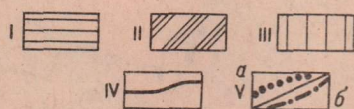
пытывавшая устойчивое опускание в неогене и антропогене; 29 — Воротанская позднеплиоценовая впадина; 30 — Казахская среднеплиоценантропогенная впадина; 31 — Саруханская позднеантропогенная впадина; 32 — Загсезурская группа ранне-среднеплиоценовых грабенов. IV. Веди-Айодзорская зона умеренно дифференцированных, унаследованных с олигоцена и миоцена и отраженных в рельефе в прямой форме горст-антиклинальных и грабен-синклинальных поднятий: 33 — Элогие-Арпачинское поднятие. Арча-Шаганская подзона, испытывавшая значительное опускание в миоцене-среднем плиоцене и возмозажившая в поднятие в позднем плиоцене-антропогене: 34 — Арпачинское синклинальное поднятие; 35 — Шагалское синклинальное поднятие; 36 — Советшенское поперечное поднятие; 37 — Урцо-Айодзорское антиклинальное блоковое поднятие. 38 — Вединская подзона дифференцированных, блоковых, брахантиклинальных и куполовидных поднятий. V. Среднеараксинская зона прогибания, состоящая из унаследованных с палеогена и наложенных орогенных (неоген-антропогенных) впадин и горстовых поднятий. Впадины: 39 — Нижнехурянская; 40 — Артеванская; 41 — Лукашинская; 42 — Раинчарская; 43 — Арташатская; 44 — Арагацкая; 45 — Ерванджикская; 46 — Садаракская. Поднятия: а) Обширные выступы варранского основания: 47 — Хорвирабский; 48 — Араратский. б) Погребенные горстовые поднятия: 49 — Анииское; 50 — Мараликское; 51 — Октябрьское; 52 — Маркартинское; 53 — Нижнехурянское; 54 — Паракер-Егиджинское; 55 — Спандарянское; 56 — Мучанское.

КАРТА
СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

км 10 0 10 20 30 40 50 км

Составили А. А. Габриелян,
С. А. Пирузян,
Г. П. Симонян

ЕРЕВАН, 1978

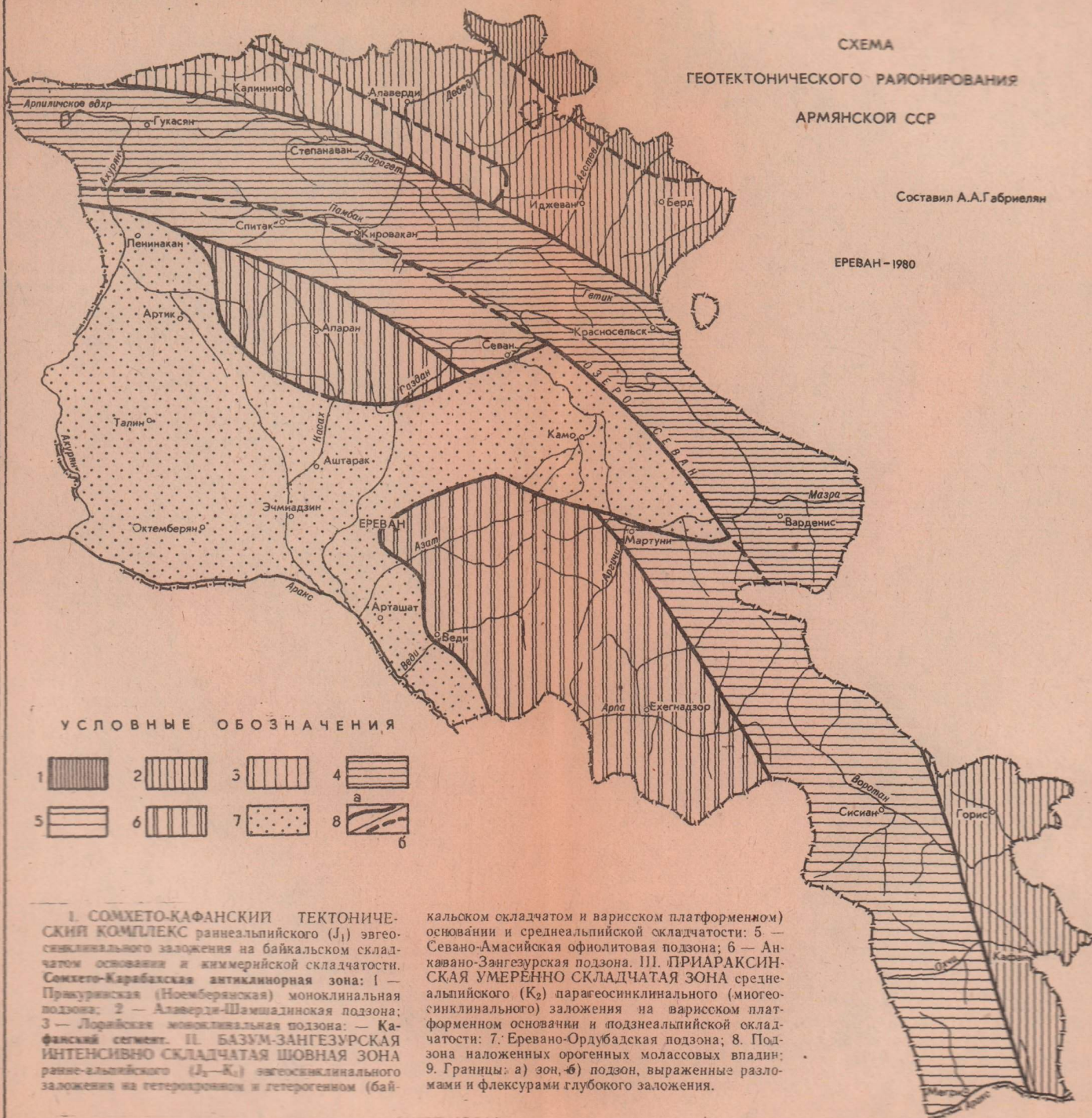


Сейсмические зоны: I—5—6, реже 7 баллов, II—7, реже 8 баллов, III—7—8, реже 9 баллов. IV—главнейшие сейсмоактивные разломы. V—границы сейсмических зон точною: а) ± 5 км, б) ± 10 км.

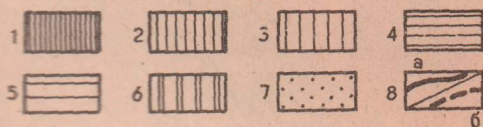
СХЕМА
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

Составил А.А.Габриелян

ЕРЕВАН - 1980



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



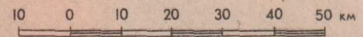
1. СОМХЕТО-КАФАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС раннеальпийского (J_1) эвгеосинклинального заложения на байкальском складчатом основании и киммерийской складчатости. Сомхето-Карабахская антиклинорная зона: 1 — Прикуринская (Ноемберянская) моноклиальная подзона; 2 — Алаверди-Шамшадинская подзона; 3 — Лорайская моноклиальная подзона; — Кафанский сегмент. II. БАЗУМ-ЗАНГЕЗУРСКАЯ ИНТЕНСИВНО СКЛАДЧАТАЯ ШОВНАЯ ЗОНА ранне-альпийского (J_2-K_1) эвгеосинклинального заложения на тетерокрином и тетерогенном (бай-

кальском складчатом и варисском платформенном) основании и среднеальпийской складчатости: 5 — Севано-Амасийская офолитовая подзона; 6 — Анкавано-Зангезурская подзона. III. ПРИАРАКСИНСКАЯ УМЕРЕННО СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА среднеальпийского (K_2) парагеосинклинального (миогеосинклинального) заложения на варисском платформенном основании и поднеальпийской складчатости: 7. Еревано-Ордубадская подзона; 8. Подзона наложенных орогенных молассовых впадин; 9. Границы: а) зон, б) подзон, выраженные разломами и флексурами глубокого заложения.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

АРМЯНСКОЙ ССР

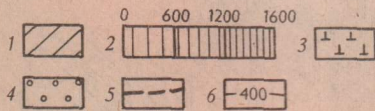
ПЕРМЬ — ТРИАС



Составил О.А.Саркисян

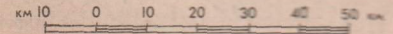
ЕРЕВАН, 1978

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



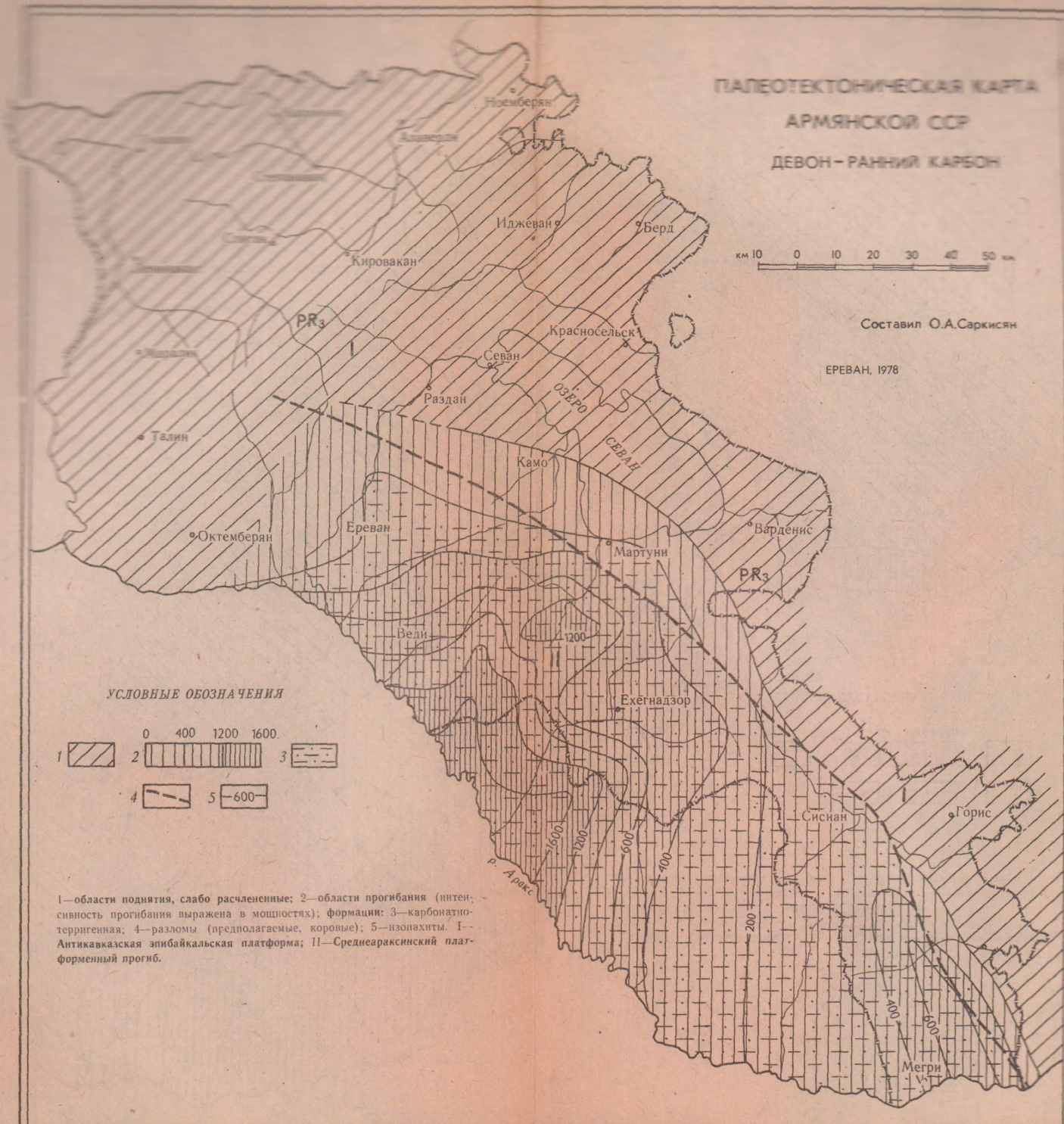
1—области поднятия, равнинные; 2—области равномерного прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях); формации: 3—карбонатная (пермь-средний триас); 4—молассовая угленосная (верхний триас); 5—разломы (предполагаемые, коровые); 6—изопахи. I—Антикавказская эпипайкальская платформа; II—Среднесараксинский платформенный прогиб.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
 АРМЯНСКОЙ ССР
 ДЕВОН - РАННИЙ КАРБОН

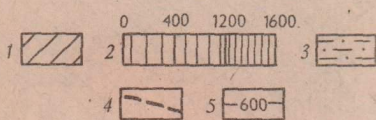


Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



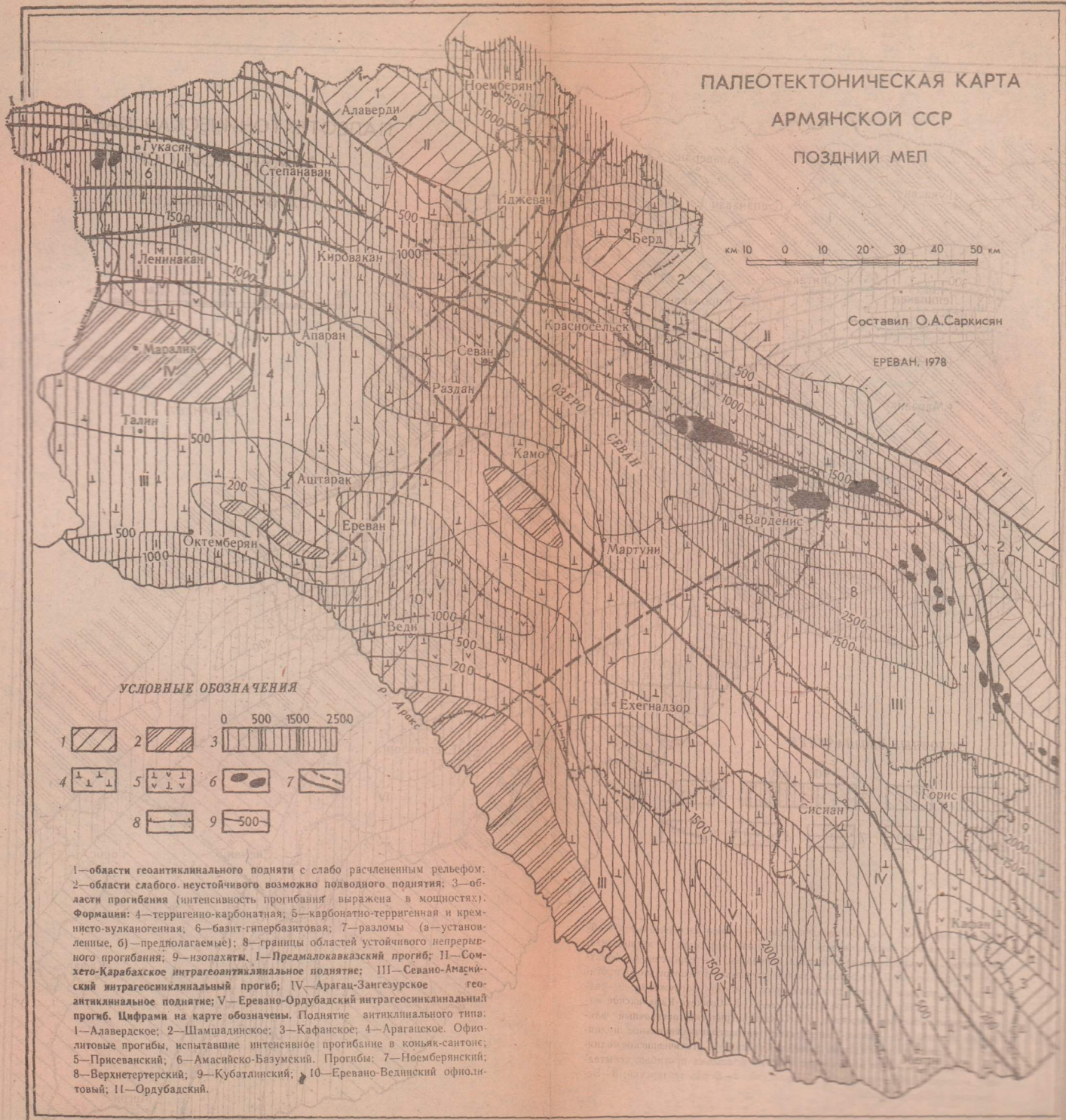
1—области поднятия, слабо расчлененные; 2—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях); формации: 3—карбонатно-терригенная; 4—разломы (предполагаемые, коровые); 5—изопахиты. I—Антикавказская эпибайкальская платформа; II—Среднеараксинский платформенный прогиб.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
ПОЗДНИЙ МЕЛ

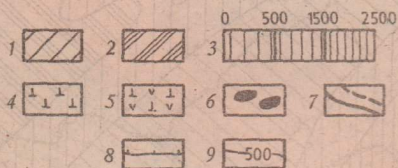
км 10 0 10 20 30 40 50 км

Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



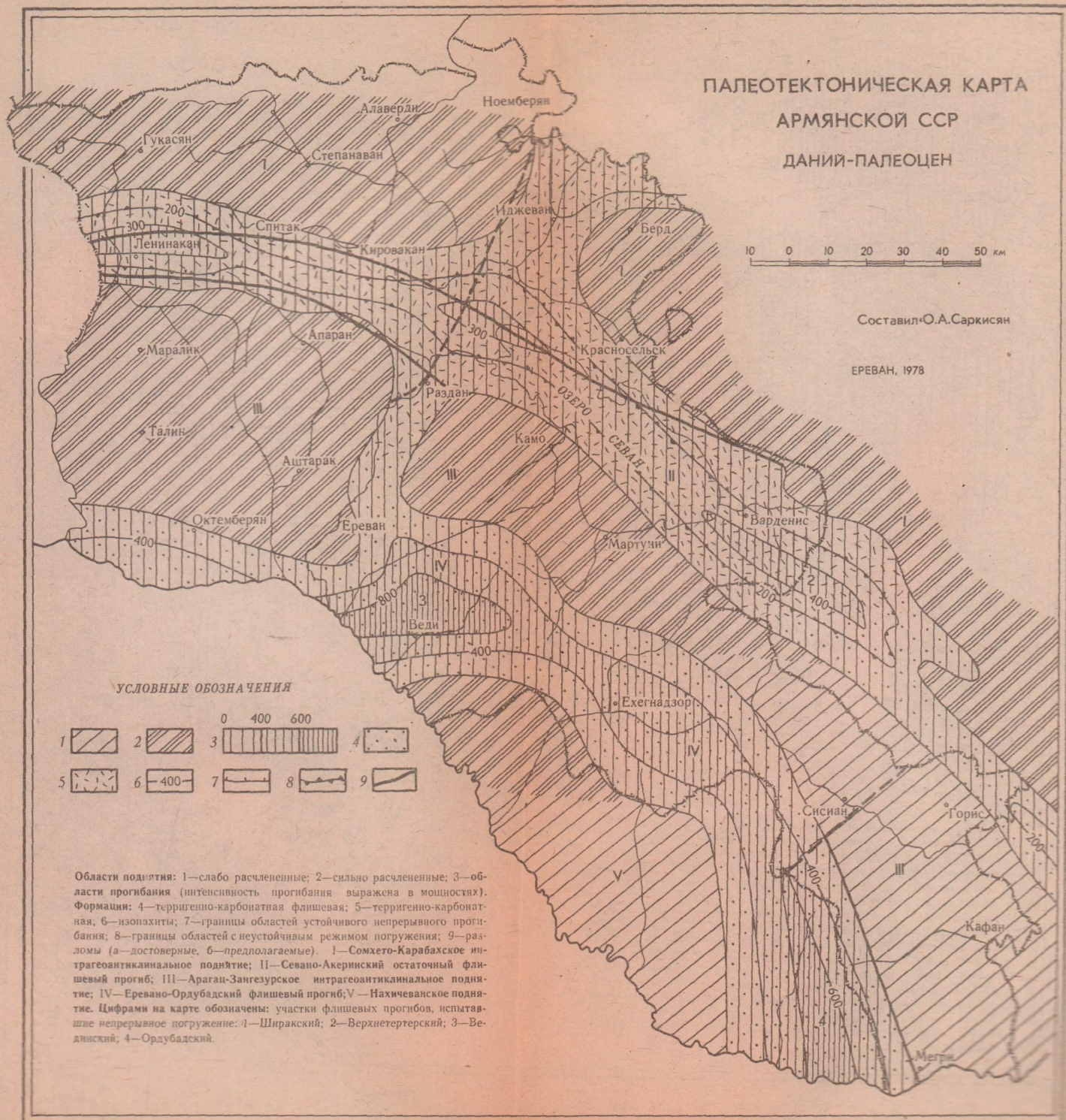
1—области геантиклинального поднятия с слабо расчлененным рельефом; 2—области слабо, неустойчивого возможно подводного поднятия; 3—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 4—терригенно-карбонатная; 5—карбонатно-терригенная и кремнисто-вулканогенная; 6—базит-гипербазитовая; 7—разломы (а—установленные, б)—предполагаемые); 8—границы областей устойчивого непрерывного прогибания; 9—изопашты; 1—Предмалокавказский прогиб; 2—Сомехо-Карабахское интрагеоантиклинальное поднятие; 3—Севано-Амасийский интрагеосинклиальный прогиб; 4—Арагац-Зангезурское геоантиклинальное поднятие; 5—Еревано-Ордубадский интрагеосинклиальный прогиб. Цифрами на карте обозначены. Поднятия антиклинального типа: 1—Алавердское; 2—Шамшадинское; 3—Кафанское; 4—Арагацское. Офиолитовые прогибы, испытавшие интенсивное прогибание в коньяк-сантоне: 5—Присеванский; 6—Амасийско-Базумский. Прогибы: 7—Ноембернский; 8—Верхнехетерский; 9—Кубатлинский; 10—Еревано-Ведлинский офиолитовый; 11—Ордубадский.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
ДАНИЙ-ПАЛЕОЦЕН

10 0 10 20 30 40 50 км

Составил О.А. Саркисян

ЕРЕВАН, 1978

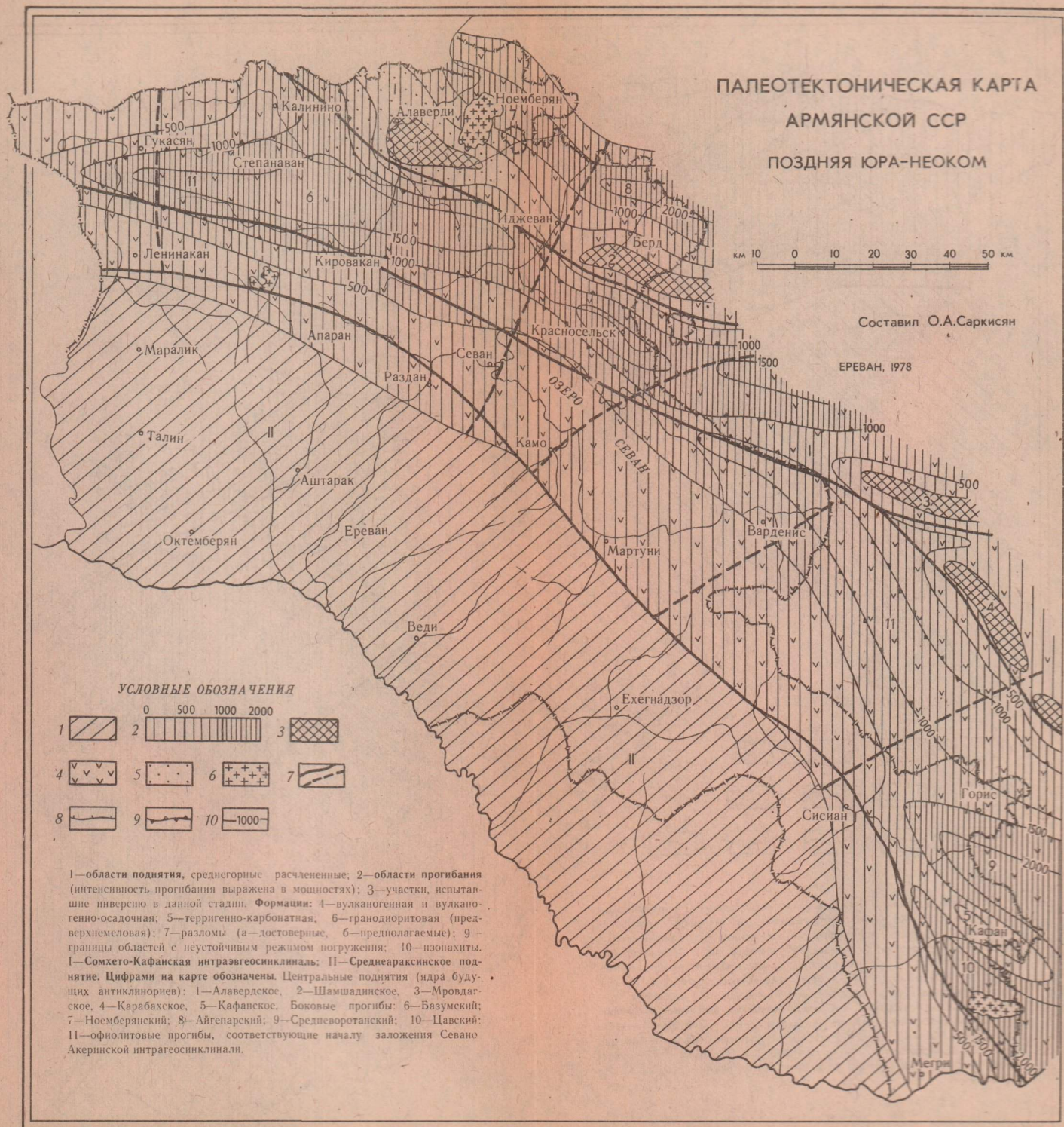


ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
ПОЗДНЯЯ ЮРА-НЕОКОМ

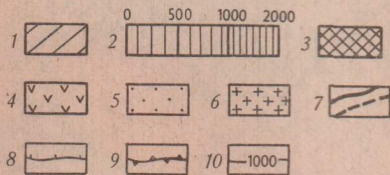
км 10 0 10 20 30 40 50 км

Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

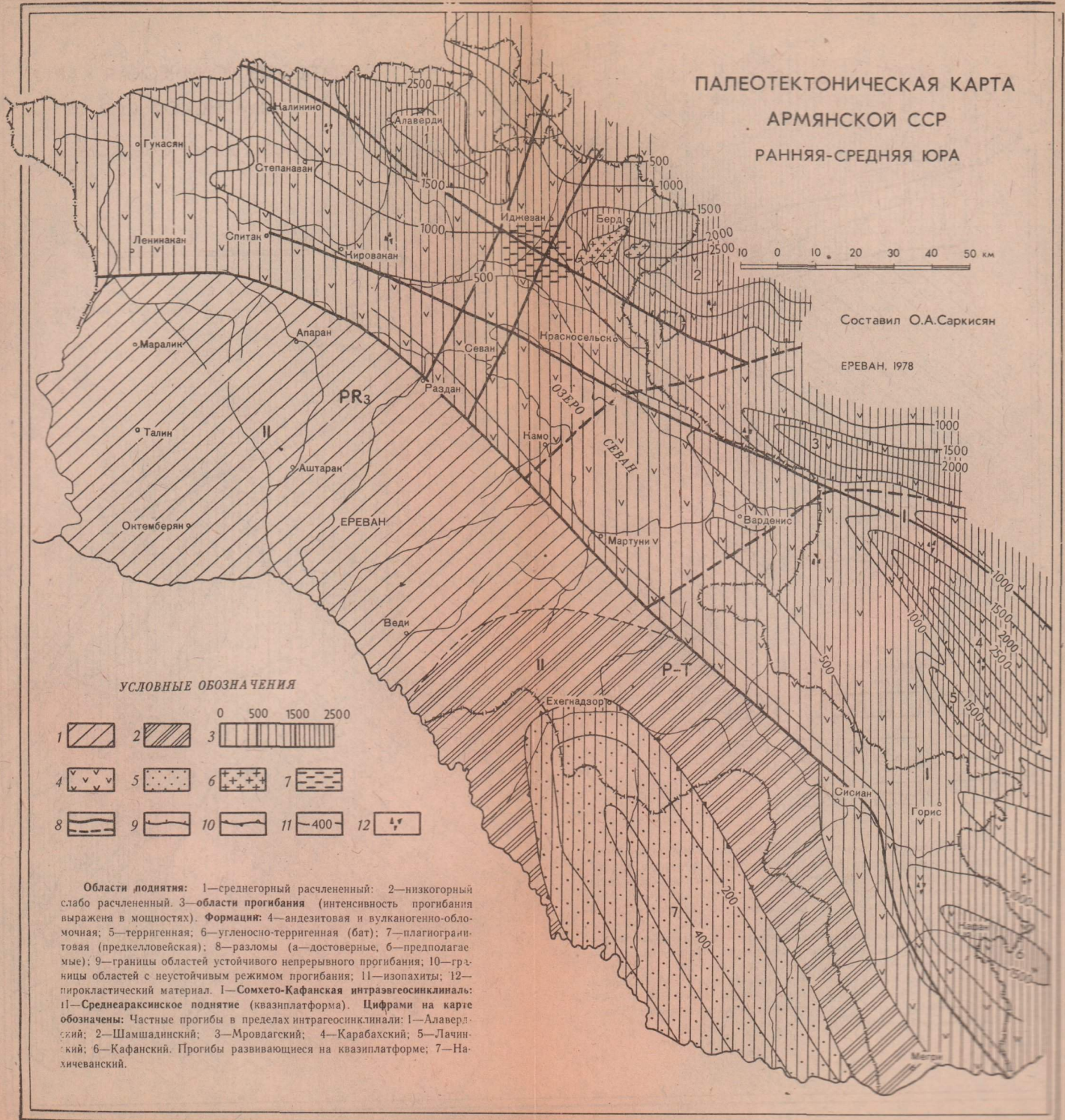


1—области поднятия, среднегорные расчлененные; 2—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях); 3—участки, испытавшие инверсию в данной стадии. **Формации:** 4—вулканогенная и вулканогенно-осадочная; 5—терригенно-карбонатная; 6—гранодиоритовая (предельно-меловая); 7—разломы (а—достоверные, б—предполагаемые); 9—границы областей с неустойчивым режимом погружения; 10—позахиты. I—Сомхето-Кафанская интразевгосинклираль; II—Среднеараксинское поднятие. Цифрами на карте обозначены. Центральные поднятия (ядра будущих антиклинорий): 1—Алавердское, 2—Шамшадинское, 3—Мровдагское, 4—Карабахское, 5—Кафанское. Боковые прогибы: 6—Базумский; 7—Ноемберянский; 8—Айгепарский; 9—Средневоротанский; 10—Цавский; 11—офиолитовые прогибы, соответствующие началу заложения Севано-Акеринской интразевгосинклинали.

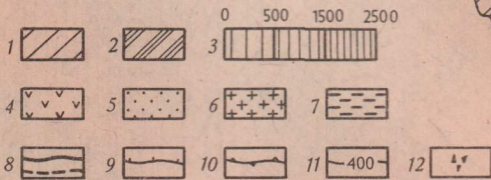
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
РАННЯЯ-СРЕДНЯЯ ЮРА

Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



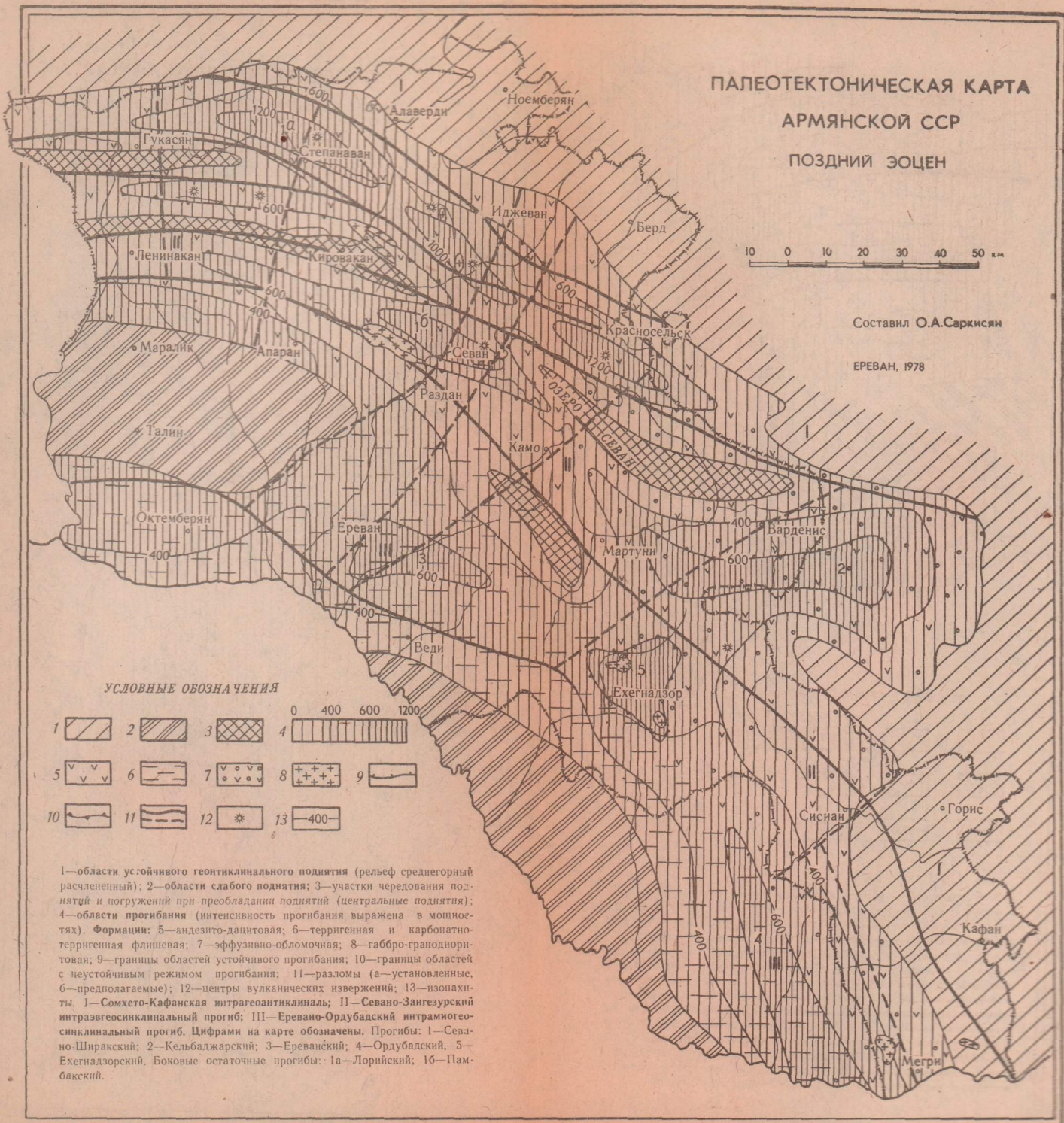
Области поднятия: 1—среднегорный расчлененный; 2—низкогорный слабо расчлененный; 3—область прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 4—андезитовая и вулканогенно-обломочная; 5—терригенная; 6—угленосно-терригенная (бат); 7—плагииоранитовая (преджелловейская); 8—разломы (а—достоверные, б—предполагаемые); 9—границы областей устойчивого непрерывного прогибания; 10—границы областей с неустойчивым режимом прогибания; 11—изопахиты; 12—пирокластический материал. 1—Сомхето-Кафанская интравьезосинклиналь; 11—Среднеараксинское поднятие (квазиplatforma). Цифрами на карте обозначены: Частные прогибы в пределах интравьезосинклинали: 1—Алавердский; 2—Шамшадинский; 3—Мрвадзский; 4—Карабахский; 5—Лачинский; 6—Кафанский. Прогибы развивающиеся на квазиplatforme; 7—Нахичеванский.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН

10 0 10 20 30 40 50 км

Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



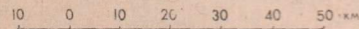
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | |
|----|----|----|----|----------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 0 400 600 1200 |
| 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 400 |

1—области устойчивого геотектонического поднятия (рельеф среднегорный расчлененный); 2—области слабого поднятия; 3—участки чередования поднятий и погружений при преобладании поднятий (центральные поднятия); 4—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 5—андезито-дацитовая; 6—терригенная и карбонатно-терригенная флишевая; 7—эффузивно-обломочная; 8—габбро-гранодиоритовая; 9—границы областей устойчивого прогибания; 10—границы областей с неустойчивым режимом прогибания; 11—разломы (а—установленные, б—предполагаемые); 12—центры вулканических извержений; 13—изопахиты. I—Сомехто-Кафанская интрагеоантиклиналь; II—Севано-Зангезурский интравзгесинклиналильный прогиб; III—Еревано-Ордубадский интрамезосинклиналильный прогиб. Цифры на карте обозначены. Прогибы: 1—Севано-Ширакский; 2—Кельбджарский; 3—Ереванский; 4—Ордубадский; 5—Ехегнадзорский. Боковые остаточные прогибы: 1а—Лорийский; 1б—Памбовский.

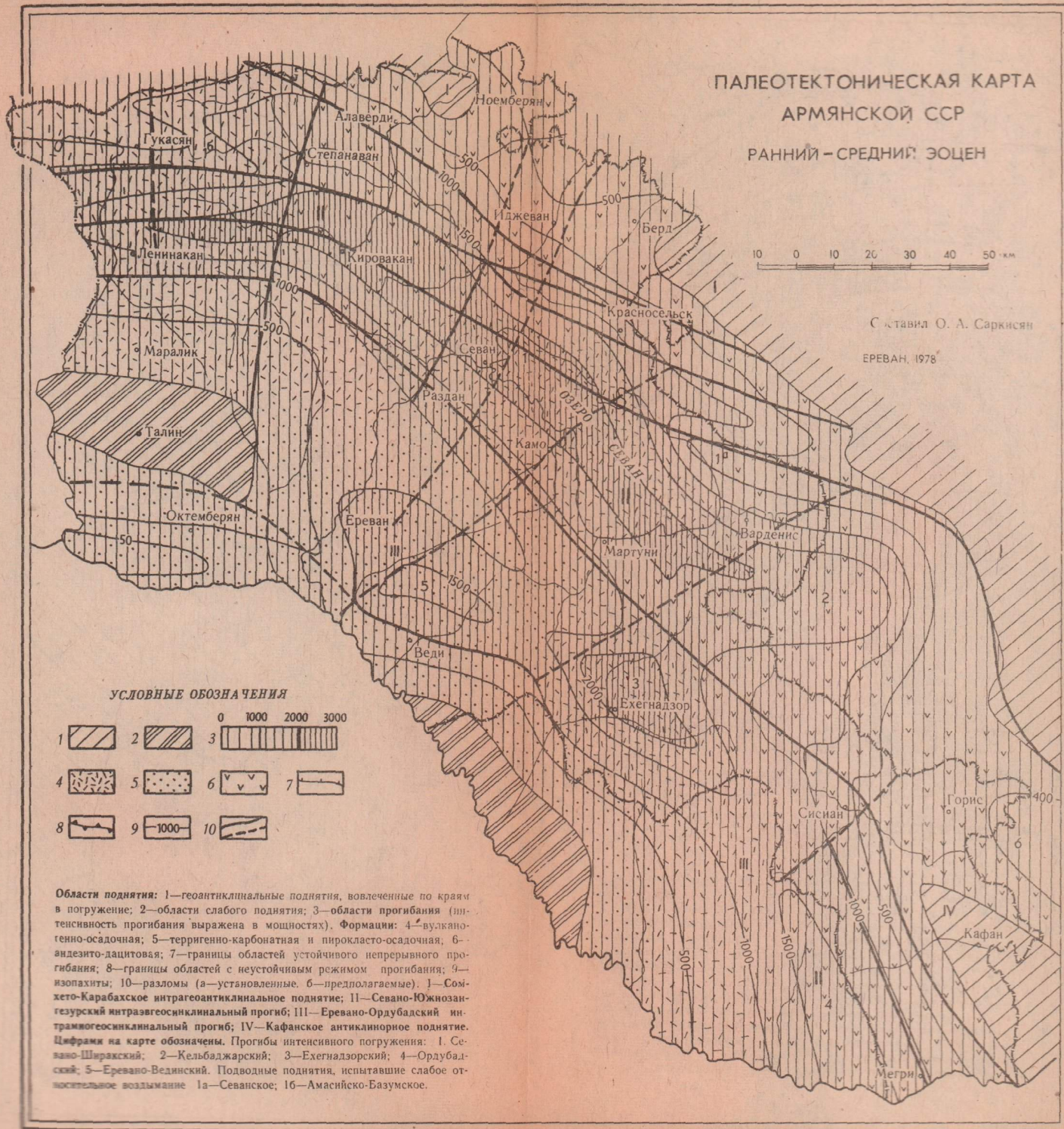
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР

РАННИЙ - СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

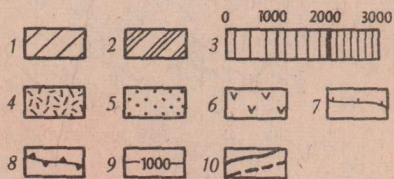


Составил О. А. Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Области поднятия: 1—геоантиклинальные поднятия, вовлеченные по краям в погружение; 2—области слабого поднятия; 3—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 4—вулканогенно-осадочная; 5—терригенно-карбонатная и пирокласто-осадочная; 6—андезито-дацитовая; 7—границы областей устойчивого непрерывного прогибания; 8—границы областей с неустойчивым режимом прогибания; 9—изопахиты; 10—разломы (а—установленные, б—предполагаемые). I—Сойхето-Карабахское интрагеоантиклинальное поднятие; II—Севано-Южнозангезурский интравеогесинклиальный прогиб; III—Еревано-Ордубалский интравеогесинклиальный прогиб; IV—Кафанское антиклинорное поднятие. Цифрами на карте обозначены. Прогибы интенсивного погружения: 1—Севано-Ширакский; 2—Кельбаджарский; 3—Ежегнадзорский; 4—Ордубалский; 5—Еревано-Вединский. Подводные поднятия, испытавшие слабое относительное воздымание 1а—Севанское; 1б—Амасийско-Баумское.

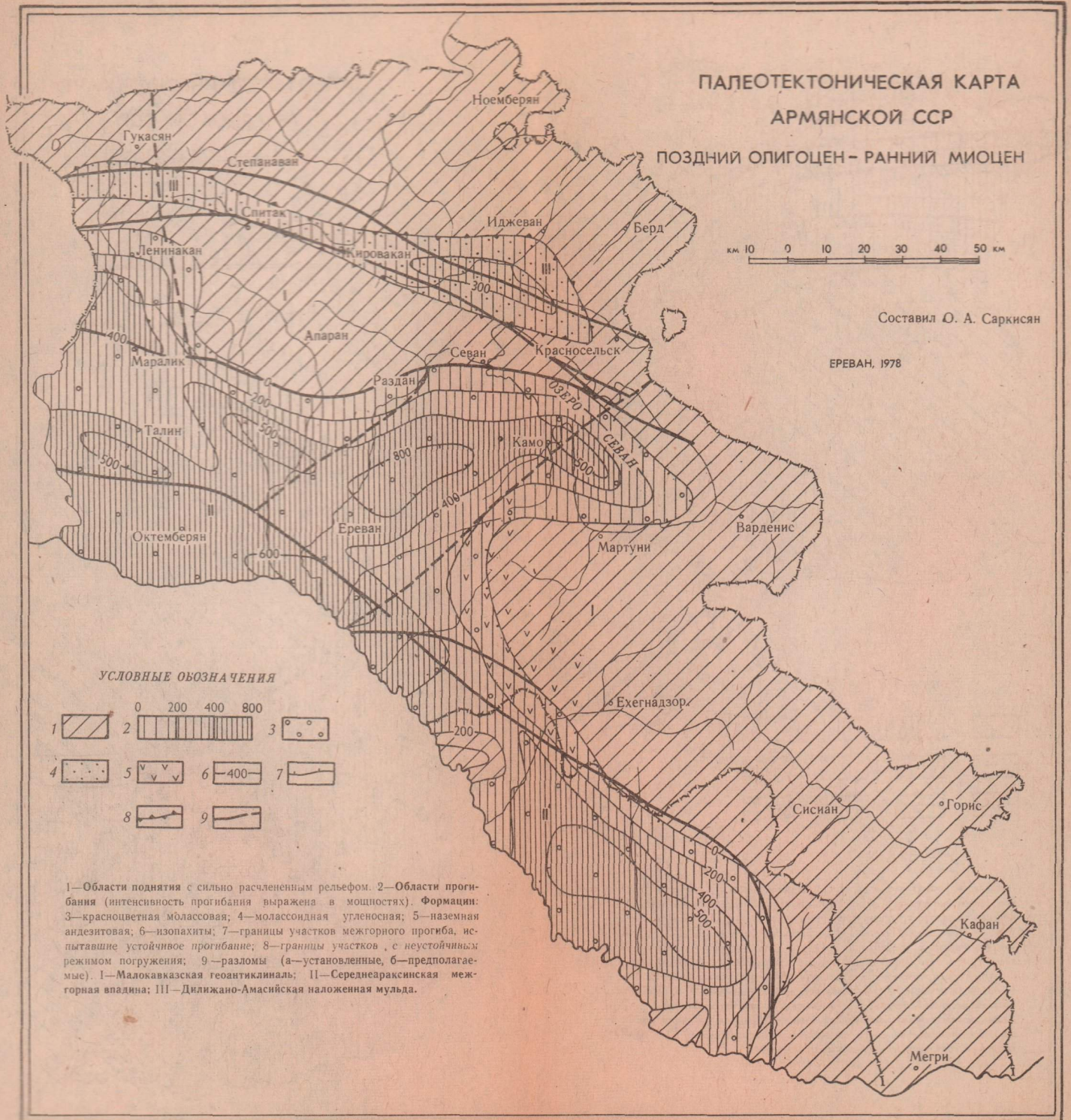
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР

ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН - РАННИЙ МИОЦЕН

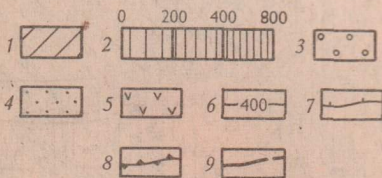
км. 10 0 10 20 30 40 50 км

Составил Ю. А. Саркисян

ЕРЕВАН, 1978

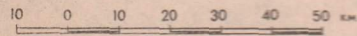


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



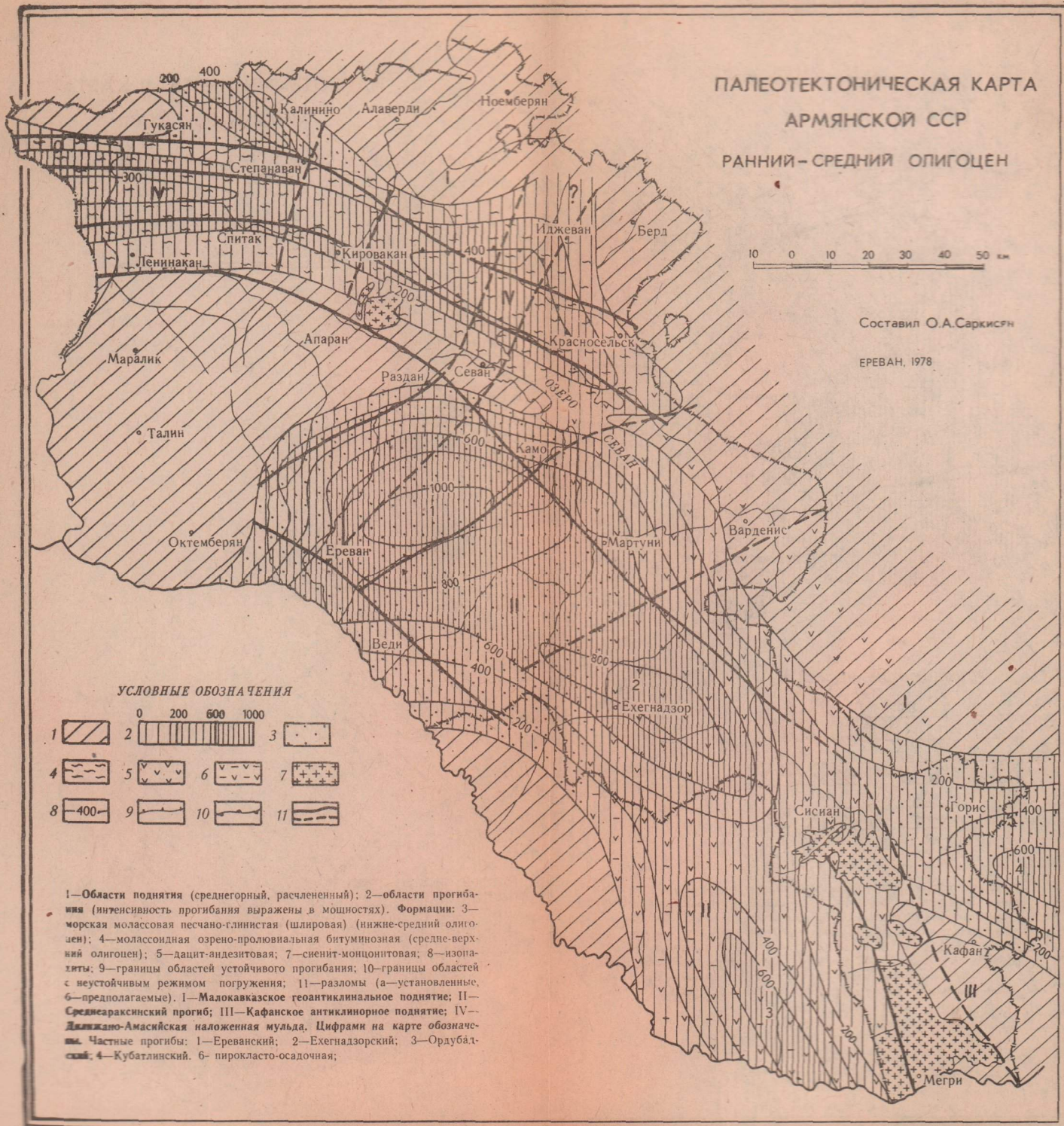
1—Области поднятия с сильно расчлененным рельефом. 2—Области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 3—красноцветная молассовая; 4—молассовидная угленосная; 5—наземная андезитовая; 6—изопхиты; 7—границы участков межгорного прогиба, испытавшие устойчивое прогибание; 8—границы участков с неустойчивым режимом погружения; 9—разломы (а—установленные, б—предполагаемые). I—Малокавказская геосинклиналь; II—Среднеараксинская межгорная впадина; III—Дилижано-Амасийская наложенная муфта.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР
РАННИЙ-СРЕДНИЙ ОЛИГОЦЕН

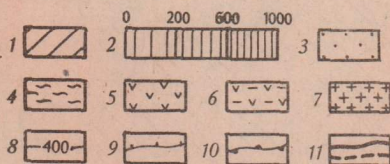


Составил О.А.Саркисян

ЕРЕВАН, 1978



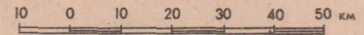
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



1—Области поднятия (среднегорный, расчлененный); 2—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 3—морская молассовая песчано-глинистая (шлировая) (нижне-средний олигоцен); 4—молассовидная озрено-пролювиальная битуминозная (средне-верхний олигоцен); 5—дацит-андезитовая; 7—сиенит-монзонитовая; 8—изопахиты; 9—границы областей устойчивого прогибания; 10—границы областей с неустойчивым режимом погружения; 11—разломы (а—установленные, б—предполагаемые). I—Малокавказское геантиклинальное поднятие; II—Среднеараксинский прогиб; III—Кафанское антиклинальное поднятие; IV—Джалан-Амасийская наложенная мульда. Цифрами на карте обозначены. Частные прогибы: 1—Ереванский; 2—Ехегнадзорский; 3—Ордубальский; 4—Кубатлинский. 6—пирокласто-осадочная;

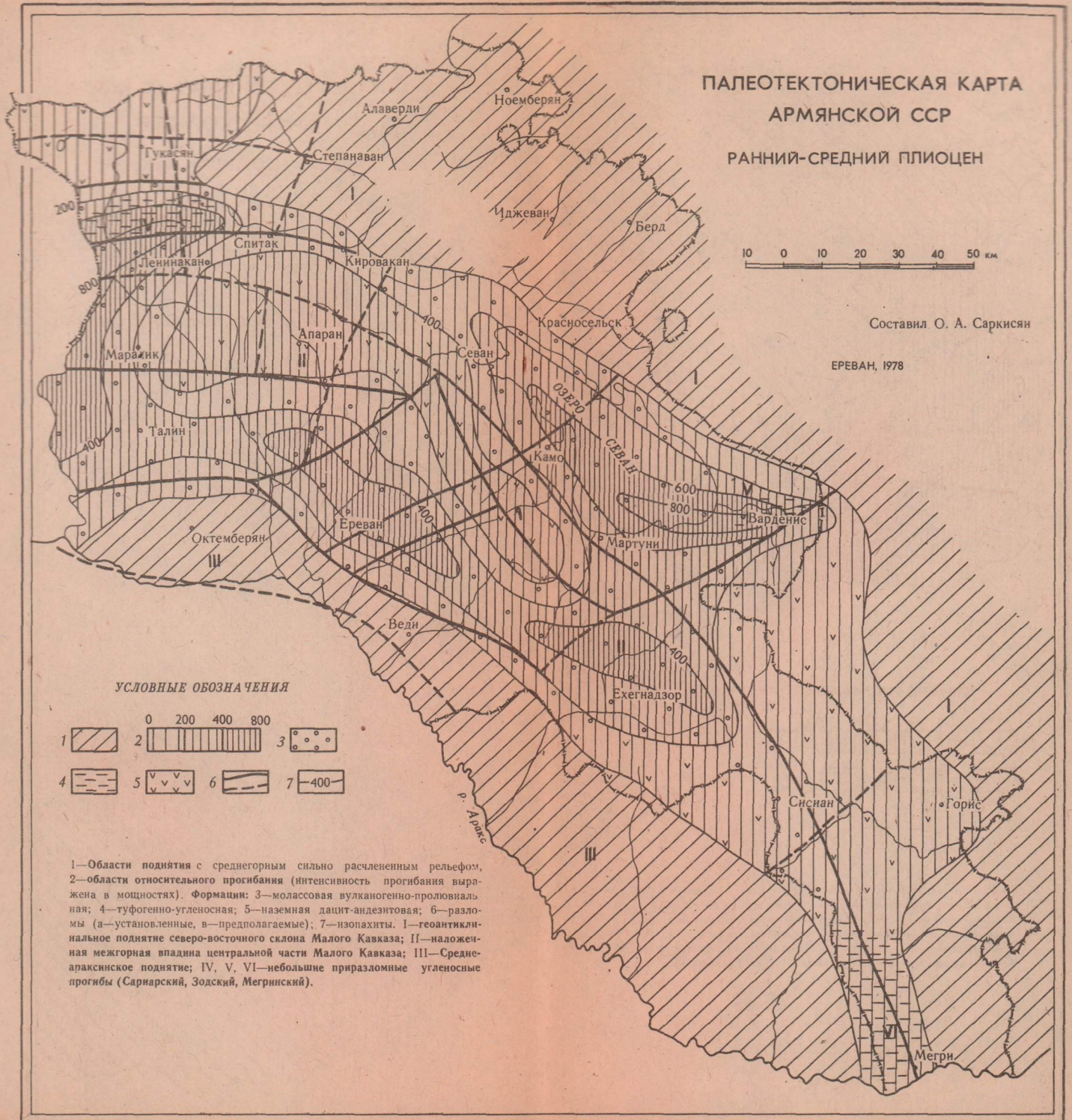
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР

РАННИЙ-СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН

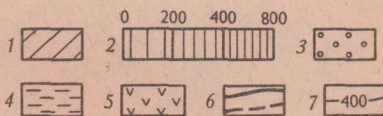


Составил О. А. Саркисян

ЕРЕВАН, 1978

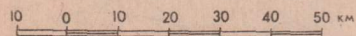


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



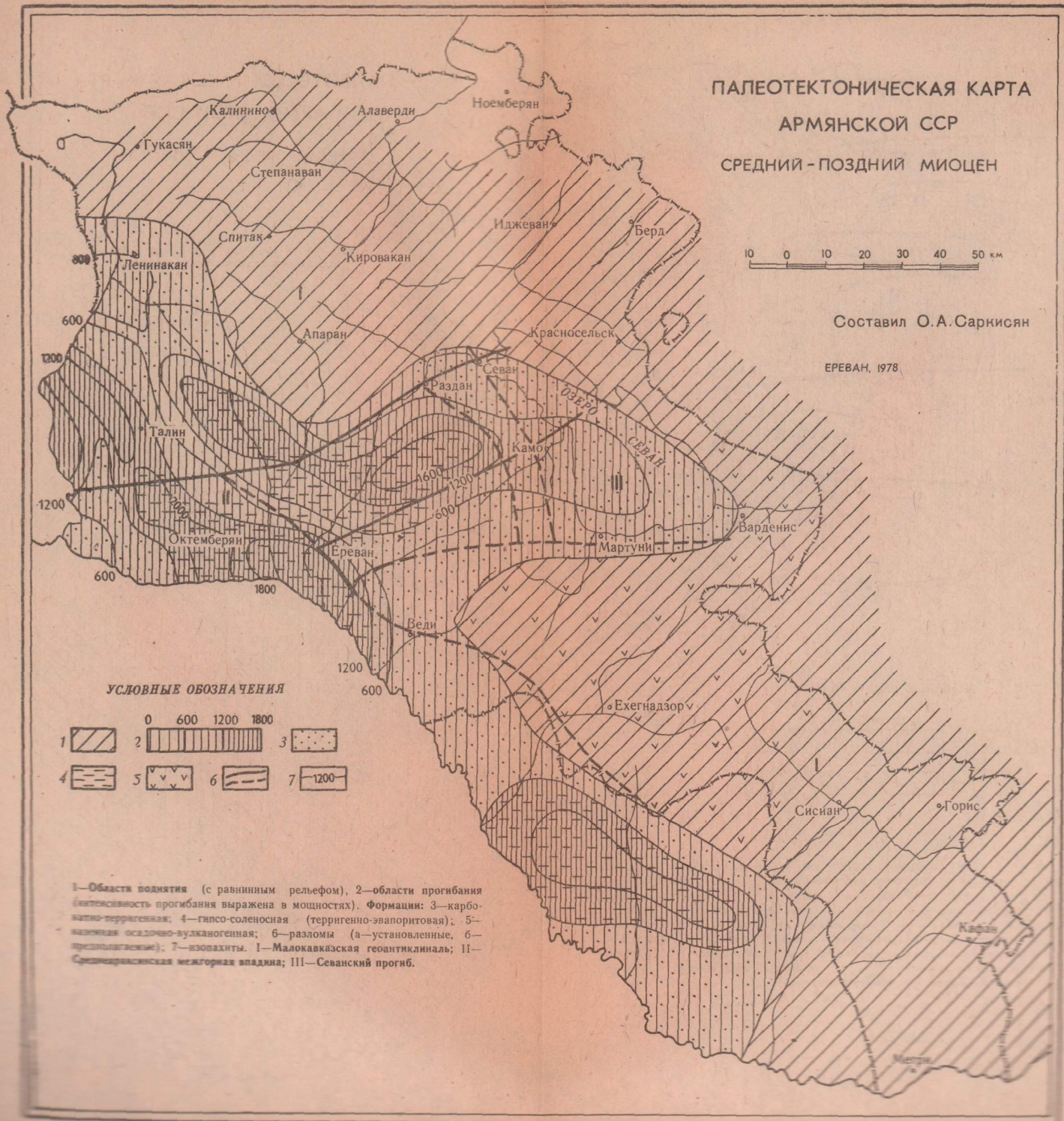
1—Области поднятия с среднегорным сильно расчлененным рельефом,
2—области относительного прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 3—молассовая вулканогенно-пролювиальная; 4—туфогенно-угленосная; 5—наземная дацит-андезитовая; 6—разломы (а—установленные, в—предполагаемые); 7—изопахиты. I—геоантиклинальное поднятие северо-восточного склона Малого Кавказа; II—наложная межгорная впадина центральной части Малого Кавказа; III—Среднеараксинское поднятие; IV, V, VI—небольшие приразломные угленосные прогибы (Сариарский, Зодский, Мегринский).

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
 АРМЯНСКОЙ ССР
 СРЕДНИЙ - ПОЗДНИЙ МИОЦЕН

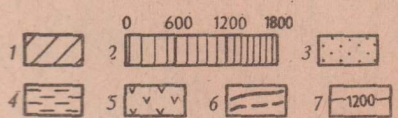


Составил О. А. Сарнисян

ЕРЕВАН, 1978



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



1—Области поднятия (с равнинным рельефом), 2—области прогибания (интенсивность прогибания выражена в мощностях). Формации: 3—карбонатно-терригенная; 4—глисто-соленосная (терригенно-эвапоритовая); 5—вазелица осадочно-вулканогенная; 6—разломы (а—установленные, б—предполагаемые); 7—изопахиты. I—Малокавказская геантиклиналь; II—Среднеармянская межгорная впадина; III—Севанский прогиб.