



С. П. БАЛЬЯН

Структурная ГЕОМОРФОЛОГИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ и окаи́мляющих областей



Ա. Պ. ԲՈԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ
ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿԻ
ԵՎ
ՀԱՐԱԿԻՑ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ
ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ
ԳԵՂՄՈՐ ՖՈԼՈԳԻԱՆ

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

С. П. БАЛЬЯН

СТРУКТУРНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
АРМЯНСКОГО
НАГОРЬЯ
И ОКАЙМЛЯЮЩИХ
ОБЛАСТЕЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ЕРЕВАН — 1969

Работа посвящена морфологическому анализу строения одного из крупных полигенных регионов Кавказского перешейка и Малой Азии. На примере Армянского нагорья описывается и обосновывается ряд важнейших структурно-геоморфологических проблем, таких как: закономерности морфологического обособления тектонического строения нагорий и окаймляющих их горных гирлянд; роль жестких блоков форландов и срединных массивов в образовании и развитии альпийских структур; условия залегания вулканогенно-осадочного покровного чехла; основные черты погребенного под эфузивами рельефа и рельефа существовавшего между отдельными излияниями лав; основные критерии устанавливающие характер и развитие погребенных структурных элементов, их геометрических и генетических особенностей; структурно-фацальные и морфологические признаки в покровном чехле, характеризующие новейшие тектонические движения; закономерности развития денудационных поверхностей и рельефа в новейшем тектоническом этапе; структурно-тектоническое строение сейсмогенных районов и причинная связь сейсмической активности с отдельными типами морфоструктур.

В работе освещаются также вопросы прикладной геоморфологии—локализация рудных узлов в зависимости от эрозионного среза магматических структур, размещение россыпных месторождений, морфолого-гидрогеологические особенности лавовых покровов и потоков и осуществление перехватов подлавовых и внутрилавовых водных потоков.

Работа рассчитана на широкий круг геоморфологов, геологов и географов.

Под редакцией проф. А. А. ГАБРИЕЛЯНА

ОТ АВТОРА

Объем книги вынудил нас поместить в ней фотоиллюстрации только западной части Армянского нагорья, выполненные Х. Ф. Б. Линчем и некоторыми другими, а также эскизные рисунки Г. В. Абиха, так как эти редкие снимки и соответствующие пояснения к ним облегчают восприятие материала наиболее слабо исследованных областей Армянского нагорья.

Кроме того, мы рассчитываем, что читатель воспользуется ими для сопоставления с иллюстрациями тех участков советской части Армянского нагорья, строение которых хорошо изучено.

По территории Армянской ССР представлены только блок-диаграммы (составленные автором с помощью Л. Н. Зографяна) и картосхемы.

Авторские оригиналы фотоснимков и блок-диаграмм графически оформлены художником Г. Б. Назаряном.

Указанным товарищам мы выражаем свою благодарность.

Автор с чувством глубокой признательности отмечает работу над рукописью проф. А. Т. Асланяна, проф. А. А. Габриеляна, проф. Н. В. Думитрашко, проф. Е. Е. Милановского, давших много ценных замечаний и советов.

В В Е Д Е Н И Е

Структурная геоморфология, как самостоятельное научное направление, начала формироваться сравнительно недавно, тогда как отдельные вопросы структурной геоморфологии освещались в геологических и геоморфологических работах, а методы морфоструктурного анализа применялись при научных исследованиях.

Под термином **морфоструктура**, впервые введенным И. П. Герасимовым (1946—1959), понимается определенное, более или менее целостное геоморфологическое образование, в котором основные формы рельефа обусловлены тектоникой. При этом тектоника в морфоструктуре понимается не только **статически**, как отражение условий залегания горных пород в рельефе, но и **динамически**, как отражение в морфогенезе молодых тектонических деформаций, например, после длительного периода планации.

Выяснение зависимости форм рельефа от тектонических структур, начиная от периода зарождения основных тектонических черт — «скелета» рельефа, его видоизменений в ходе последующих этапов развития структур вплоть до заключительной фазы формирования современного рельефа в неотектоническом этапе — такова сущность структурно-геоморфологического морфоструктурного анализа.

Разумеется, что морфоструктурный анализ проводится при обязательном учете взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов. Однако действие экзогенных агентов, создающих морфоскульптуру при морфоструктурном анализе, должно рассматриваться в зависимости от типов, темпов, интенсивности и продолжительности тектонических движений.

В настоящее время вопросы структурной геоморфологии равнинных и платформенных стран достаточно основательно разработаны. Им посвящено много работ, в том числе и обобщающие сводки, в частности последняя монография Ю. А. Мещерякова (1964).

Однако для горных стран таких сводных работ, охватывающих весь круг вопросов структурной геоморфологии, пока не имеется. В ряде геоморфологических и геологических работ намечен ход решения отдельных проблем (новейшая тектоника поверхности выравнивания). В других работах, освещающих общие геоморфологические проблемы той или иной горной страны, содержится огромный фактический материал и ряд частных выводов по структурной геоморфологии, однако общие проблемы структурно-геоморфологического анализа в них также не затронуты.

Особенно слабо разработаны проблемы структурной геоморфоло-

гии вулканических областей, где древние и новейшие структуры скрыты под мощной толщей эфузивов и других осадочных пород. Между тем, выявление условий погребенных под лавами структур и форм долавового рельефа имеет важное теоретическое и прикладное значение.

Автор настоящей работы в течение 20 лет занимался геоморфологическими исследованиями в пределах Армянской ССР и сопредельных областей Кавказа.

В этой классической стране новейшего вулканизма, выгодно отличающейся своей высокой геологической и геоморфологической изученностью от других вулканических областей СССР, имелись благоприятные условия для постановки и решения большого круга вопросов структурной геоморфологии. В процессе исследований автору удалось наметить ряд критериев, пригодных для выявления погребенных под неоген-антропогеновыми эфузивными и осадочными образованиями структурных условий, морфологических особенностей подлавового рельефа и истории его развития, в целях расшифровки новейших тектонических подвижек и т. д. Некоторые из указанных положений и выводов были опубликованы в работах автора (1962—1965 гг.). Однако целый ряд представлений не получил еще полного развития и фактического обоснования на материале исследований ограниченной территории Армянской ССР. Для полного и всестороннего обоснования и развития наших представлений потребовалось региональное обобщение, охватывающее более широкую морфологически цельную область — Армянское нагорье.

Автор понимал всю трудность поставленной задачи, связанную прежде всего с тем, что большая часть Армянского нагорья расположена вне пределов СССР. В связи с этим автор вынужден был ограничиться анализом данных, почерпнутых из литературных и картографических источников.

С другой стороны, при ознакомлении с зарубежной литературой, посвященной вопросам геологии и геоморфологии турецкой части Армянского нагорья и сопредельных областей Ирана и Ирака, возникли новые затруднения, вызванные неравномерной и в целом слабой изученностью этих областей.

Та часть Армянского нагорья, которая находится в пределах СССР, изучена весьма детально. По ней имеются крупномасштабные геологические и геоморфологические карты и многочисленные публикации, позволяющие проследить непрерывный ход исследования этой территории и, таким образом, получить объективное представление о ее геолого-геоморфологическом строении. Опубликованы капитальные труды и монографии, обобщающие результаты многолетних геологических и геоморфологических исследований.

Автор не считает необходимым останавливаться на описании истории исследования, так как она достаточно подробно изложена в недавно вышедших монографиях, изданных Академией наук Арм. ССР (Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, 1962; т. II, Стратиграфия, 1964).

Критический обзор существующих воззрений по тому или иному вопросу будет приведен в соответствующих разделах настоящей работы.

Для получения более обоснованных представлений о структурно-геоморфологическом строении зарубежной части Армянского нагорья были изучены новейшие работы турецких и западноевропейских исследователей, опубликованные в периодических изданиях Анкарского горного научно-исследовательского института — МТА (*Maden te^tlik ve agame enstitusu*), Стамбульского университета и в других зарубежных журналах и изданиях, которые довольно подробно освещают геологическое строение Центральной Анатолии и складчатых систем Понта, Тавра. К числу важнейших из этих работ принадлежат, в частности, работы П. Арии (1939), М. Блюменталя (1946), Г. Бобека (1938), И. Вестервельда (1957), Н. Эгерана (1947), Л. Кобера (1915), И. Кеттина (1965), Э. Крауса (1965), Э. Лана (1949), К. Неберта (1961), Н. Пинара и Э. Лана (1955), Г. Рибена (1934), В. Соломона-Кальви (1937), С. Тромпа (1947), Р. Фюрана (1955), Э. Шаплю (1935), А. Штадля (1924), а также геологическая и тектоническая карты Турции в м. 1 : 500000 МТА (1964—1965) и Ирана (1965).

К сожалению, как показало изучение зарубежной литературы, самые восточные районы Турции, входящие в пределы Армянского нагорья, исследованы в геолого-геоморфологическом отношении значительно слабее, что весьма затруднило задачу автора данной работы.

Однако, опираясь на имеющиеся данные, пользуясь методами аналогии и, в частности, путем сопоставления характерных геолого-геоморфологических профилей Центральной Анатолии, Понтид и Таврид с профилями западной части Армянского нагорья, которые были составлены русскими исследователями дореволюционного периода (Г. В. Абихом, В. В. Богачевым, А. О. Гукасовым, А. М. Марголиусом, Б. Ф. Меффертом, Д. И. Наливкиным, А. А. Стояновым и др.), а также Ф. Освальдом и Х. Ф. Б. Линчем и рядом турецких исследователей, было получено в целом достаточно ясное представление о стратиграфии неоген-атропогеновых отложений и главных особенностях тектонического и морфоструктурного строения турецкой части Армянского нагорья. Полученные данные автору удалось скоррелировать с материалами по хорошо изученной советской части Армянского нагорья.

Таким образом, в конечном итоге была получена достаточно полная картина морфоструктуры всего Армянского нагорья в целом и окаймляющих его гирлянд горных сооружений.

Автор полагает, что для выяснения ряда проблем морфоструктурного анализа им был выбран правильный сравнительный метод, поскольку в такой молодой отрасли науки, как структурная геоморфология вулканических областей, пользующихся пока еще многими несовершенными критериями и методами, сравнительный метод в настоящее время является наиболее надежным. В доказательство последнего можно привести следующие примеры.

На поверхности лавовых покровов или неогенового осадочного чех-

ла нередко встречаются отдельные формы или целые комплексы форм рельефа, вызывающие предположения о наличии погребенных под этим чехлом различных типов омоложенных нарушений. Характер этих нарушений (их типы, параметры) не может быть выяснен даже при наличии материалов детальных геологических исследований данного участка. Но при сравнении с другими участками, где идентичные формы рельефа поверхности глубоко вскрыты эрозией, обнажившей подстилающие морфоструктуры фундамента, образование этих форм рельефа получает свое естественное объяснение.

В других случаях указанным формам рельефа могут сопутствовать деформированные денудационные поверхности, врезанные в подстилающий лавы субстрат, т. е. в нижний структурный ярус; может наблюдаться пологое погружение уровня денудации под отложения подножья склона, в которых фиксируется резкая смена фаций и появление моласс, а также флексуры или более резко выраженные деформации смятия, «гофрировка» пластичного чехла и т. д. Одним словом, автор использует целый ряд взаимозависимых морфологических (и морфоструктурных) показателей, которые не всегда встречаются вместе, однако все они в той или иной степени отображают идентичный процесс обновления под чехлом разрывных структур.

Можно было бы привести и другие примеры морфологических критериев, употребляемых в совокупности с геологическими показателями тектонических явлений, которые указывают на характер развития глубоко погруженных структур и их роль в образовании денудационных уровней, свободных от эфузивов горных пространств и т. д., однако все эти вопросы получат должное освещение в предлагаемой работе.

Хотелось бы подчеркнуть, что сравнительный метод (метод аналогии) в морфоструктурном анализе вулканических областей, во всяком случае до тех пор, пока будут выработаны более точные методы исследований (как, например, в геологическом картировании), является наиболее эффективным.

Анализ собранного материала по всему Армянскому нагорью и окаймляющим его горным сооружениям позволил автору подойти к решению следующих важнейших структурно-геоморфологических проблем:

1. Выявление основных черт морфологии погребенного под эфузивами рельефа, а также рельефа, существовавшего перед отдельными циклами излияния лав.
2. Выявление и прослеживание погребенных под эфузивным чехлом структурных элементов, определение их геометрических и генетических особенностей.
3. Выявление характера новейших тектонических движений погребенных гетерогенных структур, их структурно-фациальных признаков в покровном чехле и их морфологического выражения в рельефе. Выявление типа, темпа и продолжительности этих движений.
4. Выявление взаимоотношения форм, типов и параметров обновленных «деформационно-открытых» структур в складчатых и склад-

чато-глыбовых областях со «скрытыми» структурами вулканических областей.

5. Выявление зависимости современного положения денудационных поверхностей от молодых деформационных структур и их движений; взаимосвязь этих поверхностей с погребенными под лавами денудационными поверхностями и коррелятивными осадочными фациями.

6. Решение ряда практических задач, связанных с выдвинутыми выше проблемами, таких как: структурно-геоморфологические критерии поисков различных полезных ископаемых (в основном россыпных); осуществление перехватов подлавовых и внутрилавовых водных потоков; выявление связи современных тектонических движений, в том числе сейсмических явлений с определенными типами морфоструктур.

Из вышесказанного следует, что предлагаемая работа имеет в значительной мере методический характер, представляя опыт применения морфоструктурного анализа к конкретной геоморфологически цельной и крупной области — Армянскому нагорью.

Региональное описание отдельных конкретных морфоструктур Армянского нагорья является, таким образом, лишь своеобразным «фоном» работы, дается в той мере, в какой геолого-геоморфологический анализ данного района поможет выяснению тех или иных выдвинутых выше проблем. Вместе с тем автор стремился дать в работе более или менее цельное представление о морфоструктурах Армянского нагорья в рамках произведённого структурно-геоморфологического районирования.

При разработке вопросов структурной геоморфологии Армянского нагорья и окаймляющих его гирлянд складчатых и складчато-глыбовых гор автор приводит критический обзор существующих представлений, касающихся геолого-тектонического строения отдельных областей, структурно-фациальной зональности и т. д. При этом в существующие схемы геотектонического районирования введены определенные новые представления и коррективы, порой существенно меняющие ряд принятых положений. Эти экскурсы в область тектоники не должны рассматриваться, как отвлечение от основной «геоморфологической» темы нашего исследования, поскольку они имеют исключительное значение для структурно-геоморфологического анализа. Вносимые нами коррективы в существующие геотектонические схемы позволяют, по мнению автора, лучше согласовать тектоническое строение Армянского нагорья и сопредельных стран с развитием основных типов морфоструктур, начиная от этапа их зарождения до окончательного оформления в современном виде.

В предлагаемой работе автор стремился доказать, что молодое направление геоморфологической науки — структурная геоморфология — тесно связана с геотектоникой и не только опирается на нее, но и сама может оказывать определенное влияние на развитие тектонических представлений.

Развитие морфоструктурного анализа показывает большие возможности этого научного направления — познания рельефа, как производного от древних тектонических структур и новейших подвижек; рельефа, как «иероглифа», расшифровка которого в совокупности с данными других отраслей геологии, геофизики, позволит облегчить и углубить познание геологического строения и развития земной коры.

ЧАСТЬ I

АРМЯНСКОЕ НАГОРЬЕ В СИСТЕМЕ МАЛОАЗИАТСКОГО МАЛОКАВКАЗСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

ГЛАВА I

ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

✓ Армянское нагорье представляет обширную горную страну, площадью более 300000 кв. км, расположенную в Альпо-Гималайской системе гор, между Анатолийскими и Иранскими нагорьями. Орографическая обособленность Армянского нагорья обусловлена, прежде всего, его геолого-геоморфологическим строением, развитием здесь мощных складчатых и складчато-глыбовых горных сооружений, на стыке простирания малоазиатских и иранских структур, и огромным проявлением неоген-антропогенного вулканизма, который образует обширные пространства вулканических нагорий, плато, лавовых покровов и потоков. Средняя высота Армянского нагорья 1700—1800 м, в то время, когда Анатолийское нагорье не превышает 1200—1400 м, а Иранское располагается еще ниже. Поэтому Армянское нагорье, по образному выражению немецких исследователей, названо «островом гор» (Berginsel) или крышей над смежными нагорьями. |

Географическое положение и границы Армянского нагорья, как обособленной в геолого-геоморфологическом отношении горной страны, охарактеризованы в работах Г. В. Абиха (1899), Ф. Освальда (1908), А. О. Гукасова (1901), К. Н. Паффенгольца (1948), Ф. Махачека (1961), Ю. К. Ефремова (1956) и др. Так же, как в соседних нагорьях, здесь различаются окраинные горные цепи и внутренние плато и котловины. Однако в отличие от Анатолийского и Иранского нагорий, в которых развиты единые и обширные внутренние плоскогорья, в Армянском нагорье рельеф представляет собой своеобразное сочетание складчато-глыбовых хребтов и вулканических возвышенных плато. На всей природе страны лежит печать вулканической деятельности. Первичный складчато-глыбовый и частично пленелизированный рельеф погребен под мощными покровами лав и пирокластических накоплений, поэтому ландшафт нагорья в целом является мягковолнистым и местами ровным. Днища многих котловин заняты озерами. Армянское нагорье представляет собой фактически громадное возвышенное вулканическое нагорье, пересеченное остаточными горными хребтами и окаймленное ве-

личественными отвесными краевыми цепями складчатых и складчато-глыбовых гор.

На севере Армянского нагорья простираются дугообразные системы восточных Понтид, на юге—Армянского Тавра, на северо-востоке и востоке—Малого Кавказа. Западной границей Армянского нагорья является, по А. Гукасову (1901), та область, где отдельные членыPontийской и Таврской систем сближаются, образуя узкую перетяжку, чтобы далее на восток вновь разойтись веерообразно. Эта система скучивания складок Антиавра замыкает Армянское нагорье с запада.

Юго-восточная граница Армянского нагорья может быть прорвана по водораздельным возвышенностям Курдистанских гор, разделяющим бассейны оз. Ван и оз. Урмия.

Поскольку среди плато и плоскогорий внутри Армянского нагорья поднимаются высокие хребты, горные массивы и вулканы, термин «нагорье» соответствует истинному смыслу этого слова, ибо это высоко поднятая горная страна, которая именуется в литературе Армянским нагорьем.

Орография окраинных горных цепей

Хребты, принадлежащие системе Антиавра,

Система хребтов Антиавра имеют в основном северо-восточное, юго-западное простиранье. Они представляют собой невысокие низкогорные и среднегорные, большей частью столообразные горные массивы, иногда со сложенными формами рельефа, которые слагают водораздельные пространства между бассейнами рек Кызыл-Ирмак и Келькит с одной стороны, и Чорох и Евфрат—с другой. К системе Антиавра принадлежат хребты Сипикёр, Чиман, Бердича-даг, Текар-Даглары и др.

Протягивается вдоль южного берега Черного

Восточно-Понтийская система гор моря на расстояние более чем 500 км, начиная от устья р. Ешиль-Ирмак до устья р. Чорох. На юге Восточно-Понтийские горы ограничиваются продольными депрессиями долин рр. Чорох и Келькит. Восточно-Понтайские горы на западе начинаются пучкообразно располагающимися средневысотными хребтами, **каждый** из которых образует разветвления перистого типа. К востоку они, постепенно возвышаясь, образуют горный узел хребтов Кусэ-даг и Зингана, высота которых превышает 3000 м. Еще дальше к востоку появляются более высокие кулисообразно расположенные горные цепи Соганлу, Качкар, Пархал и др., вершины которых достигают 3300—3500 м. Самая высокая вершина всей Понтайской системы расположена на Качкарском массиве—вершина Качкар (выс. 3937 м). На крайнем востоке хребет меняет свое направление на север вдоль долины р. Чорох, расходясь на многочисленные ответвления и заканчивается у побережья Черного моря.

Восточно-Понтайские горы интенсивно расчленены глубокими по-

перечными и диагональными долинами. Среди них важно отметить долины рр. Хоршат, Карадере, Дегирмандере, Колонутамесдере.

Система хребтов Малого Кавказа представляет широкую дугообразно вытянутую от Черного моря до Иранского Карадага горную систему относительно коротких, большей частью кулисообразно заходящих один за другой горных хребтов. Малый Кавказ разделяется на две системы дуг—внешнюю и внутреннюю.

К внешним дугам принадлежат средневысотные, в центральной части высокогорные хребты—Аджаро-Имеретинский, Шавшетский, Триалетский хребты широтного простирания, Мургзский, Мровдагский, Карабахский хребты СВ-ЮЗ простирания. К внутренним дугам, непосредственно примыкающим и частично входящим в состав Армянского вулканического нагорья, принадлежат Сомхетский, Базумский, Гугаркский, Аргуниийский, Севанский и Зангезурский хребты. Высота хребтов постепенно увеличивается по мере продвижения с СЗ на ЮВ, достигая своего максимума в Зангезурском хребте, который отличается типичными формами альпийского высокогорного расчленения с вершинами Капутджух (3906), Егасар и др. Описанные хребты внутренних дуг выделяют многочисленные горные отроги, которые глубоко вдаются в Армянское вулканическое нагорье. Среди них наиболее важными являются Памбакский, Цахкуняцкий, Урцкий, Айоцзорский, Баргушатский, Мегринский, средневысотные и высокогорные интенсивно расчлененные хребты и их отроги.

Система Армянского Тавра является непо-

Система Армянского (Внешнего) Тавра средвенным продолжением Центрального Тавра. Берет начало у глубокого сквозного ущелья р. Евфрат и заканчивается на востоке у меридионально вытянутых Курдистанских гор, принадлежащих к системе Загроса.

В западной части Армянского Тавра располагаются средневысотные хребты (1900—2000 м) с характерными пологими и ступенчатыми склонами, в которые поперечно врезаются притоки Западного Тигра. Центральная часть—Битлисский Тавр, представляет собой асимметричное высокогорное, глубоко расчлененное нагорье (средняя высота 3000 м на западе и 3400 м на востоке). Северные склоны Битлисского Тавра круто обрываются гигантским барьером, опоясывающим депрессии оз. Ван, котловину Муш, Чапакчур и др.

Южные склоны глубоко расчленены дикими и непроходимыми ущельями рек Батман-су, Кульп, Сасун—притоков Восточного Тигра. Армянский Тавр здесь выделяет много отрогов—Моткан, Исперт, Решан-даг и др. Связь между Месопотамской низменностью и Армянским нагорьем осуществляется по долине р. Битлис-чай (т. н. Битлисский проход), имеющей крупное стратегическое значение. По этому проходу греческие войска под предводительством Ксенофона вторглись в Арmenию (IV в. до н. э.). На востоке Армянский Тавр выделяет три крупных отрога. Первый направляется на северо-восток, расчленяясь на

многочисленные ветви, второй протягивается на восток, соединяясь с Курдистанскими горами, а третий—на юго-восток, направляясь к бассейну верховьев р. Заб.

Армянское нагорье

Собственно Армянское нагорье имеет довольно мозаичный рельеф плато и котловин, среди которых возвышаются средневысотные и высокогорные хребты, принадлежащие горной системе Внутреннего Тавра.

По своему морфологическому и орографическому строению Армянское нагорье разделяется на три области:

- а) свободные от лав хребты и возвышенности Внутреннего Тавра;
- б) вулканическое нагорье с обширными лавовыми плато, вулканическими массивами и другими формами ландшафта потухшего вулканизма;
- в) внутренние котловины и впадины, выполненные морскими, озерными и речными отложениями неогена-антропогена.

Осевая зона системы Внутреннего Тавра в

Система хребтов Внутреннего Тавра пределах Армянского нагорья начинается на западе у глубокого обрывистого ущелья Западного Евфрата (Кара-су) и горными массивами Монзур и Мерджан, огибающими Ерзинджанскую депрессию с юга. Хребты имеют асимметричное строение с обрывистыми северными, и пологими, но глубоко расчлененными южными склонами, переходящими в Дерсемское нагорье и плато Хозат.

К востоку Внутренний Тавр разделяется на две ветви: северо-восточную и восточно-юго-восточную. Северо-восточная ветвь слагает систему хребтов, являющуюся водоразделом между бассейнами рр. Чорех, Западный Евфрат и Аракс. Восточная ветвь является водоразделом между бассейнами рр. Аракс и Восточный Евфрат (Мурад-Аракаци).

Главным восточным отрогом Внутреннего Тавра является несколько дугообразное и широтно вытянутое горное сооружение Палантекян. Хребет протягивается на расстояние в 200 км, располагаясь среди лавовых покровов и плато. Местами он перекрыт лавами и приобретает форму нагорья. Отдельные его вершины превышают высоту 3200 м.

От Палантекянского хребта отделяется другой не менее крупный отрог—Армянский хребет (Агри-даг), который на востоке заканчивается высочайшей вершиной Армянского нагорья г. Аарат. Этот хребет является главным водоразделом между бассейнами рр. Аракс и Восточный Евфрат. Западная часть Армянского хребта покрыта лавовыми покровами и представляет высокое вулканическое нагорье с останцевыми кряжами, центральная—дугообразный, к северу интенсивно расчлененный горный массив, а восточная входит в состав вулканического нагорья Армении.

На юго-восток от Палантеянского хребта выделяется ряд коротких отрогов, направляющихся в бассейн Восточного Евфрата. Это отроги — Шарнан, Казбел, Хомур, Ак-даг и другие более или менее обособленные массивы, возвышающиеся среди вулканических плато котловин и равнины.

К северо-восточной ветви Внутреннего Тавра принадлежат большей частью средневысотные (2500—3000 м), иногда платообразные, местами сильно расчлененные (склоны, обращенные к бассейну р. Чорох) возвышенности и хребты. Это хребты Сивридаг, Чахыр-баба, Алах-юэкбер и их многочисленные отроги. Орографически эти дугообразно расположенные цепи **кулисообразно** заходят одна за другую с общим направлением с ЮЗ на СВ.

Армянское вулканическое нагорье Армянское вулканическое нагорье на три области:

1. Северное вулканическое нагорье, которое можно называть также Арсиано-Ахалкалакским нагорьем.
2. Центральное вулканическое нагорье.
3. Южное вулканическое нагорье (С. П. Бальян, 1965).

Северное или Арсиано-Ахалкалакское нагорье начинается на западе от высокого плато Оваджик и нагорья Деве-бойну, окаймляющих Эрзерумскую котловину с севера и востока. К востоку вулканическое нагорье расчленяется притоками р. Чорох, рр. Ольты и Тортум, превращаясь в разрозненные плато и клочки лавовых покровов. Затем они снова соединяются в единый лавовый покров в системе меридионального Арсианского нагорья, западные склоны которого круто и обрывисто спускаются к речным долинам бассейна р. Чорох. На Арсианском нагорье расположено много потухших вулканов и более древних вулканических массивов, часть которых подвержена воздействию древних ледников и высокогорных процессов выветривания.

От Арсианского нагорья ответвляются отдельные вулканические оваловидные и куполовидные массивы и хребты Члдырский, Улгарский, Ксыр-дагский и др. Между ними располагаются широкие котловины, занятые озерами, болотами и речными меандрами. Таковыми являются котловины озера Члдыр, Геле, Ардаганская и др.

На северо-востоке в пределах Грузинской ССР простирается обширное Ахалкалакское нагорье. Здесь возвышаются крупные щитовидные, большей частью овальной формы нагорья меридионального профиля: Абул-Самсарское и Джавахетское (Мокрые горы), которые подобно Арсианскому носят на себе множество останцевых вулканических массивов и экструзивных, интенсивно расчлененных ледниками конусов. Немало здесь древних и молодых потухших вулканов и излившихся из них лавовых потоков. По окраинам этих нагорий и среди них располагаются высокие лавовые плато, в которые врезаны глубокие каньоны притоков р. Куры. Это плато Дохкоз-Пунар, Ахалкалакское — на западе, Цалкинское, Гомерет-Башкечатское и Тетрис-Цкаро — на

востоке. К югу от Джавахетского нагорья располагается широкая Лорийская вулканическая равнина-плато.

Центральное нагорье занимает широкую полосу в Центральной части Армянского нагорья. Оно начинается от Эрзерумской котловины и нагорья Деве-байну, простирается сначала на восток, постепенно расширяясь, достигает своей максимальной ширины в пределах Карского плоскогорья. Затем, образуя дугу вдоль хребтов Малого Кавказа, заканчивается на юге у Кура-Араксинской низменности. На западной части центрального нагорья преобладающими формами рельефа являются плато и равнины (плато Басен, Карагабазар и др.). В центральной ее части выступает высокое Соганлугское нагорье (2800—3000 м), окаймляющее Карское плоскогорье с запада. На Каражском плоскогорье расположены отдельные плато и вулканические массивы Аладжа, Яглуджа, Аладаг и др., а также равнины и котловины, разделенные каньонами реки Караб-чай и ее притоков. Далее к востоку значительное место в рельефе вулканического нагорья занимает крупный массив Арагац (4095 м), сохранивший на себе следы четвертичного оледенения и реликтовые ледники. Далее следуют крупные вулканические нагорья овальной формы — Гегамское и Варденисское, огибающие Севансскую котловину с запада и юга. На этих нагорьях, превышающих абсолютную высоту 3200—3300 м, располагаются многочисленные потухшие вулканы и отчетливо выделяемые в рельефе местности лавовые потоки и другие свежие формы вулканической деятельности. На крайнем юго-востоке располагается высокогорное Сюникское (Карабахское) нагорье с возвышающимися над ним вершинами Ишханасар, Цхук и др.

Слоны описанных нагорий со всех сторон окаймлены вулканическими плато — Октемберянским, Егвард-Котайкским, Ератумберским, Горисским и др., которые расчленены глубокими каньонами и ущельями.

В орографии и морфологии Центрального нагорья важное место занимают крупные межгорные котловины и равнины, омываемые речной системой бассейна р. Аракс. На крайнем западе располагается Эрзерумская котловина, в бассейне верховья р. Западный Евфрат. Затем следуют котловины Гасан-Кале, Хорасан, ряд котловин (Селим, Сюзус) — на Каражском плоскогорье и, наконец, крупнейшая в Армянском нагорье Средне-Араксинская котловина, разделенная узкой пермычкой у Волчьих ворот на две котловины — Ааратскую и Нахичеванскую.

Южное вулканическое нагорье располагается между Палантекян-Агидагской дугой и Армянским Тавром. В этой области расположены наиболее высокие и крупные вулканические массивы Армянского нагорья. Бингель (Бюраки) 3650 м, Шейтан и Шерефедин-даг, расположенные в западной части нагорья. В центральной части располагается второй по высоте в Армянском нагорье вулкан Сипан (4434 м), вулканы Немруд и Велиджан. Восточнее расположены крупный щитовидный массив Аладаг, молодой вулкан Тондурек и, наконец,

величественный Аарат (5196 м), возвышающийся над Ааратской равниной на высоте более чем 4000 м. Между описанными массивами и вулканами простираются широкие лавовые плато и котловины, выполненные пирокластами и озерно-речными отложениями. Среди них следует отметить: Хныскую котловину (восточнее Бингель), плато Буланых, Маназкерт, Тутах, равнину Татнос, расположенные между Бингелем и Сипаном, крупную котловину Алашкерт, котловины и плато Абага, Баязет и Диадин, расположенные между Армянским хребтом и массивами Аарат, Сипан и Аладаг.

На крайнем юге Армянского нагорья, вдоль северных склонов Армянского Тавра располагается ряд крупных депрессий, занятых озерами и широкими речными долинами. Главными из них являются котловины озера Ван, Муш, Чапакчур, Элязыг (Харберт). Эти котловины разделены горными массивами Шатах, Карадомер и др., в которые врезано глубокое ущелье р. Восточный Евфрат (Мурад).

Гидрографическая сеть

Армянское нагорье омывается бассейнами р. Евфрат, Аракс, Чорх и частично р. Курай.

Имеет в длину 2700 км (в пределах Армянского Река Евфрат нагорья — около 1000 км). Состоит из двух крупных притоков: Западный Евфрат — Карасу или Фрат и Восточный Евфрат — Мурад или Арацани. Западный Евфрат начинается с высот Дюмлю-даг, расположенных на плато Оваджик, образует широкую сеть меандров на Эрзерумской болотистой равнине и направляется на запад, проходя по равнинам Ашкала, Мамахатун и Ерзинджан. После выхода из Ерзинджанской котловины река глубоко врезается в горные хребты системы Антиавра и затем резко поворачивает на юг. На этом отрезке Евфрат образует очень глубокую теснину — ущелья Кебан и Кемалие и соединяется с Восточным Евфратом (Мурадом).

Восточный Евфрат берет начало в группе мощных родников, расположенных на северных склонах массива Аладаг и вулкана Тондурек. Проходя через ряд ущелий и каньонов в районе г. Диадин, река сворачивает на запад и входит в широкую Алашкертскую равнину. Здесь течение Восточного Евфрата изобилует перемежающимися участками ущелий, каньонов, котловин и коленообразных изгибов. Все течение Восточного Евфрата проходит по Армянскому нагорью. Эта очень многоводная река принимает большое количество притоков, питающихся из обильных родников вулканического нагорья. Главными притоками ее являются рр. Шарлан и Дараби-чай — в Алашкертской равнине, Бансан — в Патносской равнине, Карасу — в Мушской равнине, Пирсу и Монзур — в Элязыгской котловине. Все эти притоки очень многоводны.

После слияния двух главных притоков р. Евфрат образует круп-

ную петлю восточнее Малаты (Мелитены) и, выпрямляясь, глубоко врезается в Армянский Тавр, создавая здесь много перепадов и порогов (до 300) и, наконец, выходит на Месопотамскую низменность.

Длина 345 км, начинается на северных склонах

р. Чорох вулканического плато Оваджик. Сначала направляется на запад, вдоль южных склонов хребта Эшексырт, затем круто поворачивает на север и входит в Байбурское ущелье. При выходе из ущелья она берет направление на восток, протекая вдоль подножья Восточно-Понтийских гор. Между городами Испир и Артвин *р. Чорох* принимает свой наиболее крупный приток *р. Олты* с притоком Тортум. После Артвина река принимает северное направление, образуя сквозное глубокое ущелье, и у г. Батуми впадает в Черное море.

В основном течет по Армянскому нагорью.

р. Аракс Начинается на высокогорных ледниковых озерах массива Бингёль. Направляясь на север, проходит по глубокому ущелью, затем через Карайзскую степь и Басенское плато. Здесь Аракс принимает свой левый приток—*р. Гасан-Кале* и, направляясь на восток, входит в глубокое ущелье в Басенском плато, где, образовав небольшое колено, снова врезается в толщу Соганлугского нагорья. Глубина ущелья реки, постепенно увеличиваясь, достигает громадных размеров между Кацским плоскогорьем и Армянским хребтом. Перед входом в Ааратскую котловину *р. Аракс* принимает свой левый приток—*р. Ахурян* с *р. Карс-чай*, затем стекающие с центрального вулканического нагорья притоки—*рр. Касах, Раздан, Азат, Веди*. Все эти реки протекают по глубоким каньонам. Входя в Нахичеванскую котловину, *р. Аракс* принимает в себя слева *рр. Арпа, Нахичевань, Алинджа* и, проходя по глубокому Мегринскому ущелью, выходит в Нижнеараксинскую низменность. Здесь *р. Аракс* принимает свои значительные притоки—*рр. Воротан и Акера* и, сливаясь с *р. Курай*, впадает в Каспийское море. Правыми притоками *р. Аракс* являются *рр. Балык, Маку, Котур* и ряд других, стекающие со склонов Курдистанского хребта и Иранского Карадага.

Бассейн *р. Аракс* занимает почти половину территории Армянского нагорья. Воды реки очень богаты илистыми наносами.

Начинается на северных склонах нагорья

р. Кура Алахюэкбер. Течет на север через болотистые котловины Гёле и Ардаган, далее поворачивает на восток и входя в глубокое ущелье, принимает свой правый приток *р. Ахалкалаки*, через Ахалцихскую котловину и Боржомское ущелье выходит на Куриńskую низменность.

Другими правыми притоками *р. Куры*, протекающими по Армянскому нагорью и Малому Кавказу, являются *р. Дебет* с притоками Памбак, Дзорагет, Храми, *р. Агстев* с притоком Гетик, *рр. Ахум, Тоуз* и др.

Из многочисленных озер Армянского нагорья Озера Армянского наиболее крупными являются Севанское и Ваннагорье ское, которые образованы на местах тектонических впадин, подверженных запруде лавовых излияний.

Оз. Севан одно из самых больших и высокогорных пресноводных озер мира. Зеркало озера расположено на абсолютной высоте 1916 м, площадь, 1416 кв. км.; оно состоит из двух бассейнов Большого и Малого Севана, которые соединены между собой проливом. Наибольшая глубина озера отмечается на Малом Севане и достигает 95 м.

Озеро имеет большой замкнутый бассейн, куда стекают многочисленные горные речки, вытекает же из озера только одна река—Раздан.

Оз. Ван—общая площадь равна 2974 кв. км., высота над уровнем моря 1720 м. Озеро бессточное, воды его содержат большое количество селитры и других солей. В него впадают крупные реки Хошаб, Бендимах, Мермедик. Уровень озера медленно, но непрерывно повышается.

Из других, более или менее значительных озер Армянского нагорья следует отметить:

Оз. Члдыр реликтового происхождения; расположено южнее одноименного хребта на высоте 1959 м.

Оз. Арпи расположено у истока р. Ахурян, также реликтово-ледникового происхождения.

В южной части Ахалкалакского нагорья имеется много озер. Наиболее значительные из них — Хозапини, Ханчали, Тапаравани. В районе верховьев р. Тортум расположено озеро Тортум сбросово-обвального происхождения.

Значительное количество озер имеется и в области южного вулканического нагорья и Армянского Тавра. Из них следует отметить: оз. Ак-гель, расположенное среди болот, юго-восточнее Араката, оз. Балык—в межгорной депрессии Армянского хребта. Восточнее озера Ван расположено значительное по величине озеро Эрчек. Северо-западнее Ванского озера имеется оз. Назик. В западной части Армянского Тавра, в верховьях р. Западный Тигр расположено сбросовое оз. Гельджик (Азар-гелю). В Армянском нагорье имеются многочисленные озера ледникового, моренно-запрудного происхождения, которые расположены большей частью в высокогорных областях вулканического нагорья—в нагорьях Бингель, Палантекян, Арагац, Гегамском, Варденисском, Сюникском, Джавахетском и др. Имеются также озера маарового типа — в кратерах вулканов Немруд, Тондурек, Армаган и др.

ГЛАВА II

О НЕКОТОРЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПОНЯТИЯХ И ТЕРМИНАХ, ПРИМЕНЯЕМЫХ АВТОРОМ

Существующая в настоящее время геоморфологическая терминология весьма несовершенна. Это несовершенство становится особенно заметным для горных стран, где различные по генезису формы рельефа находятся в очень сложном сочетании. Как отмечает Я. С. Эдельштейн (1938), геоморфологическая номенклатура создавалась случайно исследователями всевозможных специальностей — географами, геологами, почвоведами, путешественниками и т. д. В ней укоренились термины, взятые из повседневного обихода и страдающие поэтому неопределенностью и расплывчатостью. Некоторые термины учитывают только орографические очертания элементов рельефа (равнина, хребет, котловина), их генезис (пенеплен, педиплен, поверхность выравнивания) или геологическое строение (мульда, мегаантроплиналь, грабен, рифт, стратовулкан и т. д.), трактующиеся, кстати, различными исследователями по-разному. В терминологию вошли и некоторые местные географические названия (мезета, меандр, нунатак, каньон, карст, бархан, чингил, ярданг и т. д.), которые, наряду с искусственно созданными терминами (куэста, дельта, болысоны, некк, кальдера, мелкосопочник и др.), получили международное признание ввиду того, что в них легко познаются форма и генезис рельефа. Однако таковые в геоморфологической номенклатуре занимают небольшое место и употребляются в большинстве случаев для средних и малых форм рельефа.

Для крупных форм употребляется сложное сочетание слов, обозначающее обычно форму и генезис. Например, аллювиальная равнина, озерно-аллювиальная равнина, озерно-флювиогляциальное — аллювиальная равнина или экструзивный липарито-дацитовый купол, поток глыбовой лавы, покров волнистой лавы.

Труднее обстоит дело с терминологией для крупных морфологических структур, представляющих передко целый геоморфологический ландшафт. Для них употребляются сложные термины.

Положение с терминологией еще более осложняется, когда бывает нужным охарактеризовать морфоструктуру горных стран. Здесь требуется обязательное освещение роли тектогенных элементов (или процессов новейшей тектоники) в образовании определенных крупных, а иногда и средних форм рельефа. Например, нами употребляются термины: тектоно-вулканический массив на гетерогенном, разбитом сбросами основании; клиновидные сбросовые горы или нагорье; мегаантри-

клинальный свод (нагорье) с концентрическими грядами куэст, гребневидные моноклинально-ступенчато-сбросовые хребты и т. д.

Чем полнее охарактеризована морфоструктура, тем многословнее ее терминология. Это осложняет описание различных по генезису и форме морфоструктур, делает неизбежным многократные повторения. Поэтому мы выбрали следующий путь: при характеристике различных сторон данной морфоструктуры мы подчеркиваем ту ее особенность, которая необходима для освещения интересующего нас конкретного вопроса, оставляя неизменным географическое название данной морфоструктуры, первоначально уже определенное нами; например, в одном случае мы употребляем термин **среднеараксинский** свод, в другом — мегаантеклиналь, в третьем — срединный массив и т. д. или **Арапатская** депрессия, равнина, ступенчатый грабен-рифт или **Качкарский** плутон, глыба, горный узел и т. д., или **Вохчабердский** пенеплен, нагорье, горст; **Гегамское нагорье**, «морфологический» свод, поднятие и т. д.

В геоморфологической номенклатуре есть простые удобопонятные слова, общепризнанные термины, которые, однако, употребляются по-разному различными исследователями. Это относится, в частности, к разнозначным по величине формам и типам рельефа, для которых используются такие термины, как например, нагорье, плоскогорье, плато, впадина и т. д.

Так **нагорьями** в нашем понимании могут быть названы: а) обширные пространства высокоподнятых над уровнем моря горных стран, с довольно интенсивно расчлененным рельефом, включающим в себя горные массивы, хребты, котловины, впадины и пр. Например, Тибетское, Иранское, Анатолийское, Армянское нагорья и т. д.; б) высоко поднятые участки суши с менее разнообразным устройством поверхности, образованные одним или несколькими доминирующими рельефообразующими факторами и сохранившие в целом единство своего морфологического ландшафта, например, Армянское вулканическое нагорье.

В литературе нагорьями называются также отдельные крупные горные возвышенности, сложенные лавовыми покровами, имеющие пологие волнисто-ступенчатые склоны с широким и округлым гребнем водораздела, например, Гегамское, Варденисское, Джавахетское (Мокрые горы) и т. д.

По-видимому, термин **нагорье** для таких обособленных вулканических массивов является более приемлемым, чем термин **хребет**.

Плоскогорьем обычно принято называть обширные высоко поднятые пространства со слабо расчлененным рельефом поверхности, расположенные в равнинных (платформенных) странах. Плоскогорьями называются также входящие в состав нагорий возвышенные территории, тектонически поднятые и подверженные денудации (С. С. Коржуев и Д. А. Тимофеев, 1959). Этот термин **приходится** употреблять и в горных странах, где налицо соответствующий морфологический ландшафт внутри разнообразного по своему строению и расчленению

нагорья, например, Карабское плоскогорье в Армянском нагорье (как оно обозначается на физико-географических картах). Возможно употребление более удобного термина нагорное вулканическое плато.

Примерно такое же положение мы имеем и в отношении термина плато. Термин плато (денудационное, вулканическое, абразионное, первично-пластовое и т. д.) удобно применять для участков поднятий, обладающих ровными, слабо расчлененными поверхностями и круто обрывающимися склонами. Плато могут быть высоко приподняты над окружающей местностью, тогда их можно назвать столовыми горами. Плато могут быть и вулканические равнины, горизонтально залагающие пластовые ступени и т. д., разделенные глубокими речными долинами и каньонами. Во всяком случае применение термина плато в известной степени зависит от сложившихся в литературе традиций и субъективного восприятия автора.

Перейдем теперь к вопросу о **поверхностях выравнивания**, который широко дискутируется в литературе. Под поверхностным выравниванием понимается уровень, образованный в результате действия различных рельефообразующих факторов—континентальной денудации, абразии, эрозии, аккумуляции как на равнинных территориях, так и в горных странах. В настоящей работе мы не будем разбирать этот дискуссионный вопрос, т. к. это тема специальных исследований.

Необходимо все же отметить, что далеко не все вопросы, связанные с образованием и развитием поверхностей выравнивания, выяснены с достаточной полнотой.

В частности, на наш взгляд, применение такого всеобъемлющего универсального термина как **поверхность выравнивания** для различных по типу и генезису уровней, развитых в горных странах, является не совсем оправданным.

В настоящей работе ограничимся объяснением тех терминов, которые представляются для нас наиболее приемлемыми. Применяемые нами геоморфологические понятия и термины вовсе не являются совершенно оригинальными. Они лишь подчеркивают наше стремлениенести ясность в определение различных по возрасту и морфологическому развитию денудационных поверхностей в зависимости от новейших тектонических движений, или же, наоборот, познание сущности тектонических подвижек (их типа, темпа) в зависимости от характера развития денудационных поверхностей.

Пенеплен — в широком понимании представляет собой «конечную» поверхность выравнивания — почти равнину, образованную в результате длительной континентальной денудации **платформенных** стран. Но пенепленом может быть назван и глубокий денудационный срез горных стран, образующий обширный и региональный уровень выравнивания. Для обозначения подобного уровня даже в тех случаях, когда он подвергается деформациям различного рода (эпейрогенетическое «корабление» большого радиуса кривизны, сводовое или глыбовое

поднятие, сбросовая или флексурная дислокация и т. д.) и эрозионному расчленению различной глубины и интенсивности, по нашему мнению, следует сохранить наименование пенеплен.

Совершенно естественно, что в подвижных зонах альпийских орогенов этот пенеплен сохраняется, как правило, только фрагментарно, обнаруживается в эрозионных врезах, обрывах под чехлом горизонтально залегающих слоев, или совершенно погребен под мощными новейшими осадками и выявляется лишь буровыми скважинами, геофизическим и другими методами геолого-геоморфологических исследований. Во всех этих случаях мы называем подобный уровень пенепленом. Этот пенеплен играет роль «маркирующего горизонта» стратиграфического репера, с помощью которого возможно восстановить тип, амплитуду и скорость колебаний земной коры в прошлом и тем самым расшифровать историю развития рельефа горных стран.

Под термином **поверхности выравнивания** мы подразумеваем предгорные лестницы (*Piedmontterrasse*), но вкладываем в этот термин более широкий смысл, чем В. Пенк. Эти поверхности имеют ярусное расположение и различный возраст. Они являются денудационными поверхностями, возникшими как в процессе восходящего развития горных сооружений, так и по другим причинам, и принципиально отличаются от существовавшего задолго до них регионального уровня планации — пенеплена.

Нередки случаи, когда в результате дифференциальных тектонических движений различных морфоструктур, входящих в состав одного и того же горного сооружения, древний пенеплен оказывается «откопанным» в результате сноса покрывающих его рыхлых отложений (глины, конгломераты, брекчии) и в процессе образования предгорных ступеней в соседней морфоструктуре располагается рядом с ними. В этом случае **мы отличаем уровень выравнивания** (или серию уровней предгорной лестницы) от уровня откопанного пенеплена, для вывода которого на дневную поверхность потребовалось бы столько времени и энергии, сколько и для образования серии предгорных уровней выравнивания. Образованиями, сингенетическими этим уровням выравнивания, следует считать наклонную аккумулятивную равнину у подножья гор, образованную коррелятивными отложениями за счет размыва перекрывающих пенеплен горизонтальных пластов.

Наряду с разновозрастными уровнями выравнивания (предгорной лестницы) в ряде случаев возникают морфологически сходные с ними, но генетически совершенно отличные от них «лестницы», образовавшиеся вследствие дифференциальных перемещений молодыми (омоложенными) сбросами первоначального уровня древнего пенеплена. Их нельзя назвать уровнями выравнивания, так как при таком допущении теряются основные критерии морфологического анализа при решении тектонических вопросов.

Педимент — под этим термином мы подразумеваем новообразованный уровень выравнивания — предгорную ступень в узком смысле, окаймляющую неширокой полосой склоны и подножья растущего и «отступающего» горного сооружения.

Первичный (первоначальный или «предельный»?) уровень денудации. Этот, возможно, еще недостаточно четко разработанный термин относится к водораздельным денудационным уровням горных сооружений. Водораздельные уровни денудации по ходу своего развития отличаются от уровней предгорных лестниц. Термин этого содержания в известной степени отличается от понятия верхнего (абсолютного) уровня денудации А. Пенка (*Gipfelflur*). Под последним, как известно, подразумевается тот предельный гипсометрический уровень, до которого может продолжаться восходящее развитие гор при данных условиях географической широты, климата и свойства слагающих горных пород (Н. С. Щукин).

В применяемой нами терминологии под первичным уровнем денудации мы понимаем реликтовые водораздельные поверхности горных массивов, синхронные по возрасту с наиболее древним уровнем планировки — пенепленом данной горной страны. Таковые мы видим, например, на водоразделах Западно-Понтийских гор, Армянского и Внутреннего Тавра, которые по гипсометрическому положению следует рассматривать как элементы расчленения Центрально-Анатолийского пенеплена. Первичными поверхностями являются и фрагменты водораздельных денудационных уровней более высоких и быстро растущих горных сооружений, которые в период формирования пенеплена представляли собой какую-то поверхность рельефа невысоких горных кряжей, возвышавшихся над этим пенепленом. Таковые мы видим, например, на водоразделах Восточных Понтид, Малого Кавказа и т. д. Отмеченные водораздельные уровни денудации отнюдь не свидетельствуют, что на их месте некогда существовали высокие горы, которые затем были снесены денудацией и приведены в состояние пенеплена. То, насколько денудационные уровни могли проникнуть в глубь горных систем с последующим перекрытием трансгрессивными осадками различных мощностей, зависело от сложившихся до этого структурно-геологических условий каждой крупной морфоструктуры. Для определения (выделения) «природы» данной морфоструктуры требуется глубокий палеогеографический анализ. Для выделения одних типов морфоструктур и расшифровки истории их континентального развития необходимо освещение вопросов их структурно-геологического развития, начиная с палеозоя (Западные Понтиды, Битлисский Тавр или ныне интенсивно расчлененный, разбитый на отдельные глыбы и большей частью погребенный под мезо-кайнозойскими осадками Среднеараксинский свод), других — с мела или палеогена (западная часть Армянского Тавра, Восточные Понтиды, отдельные горные массивы Малого Кавказа и т. д.), третьих — с неогена (большинство межгорных депрессий, отдельные тектоно-вулканические массивы Армянского нагорья и т. д.). Во всяком случае, первичный уровень денудации рассматривается как предельно доступный для палеоморфологического анализа уровень рельефа, начиная с того периода, когда данная область в основном вступила в fazu kontinentального развития.

Возникает вопрос, можно ли рассматривать описанные выше водо-

раздельные поверхности в целом, как реликты единого древнего (или наиболее древнего) уровня? Может быть впоследствии он оказался глубоко размытым денудацией, а нынешняя водораздельная поверхность имеет более молодой возраст и отвечает одной из ступеней предгорной лестницы?

Вопрос этот является, пожалуй, одним из наиболее трудных в геоморфологии. Однако он настоятельно требует своего разрешения, так как с ним связан не только ряд теоретических проблем, в частности, фундаментальных проблем неотектонического анализа, но и множество задач практического значения. С определением времени, продолжительности и глубины денудационного среза тесно связаны важнейшие критерии поисков россыпных и других гипергенных месторождений, содержащихся в элювиальной коре выветривания или же в коррелятивных денудационному срезу отложениях склонов и подножий. С ним связаны также методы выявления коренных рудных проявлений в различных по глубине срезах интрузивных тел, гидротерм и т. д.

Мы далеки от утвердительного ответа на то или иное предположение. Однако можно наметить некоторые тенденции, которые согласуются с представлениями о реликтовом происхождении водораздельного «первичного» уровня денудации. Этот уровень в процессе восходящего развития гор был сокращен в пространственном отношении вследствие регressiveй эрозии и врезания в склоны молодых предгорных лестниц — уровней выравнивания. Нахождение в водораздельных зонах гор реликтов коры выветривания небольшой мощности, содержащей среднеплиоценовую (?) пыльцу, остатков легко размываемых диатомитовых отложений плиоцена, известняков и мергелей миоцена на водораздельных плато Понтид, Тавра и Малого Кавказа говорит о том, что глубина плиоцен-четвертичного среза из отмеченных водораздельных уровней была относительно небольшой. Можно ли допустить примерно аналогичный ход событий и в более отдаленном прошлом, скажем, в миоцене? Следует учесть, что антропоген и плиоцен являются одним из периодов интенсивных проявлений воздымания горных массивов, дифференциальных движений и глубинной эрозии. Правда, следует сделать и следующую оговорку: известно, что большинство высоко поднятых гор в четвертичный период было покрыто мощным снеговым или ледниковым покровом, который и служил основной областью питания горно-долинных ледников. Эти покровы в течение почти всего четвертичного периода служили своеобразной защитной «броней», предохраняющей описанные поверхности от сноса и выветривания.

Для решения рассматриваемого вопроса представляют интерес данные о погребенном под лавовыми покровами, высоко поднятом древнем уровне планации. В вулканогенно-обломочной толще меотис-понтического возраста (годерзская свита и ее аналоги) на самых высоких отметках вулканического нагорья Армении как на свободных от лав пространствах, так и под лавами обладают примерно одинаковой мощностью и в ней сохраняются одни и те же венчающие ее горизонты. Следовательно, консервирующая роль ледникового покрова не име-

ла существенного значения для сохранения уровня древнего пeneплена, так как остатки его сохранились и на участках, не подвергшихся оледенению.

В эту толщу врезана средневерхнеплиоценовая (?) поверхность денудации.

Примерно такие же соотношения наблюдаются в подстилающих годерзскую свиту слоях и на поверхности наиболее древнего уровня. Эти вопросы подробно освещены в региональной части настоящей работы.

Таким образом, представление о реликтовом происхождении высоких водораздельных уровней денудации мы считаем если не доказанным, то вполне вероятным.

Литолого-фацевальный анализ мощных отложений предгорных моласс указывает, что они образовались в основном за счет «разъедания» склонов хребтов путем регressiveй эрозии и образования предгорных лестниц — уровней выравнивания. И, если наиболее высокий уровень выравнивания, т. е. верхний уровень лестницы находится рядом с реликтом древнего уровня пeneплена, или врезан в него, это отнюдь не значит, что описанные уровни являются образованиями, близкими по времени. Наоборот, между ними может существовать большой разрыв во времени, так как этот уровень выравнивания (верхний уровень лестницы) в другом месте в случае интенсивного восходящего движения врезан в подстилающую пeneплен (первичный уровень денудации) толщу или же, наоборот, в перекрывающие пeneплен горизонтально залегающие слои. В последнем случае погребенный пeneплен обнажается в обрывах и эрозионных врезах ниже уровня выравнивания и даже между следующими, нижерасположенными уровнями лестниц. Таким образом, мы видим существенную разницу между уровнями выравнивания — предгорной лестницы и первичным уровнем денудации. При морфотектоническом анализе горных стран предгорный уровень выравнивания рассматривается нами как один из типов денудационных поверхностей. Эти поверхности мы классифицируем по структурно-морфологической специфике их развития в следующие отдельности: 1) пeneплены горных стран; 2) первичные денудационные уровни; 3) поверхности выравнивания; 4) педименты. Последние мы рассматриваем как частный случай поверхности выравнивания (Piedmonttreppе).

ГЛАВА III

АРМЯНСКОЕ НАГОРЬЕ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ МАЛОАЗИАТСКО- МАЛОКАВКАЗСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

(Критический обзор существующих воззрений)

Общая схема тектонического районирования

В альпийском средиземноморском складчатом поясе прослеживается ряд следующих друг за другом возвышенных плато и нагорий, окаймленных дугообразными гирляндами горных цепей. Нагорья морфологически вырисовываются чрезвычайно рельефно, закономерным расположением структур окраинных гирлянд и внутренних плато и депрессий. Обычно гирлянды гор состоят из нескольких дуг, в которых внутренние имеют большую крутизну по сравнению с внешними. Каждая из этих дуг представляет собой складчатое горное сооружение. Дугообразные системы то сближаясь, то раздвигаясь, оконтуривают древние консолидированные срединные массивы или жесткие глыбы.

В состав Малоазиатского и Малоавказского сектора альпийского орогена входят два сложно построенных нагорья — Анатолийское на западе и Армянское на востоке. Срединными массивами для этих нагорий являются Эгейский или Лидийский — в Западной Анатолии, Галатский или Киршехир — в Центральной Анатолии, Армянский или Среднеараксинский (Бальян С. П., 1955) в Армянском нагорье.

Форляндами складчатых горных систем, огибающих отмеченные срединные массивы, служат депрессии платформенного субстрата, а также различные по своей природе жесткие глыбы, представляющие своего рода срединные массивы.

На севере и северо-востоке располагаются Черноморская и Кура-Араксинская депрессии, разделенные Дзирульским горстом; на востоке, в Куро-Араксинской депрессии — погребенное Вандамское или Кюрдамирское поднятие-горст (?); на юге — Восточно-Средиземноморская депрессия, Писидийский блок и Сирийско-Аравийский блок — осколки Гандвани.

Указанные блоки форляндов и консолидированных срединных массивов, располагаясь кулисообразно относительно друг друга, предопределяют конфигурациюPontийско-Малоавказских и Тавро-Курдистанских горных систем. Зонами скучивания складок являются Западно-Таврские, Антиаварские и Курдистанские горные узлы.

Собственно Армянское нагорье располагается внутри окраинных гор Антиавра на западе, Восточных Понтид на севере, Малого Кавказа на северо-востоке и востоке, Армянского Тавра и Курдистанских гор — на юге и юго-востоке.

Армянское нагорье Э. Зюсс (1901) назвал областью скучивания складок, «островом гор» (Berginsel), увидя в нем лишь область стыка альпийских складок и перемены их простирания от малоазиатских к иранским структурам. Ф. Освальд (1908—1916) в Армянском нагорье видит мозаично построенную глыбовую страну, обрамленную складчатыми гирляндами гор. Ю. К. Ефремов (1956) находит, что в Армянском нагорье, в отличие от соседних — Анатолийского и Иранского нагорий, отсутствует срединный массив и что древние жесткие массивы включены в состав окраинных гирлянд альпийских дуг. Р. Фюрон (1953) представляет так, что в Армянском нагорье имеет место не скучивание складок, а наоборот, виргация, пучкообразное расхождение складок Понтид и Таврид с запада на восток. Он называет Армянское нагорье — «Армянской виргацией». Тем не менее, несмотря на указанное расхождение взглядов все исследователи видят в Армянском нагорье крупную цельную единицу чрезвычайно рельефно вырисовывающегося нагорья с закономерно расположенными структурами окраинных гирлянд на фоне покрытых лавами внутренних плато — плоскогорий или депрессий, выполненных морскими и озерно-речными отложениями.

Несмотря на определенные геологические и геоморфологические отличия Армянского нагорья от соседних нагорий, здесь, как в принципе правильно отмечает А. Гукасов (1901), прослеживаются, по существу, те же горные дуги, что и в соседних странах. Эти дуги образуют окраинные гирлянды в Анатолийском нагорье, продолжаются к востоку и значительно возьмываются в Армянском нагорье, снова заметно понижаясь в Иранском нагорье.

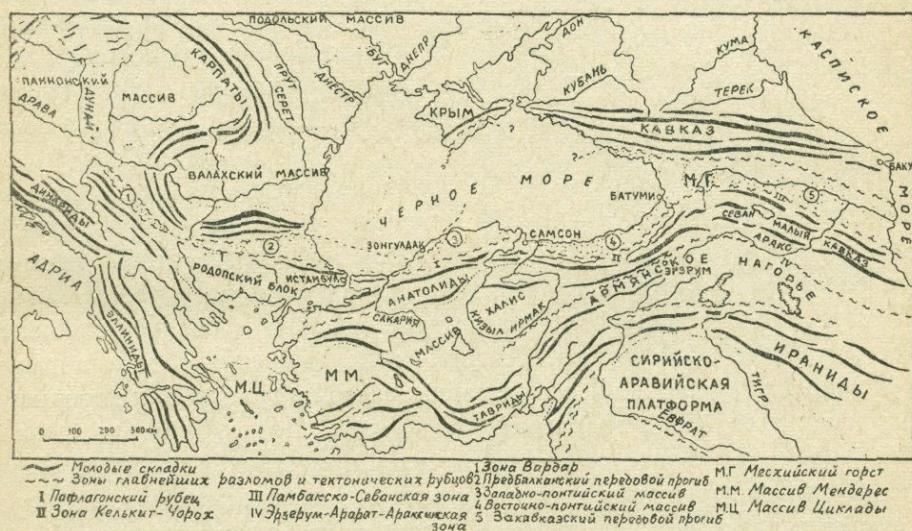
Таким образом, уже в самом морфоструктурном плане Армянского нагорья ощущается наличие погребенного под кайнозойскими отложениями срединного массива, которому, как мы увидим ниже, присущи многие характерные черты тектонического строения, в особенности соседних — Эгейского и Галатского массивов. Помимо указанных выше отличительных черт Армянского нагорья, его важной структурно-геоморфологической особенностью является следующее: кроме окраинных гирлянд, внутри Армянского нагорья располагаются горные цепи Внутреннего Тавра, расщепляющиеся на востоке на две ветви и еще дальше на пучкообразно расходящиеся цепи к Малокавказской дуге.

Эти внутренние хребты имеют, однако, другое тектоническое строение. Внутренние хребты обычно располагаются вдоль крупных разломов и депрессий, имеющих на западе широтное, а на востоке — северо-запад-юго-восточное простиранье.

Разделяющие их сбросы разбивают нагорье на ряд неравномерно перемещенных блоков, поднятый и грабенов (см. морфоструктурную карту).

Для геологического строения внутренних горных систем характерно наличие сильно дислоцированных, часто круто падающих, в основном мезозойских комплексов известняков, доломитов, глинистых сланцев и других осадочных фаций. По всей зоне описанных хребтов прослеживаются мощные дизъюнктивные нарушения, раздробившие системы гор на многочисленные блоки, по швам которых весьма часты явления кливажа, милонитизации, брекчирования. Примечательно наличие в этой зоне крупных гипербазитовых интрузий.

Внешние цепи гирлянд, в отличие от внутренних цепей, сложены мощными вулканогенно-осадочными грубообломочными, нередко флишевыми формациями мезо-кайнозоя, которые собраны в сравнительно простые кулисообразно чередующиеся складки. В них внедрены огромные гранитоидные батолиты, а оphiолиты в этой зоне занимают весьма подчиненное место.



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И МАЛОАЗИЙСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ /По Р Штаубу и Ф Махачёку/

Рис. 1

Описанные выше представления о тектоническом строении Малоазиатско-Закавказского сектора альпийского складчатого пояса в общих чертах согласуются с приводимой выше тектонической схемой Р. Штауба и Ф. Махачека.

Приступим теперь к более детальной характеристике тектонического строения крупных единиц — срединных массивов, окраинных гирлянд и внутренних горных сооружений.

Роль платформенных форляндов в образовании тектонических структур Анатолийского и Армянского нагорий будет освещена при описании тектоники окраинных гирлянд Понтид и Таврид.

Срединные массивы Малоазиатской-Малокавказской орогенической зоны

Лидийско-Карийский (по А. Филиппсону, 1918) массив расположен в западной части Анатолии. Он сложен метаморфическими сланцами, орто-парагнейсами и прорывающими их гранитоидными батолитами. В гнейсы интрудированы также пагматитовые дайки. По данным Х. Памира (1960), эти породы перекрываются сланцами и мраморами. Гранитоиды подверглись складчатым и дизъюнктивным дислокациям. Основываясь на этих косвенных показателях, Х. Памир предполагает, что ядро массива Мендес имеет каледонский возраст.

Другие исследователи: Н. Эгеран (1947), Э. Лан (1947, 1949), Р. Фюрон (1953), К. Неберт (1961) и др. считают, что метаморфические породы всей Анатолии, включая и массив Мендес, имеют герцинский возраст. Массив Мендес был приподнят со временем пермотриаса и в дальнейшем подвергался неоднократным нарушениям, образующим ряд крупных грабенов таких, как грабены Б. и М. Мендеса, озер Аполионт, Маниса, Изник и др.

По данным В. Даниеля (1959) в начале неогена на месте массива Мендес существовал обширный пенеплен, срезавший кристаллические породы фундамента. В тортоне появились многочисленные озерные бассейны, в которых отлагались осадки с тонким растительным детритом. Затем начинается воздымание массива и осадконакопление в озерах резко замедляется. Тектонические движения в верхнем миоцене (сармат) приводят к образованию системы грабенов, к которым и приурочивается новая гидрографическая сеть. На рубеже миоцена и плиоцена в результате омоложения периферических разрывных нарушений возникают вулканические явления. Большие массивы пирокластитов и лав занимают широкие пространства вокруг массива (районы Балыкесир, Маниса и т. д.).

В плейстоцене возникают другие разрывы. Почти полностью денудируется неогеновый покров, в том числе лагунные отложения плиоценовых реликтовых озер.

С грабенами и горстами увязываются основные морфоструктурные элементы рельефа массива. Главные нарушения имеют широтное простижение — это грабены долин рр. Б. и М. Мендес, Гедиз, Маниса, Денизли и т. д. (Н. Эгеран и Э. Лан, 1953), однако, имеются и более молодые нарушения, ориентированные перпендикулярно или диагонально к главным (Р. Фюрон, 1953). Тектонические движения с большой интенсивностью происходят и в настоящее время. Грабены долины рр. Б. и М. Мендес отличаются большой сейсмичностью. По данным Р. Рассела (1954), большинство террас этих рек дислоцированы. Вдоль подножья террас выступают многочисленные минеральные и термальные источники. Аналогичная картина наблюдается в расположенных

на юге речных долинах Сейхан и Джейхан, которые представляют собой непрерывно обновляющиеся ступенчатые грабены.

Центрально-
Анатолийский
(Галатский) мас-
сив или массив
Киршехир
-кала и т. д.).

Этот более восточный массив занимает обширную область в бассейне р. Кызыл-Ирмак. Он сложен кварцевыми сланцами, гнейсовидными кристаллическими сланцами и мраморами. Эти породы во многих местах прорваны крупными гранитоидными интрузиями (районы Йозгат, Кырык-

Критерием для определения герцинского возраста Галатского массива служит региональный стратиграфический перерыв между породами метаморфизованного основания и перекрывающим их чехлом из пермских фузулиновых известняков и распространенных морских отложений триаса с базальными конгломератами в основании (Х. Памир, 1960). Морской бассейн триаса имел широкое развитие. Под морем находился и весь Галатский массив. Последующими поднятиями морской триас в пределах массива был полностью денудирован. Красные глинистые сланцы с радиоляритами и мраморизованные известняки с триасовой фауной обнаруживаются только на его периферических участках. Значительная часть срединного массива была покрыта меловым морским бассейном, прибрежная зона которого отмечается рудистовыми известняками, образующими пояс рифов вокруг срединного массива (Р. Фюрон, 1953).

Характерной чертой тектоники массива является наличие крупных разрывных нарушений, образующих ряд широких грабенов, выполненных третичными, в основном, континентальными отложениями (в долинах рр. Кызыл-Ирмак, Делиджа-Ирмак и др.).

Третичные отложения занимают обширные территории Центральной Анатолии. Они окаймляют массив со всех сторон за исключением его северной части. Предполагается, что значительная часть фундамента массива погребена под третичными отложениями. Важным критерием для установления границы погребенного массива Х. Памир считает зону переходов от морских осадков к континентальным. Наибольшая мощность третичных отложений отмечается в зонах глубинных расколов, где предполагается также наличие мезозойских морских отложений. В зонах узких прогибов — грабенов третичные отложения образуют характерную для них складчатость, отражающую движение погребенных глыб по плоскостям сбросовых нарушений.

Галатский массив на севере разбит глубинным разломом на глыбы Илгиз, Токат и Кастоману. Эти массивы сложены слабо метаморфизованными филлитовыми сланцами. Отмеченные глыбы, особенно массив Кастоману, определяют характер пологой складчатости мезокайнозойского чехла системы Западных Понтид*.

Восточнее Галатского массива горные дуги Понтийской и Таврской систем образуют ряд отрогов, которые в области верховья р. Кы-

* Подробнее см. Понтийская система.

зыл-Ирмак, скучиваясь, создают систему складчато-глыбовых гор Антитавра.

Антитавр отделяет Анатолийское нагорье от соседнего, более возведенного Армянского нагорья.

В бассейне среднего течения р. Аракс между озерами Севан, Ван и Урмия, по нашему представлению (С. П. Балыян, 1965), расположен раздробленный ныне на блоки древний герцинский массив консолидированный субстрат, названный нами **Армянским или Среднеараксинским срединным массивом**. О границах Армянского срединного массива можно высказывать лишь предположительные суждения, так как большая часть его погребена под мощными вулканогенными, морскими и озерными отложениями неогена, а в периферийной части — палеогена. Ядро этого массива вскрыто денудацией в Среднеараксинской депрессии.

Среднеараксинский или Армянский герцинский массив сложен известняками среднего девона, терригенно-известняковыми отложениями верхнего девона и нижнего карбона, известняками перми и триаса.

Анализ фаций и их мощностей привели А. А. Габриеляна (1959) к заключению, что геотектонические условия при осадконакоплении палеозойских отложений были достаточно устойчивы и соответствовали субплатформенному (по А. А. Габриеляну) режиму.

В доказательство такого заключения он приводит следующие факты:

1. Формации горных пород карбонатно-битуминозные и терригенно-фосфоритно-угленосные.

2. Фации однородны, устойчивы и не испытывают заметных изменений.

3. Разница между большими и меньшими мощностями отдельных горизонтов разреза чрезвычайно незначительна.

4. В терригенных формациях отсутствуют грубообломочные фации (конгломераты). Даже после регионального перерыва, имевшего место в среднем и верхнем карбоне, новый трансгрессивный цикл перми начинается с органогенно-известняковой формации без заметного в основании терригенного материала.

5. Мощность отложений сравнительно невелика. Средняя суммарная мощность среднего и верхнего палеозоя ($\text{Д}-\text{Р}$) составляет около 2500 м, что несравнимо с мощностями отложений альпийского этапа развития геосинклинальной области Малого Кавказа. Так, например, мощность юры Малого Кавказа составляет около 6 км, эоцен — 5 км. Мощности отложений палеозоя лишь немногого превосходят мощности пород того же периода на Русской платформе.

6. Складчатые движения герцинского этапа выражены весьма слабо. Породы перми согласно пластуются с триасовыми отложениями, а девонские отложения — с нижнекаменноугольными. Перерыв, отвечающий среднему и верхнему карбону, фиксируется, в основном, стратиграфическими несогласиями и лишь в сводовых частях мегаантеклина-

ли отмечается угловое несогласие между пермью и древними отложениями. Однако, несмотря на это, породы среднего палеозоя и перми литологически очень сходны.

7. Отсутствует эфузивный магматизм.

8. Почти полностью отсутствует интрузивный магматизм. Имеются лишь небольшие дайковые тела основного состава, которые секут палеозой и ничем не перекрываются, вследствие чего их герцинский возраст не может быть доказан. Весьма вероятно, что они принадлежат к более поздним циклам магматизма.

9. Полное отсутствие металлических полезных ископаемых эндогенного происхождения.

На основании вышеприведенных данных, А. А. Габриелян пришел к совершенно справедливому выводу, что герцинский этап развития Армении (точнее Армянского срединного массива, С. Б.), по своему геотектоническому режиму соответствовал своеобразному «субплатформенному» или «платформенному» типу.

А каковы были условия развития этого массива в последующем альпийском этапе и можно ли выявить контуры массива, погребенного под мезозойскими и кайнозойскими отложениями?

При разрешении этих вопросов большую помощь может оказать проведенный А. Т. Асланяном (1958) структурно-фациальный анализ мезокайнозойских отложений. В Армянской геосинклинали он выделяет две резко различные области, отвечающие, по его мнению, эвгеосинклинальному и миогеосинклинальному типу развития. Границу между этими областями он намечает вдоль дугообразной полосы, проходящей через развалины гор. Ани (долина р. Ахурян) — г. Арагац — г. Армаган (Гегамское нагорье) — с. Ехегнадзор (долина среднего течения р. Арпа) — гор. Ордубад.

Область, лежащая к югу и юго-западу от указанной полосы, является, по А. Т. Асланяну, миогеосинклиналью. Мы не будем входить в теоретические рассуждения относительно сущности геотектонического режима миогеосинклинальной области, которую иногда сравнивают с эпиконтинентальным типом (Л. У. де Ситтер, 1960) или о размерах этой «миогеосинклинали» в пределах Арм. ССР, имеющей ширину примерно в несколько десятков километров, считая от выхода ядра герцинского субстрата (выходы пород девона в районе Волчьих ворот в долине р. Аракс) до отмеченной А. Т. Асланяном дугообразной пограничной полосы. Для нас важнее всего выяснить геотектонический режим, условия осадконакопления мезокайнозойского комплекса в отмеченной зоне. А. Т. Асланян дает детальную характеристику этих вопросов, связанные в целом к следующему.

Данная область в альпийском этапе характеризуется: а) развитием почти исключительно осадочных фаций, б) спорадическим развитием подводного вулканизма, в) почти полным отсутствием абиссальных кислых и щелочных интрузий, г) отсутствием магматическихрудных проявлений, д) сокращенными мощностями отложений, е) преобладанием брахиантклинальных форм складчатых структур и т. д.

Как видим, условия осадконакопления и геотектонический режим этой области в альпийском этапе мало чем отличаются от предыдущего герцинского этапа.

Нет сомнения, что развитие описанной области в альпийском этапе происходило в условиях относительно устойчивого, унаследованного от палеозоя геотектонического режима. Следовательно, под мезокайнозойским чехлом этой области имеется жесткий консолидированный герцинский субстрат.

Однако, этот субстрат разломан на своеобразные, но характерные для Армянского нагорья косонаклонные глыбы—полугорсты, длительные движения которых получают свое отражение в сменах фаций, брахиоструктурах и сбросово-надвиговых деформациях третичного и, особенно, неогенового чехла.

Область, лежащая к северу и северо-востоку от отмеченной выше полосы, представляет собой по А. Т. Асланяну, эвгеосинклиналь. Это область развития малокавказских структур и фаций, часть которых покрыта неогеновым вулканогенно-осадочным чехлом*.

Она характеризуется по А. Т. Асланяну: а) исключительно широким развитием эфузивных и абиссальных гранитоидных пород, б) рудной минерализацией постмагматического происхождения, в) крайне ограниченным развитием пород нормально-осадочной фации, г) большими мощностями отложений, д) значительной распространностью складок линейного типа, е) относительно быстрым замыканием структурно-фациальных зон и т. д.

Отсюда ясна приблизительная северо-восточная граница погребенного жесткого герцинского массива.

Этот массив, независимо от его внутреннего строения,— megaантеклиналь, по нашему представлению, или глыба, антеклиза или какая-либо иная консолидированная структура—играл и играет роль срединного массива, предопределяя направление и типы альпийской складчатости в обрамляющих его глубоких прогибах Малокавказской эвгеосинклинальной области.

Судя по пологому залеганию слоев палеозойских отложений в долине среднего течения р. Аракс, палеозойский фундамент массива не испытывал не только существенной герцинской складчатости, которая выражена лишь пологим megaантеклинальным или сводообразным выпучиванием (А. А. Габриелян), но и альпийской складчатости.

В последующих фазах альпийского орогенеза этот мономегаантеклинальный свод, подобно ряду аналогичных ему структур (Мангышлак, Блек-Хилл, Унита), был осложнен (сначала?) на крыльях вторичной складчатостью и разрушен (в последующем?) более или менее согласными сбросами (параллельными простиранию вторичных бра-

* Подробнее об этом см. Центральное вулканическое нагорье.

хиструктур), большей частью концентрическими по отношению к центральной части свода.

В течение длительного периода эрозии в зонах концентрических разломов, разделяющих наклонные глыбы герцинского фундамента, были образованы широкие асимметричные моноклинально сбросовые долины и куэстоподобные гряды.

Долины, в зависимости от их морфоструктурных, гипсометрических условий и их расположения относительно окаймляющих массив морских бассейнов, оказались в той или иной мере выполненными отложениями палеогена, неогена и частично мела (?). Эти отложения в отмеченных долинах образуют ярко выраженные асимметричные складки, обнаруживающие перерывы и несогласия между отдельными стратиграфическими комплексами, отражающими унаследованность движений погребенных моноклинальных блоков-полугорстов. Движение блоков по вертикальной плоскости наклонных сбросов хорошо проявляется также постепенным уменьшением мощностей, перекрывающих блоки осадков чехла. Например, в долине р. Шагап, имеющей близширотное северо-западное простирание, борта которой выражены моноклинальными гребнями, сложенными палеозойскими отложениями Урцского и Кадырлинского блоков, отмечаются следующие структуры в чехле (см. блок-диаграмму Ааратской котловины, рис. № 38).

Выполняющие долину отложения палеогена образуют широкую асимметричную синклинальную складку. Отложения эоцена (лютегского яруса) достигают своей наибольшей мощности на северном склоне долины. К югу, т. е. по восстанию моноклинального крыла Урцкого блока, мощность отложений лютета постепенно уменьшается, а перекрывающие эоцен отложения олигоцена в этом направлении вовсе выклиниваются. На южном висячем крыле разлома, срезающего с юга Кадырлинский блок, т. е. на северном борту Шагапской синклинали, наблюдаются стоящие почти вертикально и даже несколько запрокидывающиеся к югу пласти палеогена (А. А. Габриелян, 1959).

Таким образом, в сущности мы имеем конкретное отражение глыбовых движений, происходящих в погребенных в палеогеновом чехле моноклинальных блоков палеозойского основания Урцкого и Кадырлинского блоков. В литературе эти структуры именуются антиклинациями, в действительности они являются моноклиналями или моноклиниориями, если включить в их состав вторичные структуры верхнеальпийского тектонического этажа.

Возьмем теперь случай, когда периферические блоки Армянской мегаантиклинали погребены под палеогеном и неогеном.

В Нахичеванской котловине наблюдается близмеридиональная, дугообразная в плане брахискладчатость в неогеновом чехле. Складки имеют ясно выраженные крутые флексуры и разрывы, очевидно отражающие движение по разломам, разделяющим погребенные моноклинальные блоки палеозойского основания*.

* Подробнее см. Среднеараксинские котловины.

Рассматривая положение вторичной складчатости, флексур, разрывов, надвигов, развитых в различных возрастно-фациальном-стратиграфических комплексах — мела, палеогена и неогена, в широком плане довольно легко выявить их связь с погребенными под ними дугообразно-концентрическими сбросами фундамента. Эти вопросы будут подробно освещены при описании морфоструктур Среднеараксинской зоны.

Из вышеизложенного можно прийти к заключению, что армянский срединный массив представлял собой герцинский, по-видимому, мега-антеклинальный свод. Во время альпийского орогенеза свод был подвергнут дизъюнктивным нарушениям и последующему дроблению на отдельные неравномерно перемещенные блоки. В течение длительного периода эрозии в зонах разрывов образовались широкие асимметричные моноклинально-сбросовые долины, ограниченные кuestоподобными грядами. В последующем отмеченные долины оказались в той или иной мере погружеными под трангрессивные отложения палеогена и неогена. Образование блоковых структур — дробление свода мы связываем с тангенциальными силами сжатия, возникшими в результате активного давления жестких форляндов, а также последующего обрушения свода со своим фундаментом, вызванным извержением колосальных масс вулканических продуктов из окаймляющих свод глубоких трещин земной коры.

Возникает вопрос, какова природа этого срединного массива в современной структуре и продолжает ли он существовать в качестве срединного массива?

Главной особенностью срединного массива является **его устойчивость**. В зависимости от времени возникновения и приобретения определенных качеств жестких (Центральный Анатолийский массив) или относительно жестких (Армянский массив) упоров, срединный массив так или иначе сохраняет в течение длительного периода геологического развития свои **основные структурные черты — упора и морфологические черты — равнины и плато**. Равнины могут превращаться в плато и, наоборот, плато в депрессии, выполняющиеся морскими, озерными отложениями и продуктами эфузивного магматизма. При последующих тектонических подвижках отложения чехла обычно образуют пологие деформационные структуры, увеличивающие свою интенсивность вдоль краевых частей погребенных блоков. Однако, в целом равнинный структурный рельеф сохраняется и срединный массив по-прежнему остается ограниченным гирляндами горных цепей, которые обладают совершенно другими структурно-геоморфологическими особенностями.

Хотя видимые границы герцинского свода — Армянского срединного массива — как-то смешались, сужаясь в периоды поднятия и дробления его на блоки, а его периферийные погружающиеся части, куда устремились компенсационные седиментационные массы моласс, несколько «поглощались» орогенами, тем не менее **массив в целом не**

утратил своих характерных качеств устойчивого упора и поныне. Ярким доказательством этого служит вергентность альпийских складок (в окаймляющих орогенах), обращенных в сторону массива, асимметричное строение крупных тектоно-вулканических массивов (Арагац), расположенных на стыке срединного массива с орогеном и, наконец, система надвиговых структур, очерчивающих границу глубоко погруженного, раздробленного, однако, сохраняющего в целом свою жесткость срединного массива.

В Нижне-Куринской впадине между Краевыми цепями Малого Кавказа и Талышскими горами гравиметрией выявлено крупное поле гравитационного максимума (с положительными значениями гравианомалий). Последующие исследования методом глубокого сейсмического зондирования (В. И. Куликов) подтвердили наличие Кюрдамирского поднятия герцинского (Е. Е. Милановский) возраста.

Кюрдамирский жесткий массив залегает под мощными, достигающими 5 км, отложениями плиоцен-четвертичного возраста. По предложению Е. Е. Милановского (1963), до начала плиоценовых опусканий на месте Кюрдамирского максимума существовал срединный массив, обтекаемый складчатыми структурами Большого и Малого Кавказа, прибавим и Талыш (С. Б.)*, который испытывал в мезозое и кайнозое (до среднего плиоцена) поднятие.

Поднятие имеет асимметричное строение. На востоке оно ограничено зоной разломов, по которой фундамент опущен до глубины 12 км. К западу, в сторону краевых цепей Малого Кавказа, предполагается его пологое погружение.

О геолого-тектоническом строении этого поднятия до сих пор имеются весьма предположительные суждения. Оно может быть остатком океанической впадины или континентальной платформы, не испытавшей когда-либо складчатости или древним палеозойским ядром, раздробленным на блоки. Тем не менее, несомненный факт существования здесь выступа жесткого фундамента, расположенного непосредственно под плиоцен-антропогеновыми отложениями, достаточен, чтобы сделать заключение о важнейшей роли его в образовании тектонических структур обрамляющих альпийских систем Малого Кавказа, Талыша и Б. Кавказа. Этот массив имеет такое же важное значение, как и Анатолийский, Армянский срединный массив или жесткие глыбы форляндов, которыми определены извилистые конфигурации горных цепей, тип и направление складчатых и разрывных деформаций и, следовательно, характер морфоструктур, окаймляющих этот массив горных сооружений.

Грузинская глыба (по А. И. Джанелидзе)

Грузинская глыба представляет собой горстоподобную часть Закавказского срединного массива (Е. Е. Милановский), который глубоко погружен в Колхидской и Прикуриńskiej низменностях. Ядро Грузинской глыбы получает свое структурное и гео-

* См. ниже.

морфологическое выражение в Дзирульском или Месхийском горсте, расположенному в центральной части водораздельного Сурамского хребта. Дзирульский массив, сложенный древнепалеозойскими (?) породами, в течение всего периода альпийского орогенеза сохранял свое устойчивое положение в то время, как остальные части Закавказского срединного массива в той или иной степени были вовлечены в погружение, особенно в лейасе. Последующие тектонические поднятия Дзирульского массива привели к консолидации вулканических толщ нижней юры, спаявшихся с Дзирульским горстом в более широкой области—Грузинской глыбе—в то время, как в зоне предгорных прогибов Аджаро-Триалетской системы, Малого Кавказа и Талыша продолжалось осадконакопление верхнеюрских толщ.

В дальнейшей истории своего геологического развития Грузинская глыба служила областью поднятия. В зоне узкого прогиба, отделяющего Грузинскую глыбу от Аджаро-Триалетской системы, продолжалось интенсивное осадконакопление преимущественно молассовых фаций палеогена и неогена. Таким образом, Грузинская глыба в узком смысле слова — это незатронутая неоген-четвертичными погружениями часть Закавказского срединного массива (Е. Е. Милановский, 1963).

В образовании структур северных краевых зон Аджаро-Триалетской системы Дзирульский горст и Грузинская глыба в целом играли существенную роль. В северных краевых прогибах Аджаро-Триалетии (Гурийский и Кавтисхевский прогибы) палеогеновые и неогеновые породы интенсивно дислоцированы. Собственно Аджаро-Триалетская система обнаруживает изоклинальную складчатость с опрокидыванием складок к северу, что сопровождается крутыми сбросами и надвигами, прослеживающимися вдоль почти всей Аджаро-Триалетской складчатой системы.

На участке стыка Дзирульского горста с Триалетской складчатой зоной наблюдается поперечная брахискладчатость и увеличение роли взбросов и надвигов, проявление новейшего вулканизма и активной сейсмичности (Е. Е. Милановский, 1963).

Горные сооружения Малоазиатско-Малокавказской орогенической зоны

Малый Кавказ Система северных, северо-восточных и восточных складчатых и складчато-глыбовых хребтов, ограничивающих Армянское нагорье от бассейнов р. Риони, среднего и нижнего течения р. Куры и нижнего течения р. Аракс, образует Малый Кавказ. В систему Малого Кавказа входят Аджаро-Имеретинский, Триалетский, Сомхетский, Базумский, Памбакский, Аргунийский, Севанский, Зангезурский, Муровдагский, Карабахский хребты и их отроги.

В отличие от других окраинных цепей — Понта и Тавра на Малом Кавказе отсутствует главный водораздельный хребет. В этой области прослеживается сложная система кулисообразно входящих друг в друг-

га антиклиналей, разделенных продольными межгорными синклинальными прогибами, в которые проникают верховья рек, принадлежащих бассейнам рр. Куры и Аракса.

Тектоническому строению Малого Кавказа посвящено много работ К. И. Паффенгольца (1948), Л. И. Леонтьева (1949), А. А. Габриеляна (1959), Е. Е. Милановского (1958), отдельные его зоны детально описаны П. Д. Гамкрелидзе (1949), А. Т. Асланяном (1958), Э. Ш. Шихалибейли (1960) и др. Новейшая тектоника Малого Кавказа освещена в работах Е. Е. Милановского (1962—1965), отдельные зоны — в работах Н. В. Думитрашко (1957, 1961), А. А. Габриеляна и Н. В. Думитрашко (1962), Б. А. Антонова (1959), Ш. А. Азизбекова (1964) и др.

Основываясь на указанных исследованиях, ниже даем краткую характеристику тектонических структур Малого Кавказа.

Мегаантиклиорий Малого Кавказа состоит из следующих основных структурно-фациальных зон:

Северная — Аджаро-Триалетская складчатая зона;

Центральная — Сомхето-Кафанская складчато-глыбовая зона;

Южная и юго-западная — Армянская складчатая зона.

Аджаро-Триалетская зона является, вероятно, непосредственным продолжением Восточно-Понтийской системы. Аджаро-Триалетская система имеет в целом широтное простижение, протягивается от долины р. Чорох и заканчивается у гор. Тбилиси. Далее на восток, структуры этой системы, быстро выполаживаясь, погружаются под неоген-четвертичные отложения долины р. Куры. Общая протяженность этой зоны превышает 300 км, ширина 60—80 км.

Аджаро-Триалетская система представляет сложный, веерообразно построенный антиклиорий, сложенный мощными вулканогенно-осадочными отложениями палеогена, а в зонах антиклинальных вздутий — мела. Общая мощность вулканогенно-флишевых отложений палеогена достигает 5—7 км.

Для Аджаро-Триалетской системы характерна довольно сжатая, иногда изоклинальная, линейная складчатость, отмеченная в зонах наибольших мощностей палеогена, и сундуично-коробчатая, ундулирующая складчатость в зонах развития меловых и относительно маломощных палеогеновых отложений. Аджаро-Триалетская зона ограничена с севера и юга крупными продольными взбросово-надвиговыми нарушениями, образующими иногда опрокидывание складок на север — в Грузинской глыбе и несколько более слабо выраженными на юге — в Артвино-Сомхетской глыбе (по П. Д. Гамкрелидзе).

В центральной зоне прогиба этого веерообразного антиклиория прослеживаются многочисленные продольные сбросовые нарушения. Поперечные же структуры в Аджаро-Триалетской зоне выражены весьма слабо.

Аджаро-Триалетская складчатая система является одной из характерных зон Малого Кавказа, где структурное строение в целом полу-

чает свое прямое геоморфологическое выражение в рельефе горных сооружений.

Сомхето-Кафанская зона. Южнее и юго-восточнее Аджаро-Триалетской зоны простирается Центральная зона мегаантиклиниория Малого Кавказа, отвечающая главному его альпийскому прогибу. Эта зона носит название Сомхето-Гянджинской или Сомхето-Азербайджанской (по К. И. Паффенгольцу), Сомхето-Карабахской (по Л. Н. Леонтьеву) или Сомхето-Кафанской (по А. А. Габриеляну). Эта тектоническая зона протягивается дугообразной полосой, начиная от долины р. Аракс, на расстояние более чем 350 км и погружается под эфузивные покровы Арсиано-Ахалкалакского нагорья, а затем, по нашему предположению, снова выходит наружу в бассейне р. Чорох — в системе Тыловых дуг Восточных Понтид — Артвино-Чорохской зоны.

Таким образом, рассматривая положение Сомхето-Кафанского антиклиниория в более широком региональном плане, мы предлагаем назвать его **Чорохско-Малокавказской антиклиниорной зоной**. Этот антиклиниорий в геоструктурном отношении представляет собой, по-видимому, наложенный на палеозойское основание альпийский прогиб, выполненный мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами — терригенного маломощного лейаса, мощного вулканического дoggера, переходящего кверху в вулканогенно-осадочные толщи мальма и карбонатного мела (местами титона).

В нашем представлении характерной особенностью современного тектонического строения Чорохско-Малокавказского антиклиниория являются более или менее консолидированные блоковые структуры, ограниченные разрывными, значительной частью сдвиговыми нарушениями. Каждый из этих блоков отличается индивидуальными особенностями структур, определяющих последующее развитие различных типов или комплексов морфоструктур в каждом из этих блоков. В северной, наиболее приподнятой области Чорохско-Малокавказского антиклиниория, в значительной степени перекрытой эфузивными покровами Арсиано-Джавахетского нагорья — назовем эту область **Чорохско-Храмской** или Артвино-Алавердской областью — прослеживаются брахиформные, сундучно-коробчатые, преимущественно широтные складки, разбитые многочисленными сбросами разного направления. Отмеченный тип складчатости и, вообще, тектоническое строение этой области обусловлено, вероятно, близостью палеозойского фундамента, разбитого на глыбы, «окна» которых в виде горстоподобных поднятий выступают в Храмском, Локском, Артивинском массивах и, вероятно, в Арсианском и Джавахетском массивах, погребенных под неогеновыми эфузивами.

Разнородные тектонические структуры, замаскированные на значительных площадях броней эфузивов и происходящие в них дифференциальные тектонические подвижки, обладают определенными геоморфологическими признаками, которые дают нам возможность анализа связей, намечающихся между поверхностью формой рельефа и глубинными структурами.

Скульптурные, большей частью инверсионные формы рельефа наблюдаются в свободных от лав пространствах долины р. Чорох.

Структурные и частью останцевые структурные формы рельефа наблюдаются (прослеживаются) в скрытых под эфузивами и недавно освободившихся из-под лав пространствах.

В наиболее выпуклой к северо-востоку и востоку области Сомхето-Кафанской структурно-фациальной зоны, расположенной примерно в междуречье рр. Акстев-Тертер (назовем ее **Акстев-Тертерской или Кировабадской (?) областью**), характерны относительно узкие, линейно вытянутые, иногда сильно смятые складки общекавказского СЗ-ЮВ простирания. Эти складки сложены преимущественно вулканогенными отложениями дотгера. К северо-востоку края этой области образуют местами флексурные изгибы, погружающиеся под интенсивно-дислокированные толщи палеогена и неогена Куринской впадины. Интенсивная дислокация верхнего структурного яруса рассматривается нами как результат образования или обновления разрывных нарушений, проходящих вдоль флексурных изгибов. Вдоль осевой части этой области прослеживаются диагонально секущие пликативные структуры, крупные сбросовые нарушения, к которым приурочены выходы оphiолитовых интрузий.

Характерной геоморфологической особенностью Акстев-Тертерской, уже в данном аспекте краевой зоны Малого Кавказа, является развитие в ней глубоких V-образных поперечных долин, базисы денудации которых представляют собой компенсационные краевые прогибы накопления современных моласс.

Для юго-восточной и восточной части Сомхето-Кафанской зоны—**Муровдаг-Кафанской области** характерна брахиформная складчатость нередко антикавказского, СВ-ЮЗ простирания. Складки общекавказского простирания в этой области оборваны поперечными сбросами. Преобладающими эрозионными формами рельефа этой области являются разделенные поперечными долинами моноклинальные гребни древних куэст.

Следующей структурно-фациальной зоной Малого Кавказа, непосредственно примыкающей к Армянскому вулканическому нагорью, является **Армянская интенсивно-складчатая зона**. В этой зоне развиты вулканогенно-осадочные, преимущественно палеогеновые породы, которые образуют систему кулисообразных, ундулирующих складок. В северной части этой зоны протягивается пояс изоклинальной складчатости, неоднородной на всем протяжении. На участках обнажения меловых пород последние образуют ряд прямых, слегка опрокинутых и сильно сжатых изоклинальных складок, сильно осложненных второстепенной брахискладчатостью.

В центральной части этой зоны проходит крупный Севано-Акеринский синклиниорий, выполненный неогеновыми трансгрессивными отложениями и осложненный продольными сбросовыми нарушениями и вторичной складчатостью неогенового чехла.

Западная часть этой зоны в основном погружена под эфузивы

Армянского вулканического нагорья. На ряде участков в эрозионных врезах бассейнов верховьев рр. Раздан, Азат, Арла и др. обнажаются интенсивные складчатые, разбитые сбросами разного направления структуры, сложенные третичными и меловыми породами.

На описанном общем фоне геотектонического строения мегаантеклиниория Малого Кавказа различные авторы дают, однако, различные схемы тектонического районирования, порой существенно отличающиеся друг от друга. Спорным остается вопрос относительно Кафанского комплекса, сложенного юрскими породами,— куда следует включить его: в Мисхано-Зангезурскую (Армянскую) зону, как это делают К. И. Паффенгольц, Л. Н. Леонтьев и др., или в Севанский оротектонический комплекс, как это делает А. Т. Асланян, или, наконец, в Сомхето-Карабахскую (Сомхето-Кафансскую) зону, как считают А. А. Габриелян, Т. Г. Магакьян, Е. Е. Милановский и др. Разногласия существуют и по вопросу о тектонической структуре самого Кафанского комплекса, сложенного юрскими, меловыми и палеогеновыми породами. Одни рассматривают его как крупный брахиантеклиниорий, осложненный на крыльях вторичной складчатостью (К. И. Паффенгольц, А. А. Габриелян и др.), другие— как полого-складчатый моноклиниорий.

Много противоречивых мнений, касающихся стратиграфии, возраста отдельных свит, интрузивных массивов, рудоносности и т. д.

Вопрос геологического строения Кафанского комплекса еще больше осложняется, если учесть наличие здесь как бы «инородного тела»—узкой меридионально вытянутой полосы (относимой условно к нижнему палеозою) девонских известняков, залегающих на вулканогенной толще огромной мощности, которые слагают ядро так называемого «шовного антиклиниория».

Отметим, кстати, что по всей Малоазиатско-Малокавказской области неизвестны достоверные палеозойские отложения в вулканогенной фации.

Выходы кембрия отмечаются на юго-восточной части Анатолии около Дерика, представленные доломитовыми известняками и сланцами (Н. Толун, 1952). Силур представлен также исключительно осадочными фациями—известняками, сланцами и развит лишь в приплатформенных участках Северного Ирака (около Чоламерик), на азиатском берегу Босфора и в Эрегли. Девон—всюду в западных Понтидах, во Внешнем Тавре, в классических разрезах Босфора, у подножья г. Арапат, в районе Резайе представлен только осадочными фациями. Нижний девон—кварцитами, граввуаками и известняками; средний девон—глинистыми сланцами, конгломератами и известняками; верхний девон—известняками, кварцитами, зелеными сланцами и другими метаморфизованными породами (Р. Фюрон, 1955, М. Блюменталь, 1946, Х. Памир, 1960).

Весьма характерно, и мы должны подчеркнуть это, что девонские отложения во время альпийских движений во многих местах были смещены на верхнемеловые и эоценовые пласты, образуя мощные надвиги

и покровы. Такой надвиг-покров Зикерикой, с амплитудой перемещения 14 км и протяжением 19 км, отмечается Ф. Байкалом и Э. Шапю (1946) в районе Босфора. Чешуйчатые надвиги и покровы девонских сланцев на мел и эоцен отмечаются П. Арни (1939), Ф. Байкалом (1950) с амплитудой смещения до 30 км в районе Килийского Тавра, М. Блюменталем (1946, 1948), С. Тромпом (1947) в зоне Тавра (1935) и т. д.

П. Арни (1939), Ф. Байкалом (1950), С. Тромпом (1947) отмечаются чешуйчатые надвиги и шарьяжи девонских сланцев на мел и третичные образования на южных перифериях Армянского Тавра. В Килийском Тавре М. Блюменталь (1948) списывает так называемый Хадымский покров с амплитудой смещения до 30 км и ряд других.

Некоторые новые представления и коррективы о тектоническом строении Малого Кавказа.

Анализ литературного материала и наших полевых наблюдений позволяет ввести в существующие схемы геотектонического районирования некоторые коррективы, которые на первый взгляд могут показаться умозрительными, не оснащенными

фактическим материалом. Однако эти коррективы дают возможность более четко определить границы описанных выше структурно-фациальных зон в пределах вулканического нагорья Армении, где эти зоны замаскированы неоген-антропогеновыми эфузивными и осадочными отложениями. Далее, они позволяют внести ясность в вопрос о положении Кафанского комплекса в оротектонической зоне Малого Кавказа, помочь разрешению многих спорных вопросов, касающихся тектонической зональности и характера развития «деформационных» структур и, наконец, дать более глубокое освещение морфологии рельефа Малого Кавказа в зависимости от структур и их новейших тектонических подвижек.

Наши соображения по вводу корректиков в существующие схемы тектонического районирования Малого Кавказа заключаются в следующем.

При общем дугообразном плане расположения этой зоны (Сомхето-Кафанской) граница ее с Армянским комплексом является изломанной и имеет резко выраженные перегибы, причем с палеогеновыми породами Армянского комплекса контактируют различные фациально-стратиграфические комплексы юры и мела.

Юра Сомхето-Кафансского комплекса вдается глубоко на запад, в палеоген Армянского комплекса, эшелонированно расположенными крупными трапецидами и клиньями. Амплитуды смещения западной границы юрского комплекса в западном направлении постепенно увеличиваются по мере движения на юг, начиная от верховьев рр. Шаххорчай, Хачинчай, Тертер и достигают своего максимума в Кафанском сегменте. Последний вовсе оторван от основных выходов юрского комплекса. Между юрой Нагорного Карабаха и юрой Кафанского сегмента расположена широкая Акеринская депрессия, выполненная неогеном.

Следующей примечательной особенностью этого комплекса является то, что отмеченные «клины» ограничиваются поперечными к простиранию пликативных структур **сдвиговыми нарушениями**. Эти нарушения в той или иной форме фиксируются на геологических картах К. Н. Паффенгольца и последующих исследователей. Исключение составляет только Кафанский блок, расположение которого в Армянской зоне остается загадочным. А. А. Габриелян высказал предположение, что в Кафанском сегменте также, вероятно, имеются блоковые смещения на запад*.

Характерно также и следующее обстоятельство. В Армянской зоне преобладающими типами структур являются линейно вытянутые нормальные складки СЗ-ЮВ простирации и продольные к их простиранию сбросовые нарушения. В Сомхето-Кафанской зоне, кроме отмеченных поперечных и диагональных, ограничивающих блоки сдвиговых нарушений имеются также характерные продольные нарушения вдоль фронтальных линий сдвинутых на запад блоков, которые почти всегда фиксируются надвигами и поддвигами.

Крутые надвиги юры на мел установлены в зонах Мровдагского и Карабахского хребтов (В. Е. Хайн, Л. Н. Леонтьев и др.). На северо-западе такой надвиг отмечается вдоль фронтальной линии Мургузского блока, ограниченного с севера нарушениями долины р. Агстев.

В течение длительного времени предполагалось (К. Н. Паффенгольц), что границей Сомхето-Карабахской и Севано-Акериинской (входящей в состав Армянского комплекса по А. А. Габриеляну) зон служит региональный, так называемый Главный Малокавказский надвиг первой на вторую. Впоследствии выяснилось, что за исключением вышеотмеченных сегментов, в наиболее выпуклой, центральной части дуги Малого Кавказа этот надвиг отсутствует.

Здесь намечается нормальное трансгрессивное залегание среднего эоцена Армянского комплекса на мезозой Сомхето-Кафанского комплекса.

Получается, что в этой **не затронутой сдвиговым нарушением** зоне Малокавказского мегаантеклиниория невозможно отделить отмеченные выше геоструктурные комплексы, т. е. Сомхето-Кафанный и Армянский, что складчатое сооружение Малого Кавказа от лейаса до среднего эоцена представляло собой итог развития единой альпийской геосинклинали, подвергшейся в последующем сдвигово-блоковым нарушениям (?).

Предполагаемые блоковые смещения улавливаются не только в крутых изломах дуги Малого Кавказа, но и в изменении направления и форм складчатости в сдвинутых блоках.

В незатронутой сдвигом «корневой» зоне мегаантеклиниория Малого Кавказа, в междуречном пространстве Агстев-Тертер, преобладающим типом структур являются довольно спокойно построенные линейные складки близширотного СЗ-ЮВ простирания.

* А. А. Габриелян, устное сообщение.

Гораздо более напряженной является складчатость в зонах смещенных Мровдагского, Карабахского и Кафанского блоков. Здесь развиты сжатые, короткие складки, имеющие нередко сундучно-коробчатое строение. Основное направление брахискладчатости — близмеридионально-юго-восточное (В. Е. Хайн, 1952—1959).

Но близ зон сдвиговых нарушений складчатость принимает юго-запад-северо-восточное (антекавказское) направление.

Резкие изменения направления складчатости и ее морфологии отнюдь не случайны. Мы оцениваем критически простую фиксацию антекавказской складчатости на тектонических картах Малого Кавказа, на которых только указывается, в каких структурно-фацальных комплексах развита эта складчатость и на основании этого устанавливается ее возраст.

Мы считаем возможным допустить предположение, что антекавказская, то есть СВ-ЮЗ складчатость, развитая в верхнеюрских и меловых породах, — важно напомнить, что в нижне-среднеюрском комплексе она отсутствует — возникла в последующих этапах альпийского орогенеза.

Весьма характерно, что антекавказской складчатости (СВ-ЮЗ простирации) подверглись также палеогеновые и неогеновые породы, распространенные в других структурно-фацальных зонах Малого Кавказа (Армянская зона) и вулканического нагорья.

Генезис и характеристика типов деформационных структур — наложенных структур чехла — Малого Кавказа

По нашим представлениям, основные причины складчатости антекавказского направления, а также других типов деформационных — наложенных структур надвигов, флексур и др. следует искать в движениях блоковых структур, зарождение которых началось до накопления верхнеюрских и меловых осадков.

В последующие фазы альпийского цикла отмечалось неоднократное обновление этих, большей частью сдвиговых нарушений, приведших к окончательному оформлению блоков в период возникновения фронтальных надвигов, сдвинутых на запад блоков.

Изменение направления складчатости и, особенно, ее морфологии (сундучные, коробчатые складки, флексуры и другие разновидности брахискладок) в верхнем структурном этаже осадочного чехла указывает, что смещения погребенных блоков происходят не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости. Наши исследования намечают ряд признаков складчатости осадочного чехла, которые отражают характер глыбовых смещений фундамента.

Резкое затухание коротких кулисообразных складок покрова указывает, что между блоками имеет место возрастание и уменьшение амплитуды шарнирного сброса, т. е. в какой-то степени происходит вращательное движение.

Четкообразное расположение асимметричных складок и крутых флексур намечает возможное вертикальное смещение блоков по наклонной плоскости.

Сгущение параллельных флексур — «гофрировка чехла» отображает чешуйчатое дробление блока и т. д.

Короче говоря, детальное изучение морфологии брахискладчатости чехла может дать важные диагностические признаки для геометрической и генетической классификации погребенных дизъюнктивов и их параметров.

К сожалению, при современном состоянии геологической изученности мы примиряемся с такими расплывчатыми, основанными иногда на чисто теоретических рассуждениях определениями дизъюнктивов, каковыми являются, например, глубинный разлом, разрывы, зона разломов и т. д.—определения, не дающие возможности распознать истинную природу тектонического строения области.

Важным критерием, указывающим на блоковые смещения и их возраст, может служить также прослеживание изломов в плане оphiолитовой зоны Малого Кавказа и ее морфологии.

Вопрос о возрасте оphiолитов остается пока спорным. К. Н. Пафенгольц, С. Б. Абовян обосновывают их верхнеэоценовый возраст; Т. Ш. Татевосян — верхнемеловой; Ш. А. Азизбеков, М. А. Каракай, В. Е. Ханин, Э. Ш. Шихалибейли — предверхне-сантона; А. Т. Асланян предполагает трехкратное их внедрение — в туроне-коньяке, верхнем сеноне и эоцене. А. А. Габриелян — двухкратное: в верхнем меле и предверхнем эоцене. Существует и другое представление (Э. Лан, Н. Пинар), что оphiолиты Понтийской зоны (к которой, очевидно, следует причислить и Малый Кавказ, С. Б.) не находятся в первоначальном интрузивном залегании и что контакты их с вмещающими породами являются тектоническими. Этую же точку зрения обосновывает для ультраосновной Севан-Муровдагской зоны А. Л. Книппер. В отличие от оphiолитов Понтийской зоны, оphiолиты Таврского комплекса имеют весьма крупные массивные выходы, располагаясь в коренном залегании и в совершенно иных структурно-фацальных условиях*.

Оphiолитовый пояс Малого Кавказа диагонально пересекает различные структурно-фацальные зоны юры, мела, палеогена. Вероятно, в области Малого Кавказа имеются оphiолиты как в коренном, так и во вторичном залегании, а разногласия относительно их возраста вызваны в известной степени тем, в каких зонах велись исследования.

Так или иначе, мы условно принимаем их возраст зг. верхний мел — средний эоцен. Рассмотрим особенности простирания гипербазитовых интрузий и их морфологию в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа.

В зоне Севанского хребта, начиная от мыса Арданиш до г. Гинал, прорывающие вулканогенный турон оphiолиты простираются в близшеротном — ЮВ направлении в виде довольно широких сплюснутых линзообразных тел. Затем, суживаясь (обрываясь?), они продолжаются в том же направлении в системе хребта Муровдаг.

Другая ветвь, образующая крутой изгиб, начинается от г. Гинал,

* Подробнее см. Внутренний и Внешний Тавр.

простираясь в близмеридиональном юго-восточном направлении вдоль Карабахского хребта. Офиолиты здесь принимают форму узких ленточек, линз и разнообразно разорванных и смешенных пачек.

Соответственно меняется и структура вмещающих их пород. В Присеванской зоне вулканогенный турон и трансгрессивно перекрывающие их известняково-мергелистые фации сенона образуют в целом довольно спокойную линейную складчатость. Напротив, меловые отложения в полосе, прилегающей к Мровдагскому и Карабахскому хребтам, дислоцированы весьма интенсивно, вплоть до образования изоклинальных складок и развития в них кливажа (В. Е. Хайн, 1952; Л. Н. Леонтьев, 1949). Изменению, дроблению и милонитизации подвержены также офиолиты.

Мы предполагаем, что на описанном отрезке излома офиолитового пояса происходило сложное сдвиговое смещение блока бассейна верховья р. Тертер на запад-юго-запад после внедрения офиолитовых интрузий.

Вероятно к этому периоду следует отнести образование фронтальных надвигов описанных выше блоков Сомхето-Карабахской зоны.

Теперь в свете описанных представлений попытаемся внести ясность в спорный вопрос о положении Кафанского комплекса в оротектонической зоне Малого Кавказа и о времени образования сдвигово-надвиговых нарушений.

Анализируя имеющийся литературный материал (включая детальные геологические съемки), мы пришли к выводу, что **нахождение фаунистически охарактеризованного осадочного верхнего девона на вулканогенной Шишкертской толще** следует рассматривать, как результат надвига, прослеживаемого по всему простиранию Хуступ-Гиратахского взброса. Отложения узкой полосы верхнего девона представляют собой эрозионный останец, своего рода экзотического утеса — клиппена, перемещенного сюда с запада со стороны средне-араксинской мегаантклинали. Отметим, что верхнедевонские аналогичные отложения в Урцских и Кадырлинских блоках также образуют асимметричные, опрокинутые складки. Разумеется в периферийных блоках эти смещения должны были выражаться более резко и с несколько большей амплитудой, как, например, отмеченные нами надвиги и шарьяжи в Тавридах.

В Зангезуре амплитуда смещения предполагаемого надвига также очень большая. Забегая несколько вперед, отметим, что в этом конкретном случае мы имеем не одностороннее, а двухстороннее движение, т. е. мы имеем в виду также сдвиг — подвиг Кафанского блока с востока на запад.

Верхнедевонские отложения, как было указано, перекрывают мощную вулканогенную Шишкертскую толщу и в свою очередь перекрываются верхнеэоценовой (?) вулканогенной толщей Багацар-Байбуган. Багацар-Байбуганская свита прорывается гранитоидными интрузиями Мегринского plutона. Эта покрышка (Багацарской свиты) пользуется широким развитием на интрузивах, особенно на северной

части плутона. О возрасте и фазности внедрения мегринских гранитоидов существуют многочисленные точки зрения. Дотретичный или частично дотретичный (П. С. Саакян, А. Т. Асланян), верхнеэоценовый (С. С. Мкртчян, А. Л. Додин, М. А. Литвин, А. А. Адамян, А. А. Габриелян, Ю. Каждан и др.), послеолигоценовый, домиоценовый (Ш. А. Азизбеков), нижнемиоценовый (С. А. Мовсесян, К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой), верхнемиоценовый (И. Г. Магакьян).

Радиологические исследования Р. Х. Гукасяна и Б. М. Меликsetяна (1965) в целях определения абсолютного возраста Мегринского плутона дали следующие результаты: Мегринский плутон представлен двумя многофазными интрузивными комплексами: 1) габбро-монцонитово-гранодиоритовым, имеющим верхнеэоценовый возраст; 2) гранитовым, имеющим нижнемиоценовый возраст. По данным этих авторов, Багацарская толща имеет верхнеэоценовый возраст. Вмещающая базальт вулканогенно-обломочная Шишкертская толща (перекрытая останцем девонского покрова) имеет нижнеэоценовый возраст.

Отметим, что авторы имеют в виду возраст метаморфизма. А между тем метаморфизм служит одним из основных критерииов почти у всех исследователей для отнесения этой и подобной ей толщ — к древнему палеозою, например, метаморфизованные породы Цахкуняцкого хребта. Мы внимательно изучали описание различных разрезов Шишкертской толщи. Они у различных исследователей принимают различный вид. Очень трудно коррелировать выделенные свиты по их мощностям, литолого-петрографическим особенностям, выдержанности по простирианию и в вертикальном разрезе и т. д.

Во всех описаниях разрезов наблюдается тенденция усилить, подчеркнуть метаморфизацию пород с целью превратить эту вулканогенно-осадочную метаморфизованную толщу в древнюю метаморфическую толщу. Весьма часто мы встречаем термин кристаллический сланец. Известно, что кристаллический сланец — это порода, происшедшая из глинистого сланца, обладающая характерной сланцеватостью, но у которой отдельные слои имеют один и тот же минералогический состав. (Г. Д. Ажгирей, 1956). А в описаниях одних и тех же свит мы встречаем всевозможные ассоциации минералогического состава в зависимости от того, в какой лаборатории определена порода. Во всех, или почти во всех выделенных свитах описывается скопление свежего вулканического материала (порфиры, диабазовые порфиры, туфоконгломераты, аплитовые дайки и т. д.), в то время как в метаморфической древней толще они должны быть метавулканическими или метаизверженными с характерными для них критериями. Во многих свитах описываются пачки, линзы, слои то рифогенных известняков, то рассланцованных тлинистых известняков, то сахаровидных мраморов, и трудно определить, каково их стратиграфическое положение, к какой свите их причислить.

Из вышеизложенного становится очевидным, что в разрезе Шиш-

кертской вулканогенно-осадочной толщи мы имеем не метаморфическую толщу, а вторичные структуры сланцеватости, различные типы кливажей, милонитизации, окварцевания и другие явления динамометаморфизма, вызванные мощными сдвигово-взбросовыми нарушениями.

Шишкертская толща прослеживается на юг в Мегринском ущелье р. Аракс, в районе с. Нювади, Алдара, где в основании этой толщи залегают мощные конгломераты (С. С. Мкртчян, А. А. Адамян). Этую свиту также относят к палеозою на основании ее фациального перехода в Шишкертскую свиту*.

Имеется попытка приписывать этой свите нижнепалеозойский (ордовик) возраст (Р. А. Аракелян), на основании аналога с породами Цахкуняцского (Мисханского) комплекса, заключено спорного возраста**. Более того, Р. А. Аракелян приходит к выводу о наличии здесь протерозойского интрузивного магматизма, представителем которого он считает не подтвержденную метаморфизму Малевскую кислую интрузию, внедренную в эту толщу. Однако, все эти выводы не подкреплены фактическим материалом.

Итак, Шишкертская вулканогенно-обломочная толща, как нам представляется, не может быть палеозоем.

В связи с этим придется пересмотреть имеющееся представление о глубинном характере Хуступ-Гиратахского разлома. Фактически здесь обыкновенное нарушение взбросового типа, амплитуду смещения которого следует исчислять по плоскости взброса между контролирующими толщами Хуступской — осадочной, неокомского возраста и Шиш-

* Исследования Ж. Стёклика (1965) и А. Дюбертре (1965) показали, что метаморфические толщи Центрального Ирана, а также системы Загросса (по данным И. Ганссера) имеют мезозойский возраст (на основании обнаруженной на различных участках развития метаморфических толщ юрской фауны и флоры).

Основываясь на старых литературных данных о метаморфической толще Иранского Карадага, Ж. Стёкли приписывает ей условно палеозойский возраст, предполагая возможную ее связь с метаморфическими породами Зенджана — системы Эльбурса.

Однако в своем докладе «Тектоника Ирана», прочитанном на международном геологическом коллоквиуме по тектонике альпийской складчатой области, состоявшемся в 1965 г. в Тбилиси, Ж. Стёкли подчеркнул, что система Эльбурса по своему тектоническому строению и истории геологического развития не имеет связи с Центральным и Северным Ираном. Следовательно, неисследованные им метаморфические серии Иранского Карадага являются, вероятно, литолого-стратиграфическими аналогами метаморфических пород Центрального и Северного Ирана.

** Кстати, интересно отметить, что кристаллические сланцы и мраморы Восточной Анатолии (Внутреннего Тавра и тыловых дуг Восточных Понтид — Байбурт-Артвинская зона бассейна р. Чорох), считающиеся до сих пор палеозойскими, имеют мезозойский возраст. По данным абсолютной геохронологии возрастом кристаллических сланцев считаются 50—60 миллионов лет. Маастрихт залегает на сланцы согласно, без базальных конгломератов в основании.

Согласное залегание известняков кампан-маастрихта на мраморах отмечается в Артвинско-Чорохской зоне. Вероятным возрастом мраморов считается нижний мел — верхняя юра (И. Кетин, «Тектоника Малой Азии» доклад на Тбилисском международном коллоквиуме альпийской складчатой области, 1965 г.).

кертской вулканогенно-обломочной верхний мел-нижнеоценового возраста.

Становится понятным, почему в Кафанском блоке сдвиговые нарушения не отмечены на геологических картах. Это объясняется тем, что они скрыты под отложениями олигоцена и неогена (амулсарская и горицкая толщи). Открыта только фронтальная линия сдвинутого на запад блока, где четко прослеживается Хуступ-Гиратахский поддвиг.

Хуступ-Гиратахский поддвиг простирается в близмеридиональном направлении до границ развития юрских и меловых пород в контакте с палеогеновыми и неогеновыми вулканогенными толщами Сюникского нагорья. Здесь (в ущелье р. Воротан) нарушение обрывается так же, как и все субмеридиональные брахиструктуры Кафанского комплекса. Оси ряда складок приближаясь к долине р. Воротан, образуют крутые завороты. Мы полагаем, что отдельные участки ущелья р. Воротан приурочены к сдвигу, проходящему по северному борту Кафанского блока.

Всякие построения о продолжении Хуступ-Гиратахского, так называемого глубинного разлома на север с причленением его блуждающего конца либо к Присеванскому оphiолитовому поясу, либо к разрывам Гегамского нагорья, через Ехегнадзор, либо к оphiолитам Азна-бюрт-Веди—Армянохребетского (Агридаг) пояса являются не менее гипотетическими и претендуют на правомерность не больше, чем высказанные выше соображения по этому вопросу.

Хуступ-Гиратахский поддвиг на юге переходит долину р. Аракс и продолжается по глубокому ущелью р. Ванистан-чай, правому притоку р. Аракс. Здесь проходит контакт между гранитоидами и метаморфизованными сериями пород. (Данные геологической карты, составленной группой геологов нефтяной компании Ирана Н. К. И., 1964). Вскоре разлом обрывается, упираясь в довольно широкую, субширотно вытянутую полосу северного предгорья Иранского Карадага, где фиксируются миоценовые отложения (Внидебонские слои). Большая часть поверхности рельефа Иранского Карадага сложена неогеновой вулканогенной толщей и эфузивными покровами вулкана Сахенд.

На южных склонах Карадага широко развиты подстилающий неоген, верхнемеловые интенсивно дислоцированные породы, которые далее к югу погружаются под морские и вулканогенные отложения миоцена. Вероятно, предполагаемый сдвиг по южному борту Кафанского блока проходит примерно в зоне развития внидебонских слоев по северным склонам Иранского Карадага.

Описанная сложная система сдвиговых блоков могла бы образоваться только при наличии жесткого субстрата форлянда, края которых соприкасаются со складчатой системой альпийского прогиба Малого Кавказа. Таким массивом является описанное нами Вандамское или Кюрдамирское поднятие.

Роль срединных массивов в образовании гирлянд главных альпийских структур уже известна. Следует выяснить дальнейшее их воздействие в оформлении огибающих массивов вторичных структур.

Мы уже отмечали, что в период верхнеальпийского тектогенеза, начиная с олигоцена и миоцена, срединные массивы Анатолии подвергались значительному поднятию и тектоническим нарушениям. В непосредственно примыкающих к массивам областях образовалась сложная система брахискладчатости, флексур и надвигов, обусловленных прерывисто-поступательными движениями со стороны форляндов платформенного субстрата и сопротивлением поднимающегося срединного массива или их отдельных глыб (см. ниже). Характерные краевые флексуры, меридиональная брахискладчатость и сбросовые нарушения описаны Р. Фюроном (1950), Е. Шапю (1935—1936), Н. Эгераном (1947), Э. Ланом (1947—1949) и др.

Аналогичные краевые складки вокруг или внутри раздробленного на блоки Среднеараксинского массива фиксируются в бассейнах р. Веди, Азат и в Нахичеванской котловине. Широко развиты здесь надвиговые нарушения с общим выдвижением масс с востока на запад. Строение этих складок подробно описано в работах К. Н. Паффенольца, Ш. А. Азизбекова, А. Т. Асланяна, А. Г. Габриеляна, Е. Е. Милановского и др. Причинная зависимость морфологии этой складчатости покровного чехла от движений погребенных глыб Армянского срединного массива будет подробно разобрана в региональной части нашей работы.

Очевидно приблизительно такую же роль играет Кюрдамирский (Вандамский) срединный массив, который совместно с предыдущими располагается в единой зоне альпийского тектогенеза Малоазийско-Закавказской области.

Однако, воздействие Кюрдамирского массива на огибающие его горные сооружения Малого Кавказа ощущается в образовании несколько иных форм деформаций, выраженных, главным образом, в блоково-сдвиговых нарушениях.

Такое различие зависит, очевидно, от особенностей морфологии Кюрдамирского срединного массива и его геотектонического строения, о которых мы имеем пока весьма приблизительные сведения.

Описанная нами схема блоковых движений Сомхето-Кафанской зоны с постепенно увеличивающимися к юго-западу амплитудами смещения по мере движения вдоль оси зоны на юго-восток может указать только векторальное направление движущей силы. У нас нет прямых указаний на относительные движения блоков, особенно, по вертикальной плоскости. Лишь для Кафанского сегмента мы предполагаем вероятный поддвиг.

Поэтому трудно представить морфологию и структурное строение этого погребенного жесткого срединного массива, в результате воздействия которого (в процессе его поднятия или опускания?) были образованы описанные выше блоковые сдвиги.

Для нас остается неясным генезис изоклинальной складчатости палеогенового комплекса Талышской системы и, особенно, разорванных надвигами и опрокинутых в сторону Каспийского моря складок неогенового комплекса. Неизвестно, обусловлены они поддвигом Аста-

ринской глыбы или же тангенциальным сжатием предполагаемого нами гипотетического жесткого массива, расположенного на месте занятой ныне неогеновыми отложениями равнин бассейна р. Карабу и вулканогенными плато массива Севелан?

Новые положения, выдвинутые нами вводят существенные корректизы в имеющиеся схемы тектонического районирования Малого Кавказа и базируются:

а) на зависимости форм и типов альпийских структур от зажимающих их «тисков» срединных массивов;

б) на учете сложных дифференциальных движений глыб, погребенных под кайнозойским чехлом, образовавшихся в результате дробления срединных массивов в позднеальпийском тектоническом цикле.

Мы убеждены, что, основываясь на этих принципах и методах структурно-фациального анализа, можно составить новую схему тектонического строения Малого Кавказа, в которой получат естественное объяснение многие спорные вопросы, касающиеся тектонической зональности и истории развития структурных этажей, будет выяснен ряд загадочных положений. Нам кажется, что различия в тектонических схемах районирования Малого Кавказа в известной степени связаны с субъективным восприятием скопившегося фактического материала геологами-тектонистами, которые при составлении этих схем руководствовались излюбленными для них геотектоническими теориями или классификациями.

Что касается собственно Армянского нагорья, особенно вулканического нагорья, то мы постараемся осветить затронутые вопросы путем структурно-геоморфологического анализа.

Горные цепи Малой Азии имеют альпийский

Тектоническое строение горных систем Анатолии и возраст. По своему тектоническому строению и морфоструктурным особенностям их можно разделять на следующие крупные единицы:

и западной части Армянского нагорья. 1. Окраинные горные дуги. В них входят Понтиды и краевые складки Армянского (Внешнего) и западного Тавра.

2. Внутренние горные массивы — системы хребтов Центрального и Внутреннего Тавра и северных отрогов Армянского Тавра, которые мы называем Тавридами.

3. Горные массивы и плато Армянского вулканического нагорья.

Геолого-тектоническое строение этих областей, особенно первых двух, освещено в работах П. Арии (1939), М. Блюменталя (1946), Э. Шапю (1935), Е. Лана (1947), Н. Эгерана (1947), Р. Фюрана (1955), С. Тромпа (1947), Н. Пинара и Е. Лана (1956), К. Неберта (1961), И. Кетина (1965), Э. Крауса (1965) и др.

Из первых обобщающих работ, посвященных тектоническому строению Анатолии и его положению в Средиземноморском поясе альпийских систем, наиболее ценной является работа П. Арии (1939). Эта работа, в основу которой положен современный метод исследований — структурно-фациальный анализ, послужила серьезным стиму-

лом для дальнейших тектонических исследований Турции и сопредельных областей Сирии, Ирака, Ирана. И хотя многие тектонические построения в схеме П. Арни считаются уже устаревшими, однако собранный им из многочисленных разрозненных источников материал и его обобщение в рамках более или менее единых структурно-геологических комплексов является ценным вкладом в познание тектонического строения Анатолии.

П. Арни выделяет следующие оротектонические комплексы:

1. Краевые складки Анатолии и Ирана.
2. Ираниды.
3. Тавриды.
4. Анатолиды.
5. Понтиды.

1. **Краевые складки Ирана и Анатолии** образуют широкую дугообразную зону передового прогиба форлянда Сирийско-Аравийской платформы*. Она начинается очень слабо нарушенным неогеном в окрестностях Мосула и простирается до районов Мардин и Сиирт. Эта зона занимает область широтного предгорного прогиба, выполненного отложениями мезозоя и кайнозоя, мощность которых достигает нескольких километров. Нижнетретичные отложения, по данным П. Арни, достигают здесь наибольшей, известной где-либо на земном шаре мощности. Р. Фюрон (1955) описывает стратиграфический разрез этого прогиба в районе Диарбекир. Здесь отмечаются последовательно залегающие отложения триаса, лейаса, байоса, нижнего мела, сеномана, турона, кампана-маастрихта, палеоценена, лютета, олиоценена, миоцена общей мощностью в 3,5—4 км. Таким образом, несмотря на некоторый стратиграфический перерыв между отдельными формациями, в зоне прогиба, описанной нами, отмечается почти единый цикл осадконакопления, начиная от триаса до верхнего плиоцена включительно.

Основные фазы складкообразования в этой зоне отвечают только верхнеальпийскому этажу. Главными из них, по П. Арни, являются послемиоцен-предплиоценовая и послеплиоцен-четвертичные фазы. Основной формой складчатости являются широтные кулисообразные складки, осложненные на крыльях сбросовыми нарушениями, флексурами и надвигами. В некоторых районах даже плиоценовые слои образуют опрокинутые к югу асимметричные складки (район Диарбекира). В других районах, на севере Ирака (район Джеб-эль-абд-эль-Азиз) складки переходят в крутые флексуры и надвиги со смещением масс к северу.

С крупными продольными нарушениями этой зоны связаны мощные излияния четвертичных базальтов, образующих обширные плато в районах Диарбекир, Урфа, Джизре и др.

2. **Ираниды.** К ним принадлежит основная складчатость системы Загрос, с которой П. Арни связывает антиклинальные структуры Внешнего (Армянского) Тавра, называя их также Иранидами. Всю эту зону

* Этую дугообразную волну складок иногда называют Ирако-Сирийской складчатой зоной (Ахмед Хейми Хилал, 1959).

Армянского Тавра, Курдистанских гор и Северного Загроса П. Арни называет чешуйчатой зоной Восточной Анатолии и Ирана.

Образование чешуйчатых структур — Иранид П. Арни связывает с верхнемеловыми тектоническими движениями, с дальнейшим усилением их в эоцене и, особенно, в олигоцене. Чешуйчатыми структурами охвачены все породы антиклинария Армянского Тавра, от фузулиновых известняков и кончая олигоценом предгорий. В гигантском веере Армянского Тавра чешуйчатые надвиги наблюдаются, как на южном, так и на северном склонах (см. рис. № 15).

Важнейшим элементом тектоники этой области являются продольные глубинные разрывные нарушения и приуроченные к ним выходы офиолитовых интрузий.

3. **Тавриды.** Эта система, по П. Арни, занимает наиболее широкую зону Центральной Анатолии и Армянского нагорья.

Огибая с юга срединные массивы, часть которых приобщена к системе Таврид, эта зона, по П. Арни, простирается далее на восток, занимая бассейн рр. Евфрат и Аракс и затем, проходя под вулканическим массивом Аракат, сворачивает к юго-востоку, входя в зону северных и центральных плато Ирана. Тавриды характеризуются развитием складчато-глыбовых структур, сложенных палеозойскими и мезозойскими породами. Третичные породы в этой системе имеют относительно ограниченное развитие по сравнению с Иранидами. Миоцен выражен трансгрессивными морскими и озерными фациями с лепидоциклическими известняками в основании. Значительное место занимают также неогеновые вулканические продукты — пирокластолиты и лавы.

Основные фазы горообразования начинаются уже в среднем мезозое. Верхнеальпийские тектофазы были выражены, главным образом, эпейрогенетическими нарушениями, оформившими глыбовые структуры этой системы. Важное место в структурах дробления занимают гипербазитовые интрузии, приуроченные к глубинным расколам земной коры.

4. **Анатолиды.** Эта система, по П. Арни, занимает промежуточное положение между Тавридами и Понтидами, сохраняя с ними (и даже с Иранидами) известную генетическую связь.

В Западной Анатолии у Анатолидов отмечается тенденция к объединению в единую систему, в Центральной же Анатолии система эта разобщена срединными массивами.

Характерными структурно-фацальными особенностями этого комплекса, по П. Арни, является развитие в нем мощных флишевых толщ с прослойями радиоляритов и линз, известняков верхнемелового и нижнеэоценового возрастов. Третичные слои также имеют характерную особенность — тенденцию к развитию в нижних горизонтах угленосных свит, а в верхних — гипсоносных. Миоцен обладает значительной мощностью и включает характерные для него гипсоносно-угленосные фации.

Тектонические движения в Анатолидах начались еще в нижней юре. В меле в зонах узких прогибов начали откладываться флишевые серии, которые претерпели интенсивную складчатость в олигоцене.

В миоцене тектонические подвижки имели локальный характер и проявлялись преимущественно в виде разрывных нарушений, вызвавших мощный вулканический пароксизм. Большие массы пирокластолов и лав андезито-травянистого состава покрыли огромные площади центральной части Анатолид. Излияния и извержения продолжались до плиоцена включительно. Анатолиды, по П. Арни, протягиваются до северного Ирана и соединяются с системой Эльбурс.

5. Понтиды. В этой системе развиты преимущественно флишевые и вулканогенные фации мела и, в значительной степени, палеогена. Это широкая складчатая зона, дугообразно огибающая Анатолиды с севера. Понтиды ограничиваются от Анатолид глубоким расколом земной коры (Пафлагонийский шов, рубец, по Е. Новаку, 1928—1933), простирающимся от Босфора до долины р. Чорох.

В Понтидах широко развиты продольные сбросовые нарушения, прослеживаемые вдоль береговой полосы Черного моря. Часть этих нарушений представляет собой чешуйчатые надвиги, обращенные к Черному морю.

По мере развития геологических знаний касательно территории Турции проявились многие слабые стороны тектонической схемы П. Арни.

Н. Шредер (1944), изучавший геологическое строение Ирана, подверг серьезному сомнению тектонические построения П. Арни, касающиеся простирания структур Анатолид и Таврид в Иранском нагорье. Он отвергает точку зрения П. Арни относительно связи системы Эльбурс с искусственно созданной структурной зоной «Анатолид», а также о связи орогенической зоны Таврид с платформенной областью Северного и Центрального Ирана.

Р. Фюрон (1953) доказал, что промежуточный структурный комплекс системы так называемых «Анатолид» в действительности не существует. Часть этого комплекса по своему структурно-геологическому строению и истории развития принадлежит к системе Восточных Понтид, а часть — к системе Таврид.

Что касается Таврид и Иранид (по П. Арни), то здесь также имеется целый ряд гипотетических и искусственных построений. Например, систему Внутреннего Тавра П. Арни продолжает в Иранском Азербайджане, тогда как Внешний Тавр, имеющий почти аналогичное Тавридам геолого-тектоническое строение, соединяет с системой Загрос. Р. Фюрон пришел к совершенно определенному выводу о том, что следует вообще отказаться от термина «Анатолиды», а в Тавридах выделить только один, единый структурно-фаунистический комплекс. Р. Фюрон предложил свою новую тектоническую схему Турции, в которой он выделяет следующие крупные структурно-фаунистические и геоморфологические единицы: 1. Понтиды. 2. Тавриды. 3. Древние герцинские срединные массивы. 4. Краевые складки, огибающие срединные массивы. 5. Зоны крупных разрывных нарушений.

Схематический разрез основных структурных единиц Анатолии с севера на юг, по Р. Фюрону, сводится к следующему:

а) южная часть бассейна Черного моря; б) цепь Понтид; в) область верхнемеловых и эоценовых вулканических излияний; г) вулканическая зона и Северо-Анатолийский сброс; д) возвышенные плато Анатолии (Восточно-Эгейский и Галатский герцинские массивы); е) вулканическая зона от Эгейского моря до Эрджиаса и Армении; ж) цепь Таврид; з) краевые складки Аманус и Кипр; и) краевой прогиб Месопотамии; к) Аравийский щит.

Схема П. Арии подверглась критике также со стороны С. Тромпа (1947), М. Блюменталя (1946), К. Неберта (1961) и др.

Следует отметить, однако, что тектоническая схема П. Арии, как бы по традиции, время от времени отражается в той или иной степени в отдельных геолого-тектонических построениях Турции.

Так, на тектонической карте Турции, составленной МТА под редакцией Н. Эгерана и Э. Лана (1944), выделяются геоструктурные единицы П. Арии (Понтиды, Анатолиды, Тавриды и Ираниды), однако в весьма сложном и запутанном сочетании с истинными структурно-фацальными комплексами. На другой тектонической картосхеме, составленной Н. Пинаром и Э. Ланом (1955), выделяются уже три комплекса складок: Северо-Анатолийские, Южно-Анатолийские и промежуточные (поперечные).

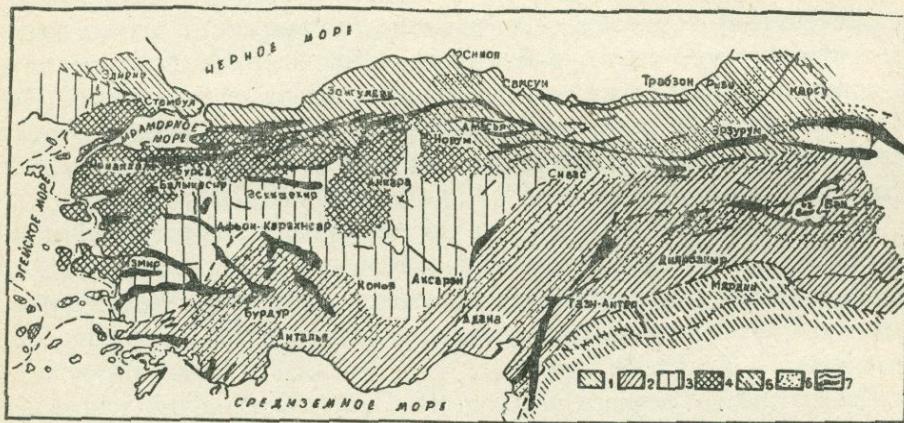


Рис. 2.

На карту распространения неоген-четвертичного вулканизма Анатолии, составленной И. Вестервельдом (1957), механически перенесены контуры геоструктурных зон П. Арии, хотя последние и не согласуются с развитием единого в возрастно-генетическом отношении эфузивного комплекса Армянского нагорья, покрывающего почти все структурные зоны П. Арии (см. рис. 27).

Свообразна точка зрения И. Кетина относительно тектонического строения Турции (1959). По его мнению, в Анатолии отмечались почти все известные орогенические этапы геологического развития Зем-

ли. Он выделяет 15 типовых районов Турции, где отмечались докембрийская, каледонская, раннегерцинская, позднегерцинская, раннеальпийская (киммерийская), австрийская, субгерцинская, ларамийская, раннепиренейская, среднепиренейская, позднепиренейская (или гельветская), савская (или скифская), аттическая, роданская и пасаденская (или валахская) фазы. Выделение этих многочисленных фаз обосновывается исключительно стратиграфическими несогласиями отдельных толщ и свит, имеющих в основании базальные конгломераты. Затем, группируя сводные стратиграфические колонки различных участков Турции, И. Кетин выделяет 4 крупные тектонические зоны: 1. Северо-Анатолийскую или Понтскую. 2. Внутренне-Анатолийскую или зону Анатолид. 3. Южно-Анатолийскую или зону Таврид. 4. Южно-Анатолийскую зону краевых складок.

Отмеченные тектонические зоны, по его мнению, имеют различную орогеническую эволюцию.

1. Северо-Анатолийские хребты или Понтиды, в состав которых И. Кетин включает древний массив Фракии (?), С. Б.), считаются зоной активного проявления каледонской и герцинской складчатости. В этот структурный комплекс он включает и всю систему Восточных Понтид, вплоть до Аджаро-Имеретинских гор. И. Кетин считает, однако, что помимо этих фаз здесь происходили также значительные альпийские движения (пиренейская фаза).

2. Внутренне-Анатолийские хребты или Анатолиды образовались в эпоху ларамийской фазы, затем последовала пиренейская фаза. Найдясь в центральной части Анатолийской геосинклинали, эта зона являлась устойчивой областью в течение всего третичного периода. В отмеченную зону И. Кетин включает срединные массивы Анатолии, сформированные, по его мнению, в результате не герцинской, а лишь ларамийской складчатости, а также их краевые складки и северные дуги Внутреннего Тавра (Эшексырт—Чорохская зона).

3. Южно-Анатолийские хребты или Тавриды. В состав этой зоны И. Кетин включает также часть Иранид П. Арни, Армянский Тавр и Курдистанские горы. По его данным, альпийский орогенез в этой зоне начался с австрийской фазы в системе Внутреннего и Армянского Тавра и с ларамийской фазы — в системе Западного и Килийского Тавра. Отдельные орофазы отмечались в конце олигоцена и начале миоцена.

4. Зона Южно-Анатолийских краевых складок (зона передового прогиба Анатолийской геосинклинали). В этой зоне И. Кетин отмечает непрерывный разрез от кембрия до четвертичных осадков, что вызывает наши сомнения. Альпийский орогенез в этой зоне начался в третичное время и продолжался отдельными фазами пароксизма в миоцене, плиоцене, вплоть до валахской фазы включительно.

Таким образом, по представлению И. Кетина, орогеническая эволюция Анатолии происходила последовательно с севера на юг. Главные горные сооружения в Северной и Северо-западной Анатолии образовались в начале мезозоя, в Центральной Анатолии — в конце мезозоя, в

Тавридах — в третичное время до конца миоцена, а краевые складки сформировались в плиоцен-четвертичный период.

Проявление каледонской складчатости в зоне краевых складок, в районе Дерика и Хакьярийских гор И. Кетин считает исключением (? С. Б.).

Эти представления находятся в противоречии с фактическим материалом по геолого-тектоническому строению Турции, краткий обзор которого мы изложили выше, и являются шагом назад в сравнении с данными предыдущих исследователей, включая и первую попытку П. Арии по геотектоническому районированию территории Турции и Передней Азии.

Достаточно отметить, что в общей орогенической системе Понтид проявляются явно различные фациально-возрастные и структурные комплексы Западных и Восточных Понтид, которые ни в коем случае нельзя включить в единую оротектоническую зону (подробно см. ниже) или срединные массивы Анатолии с орогеническим комплексом тыловых дуг Восточных Понтид и северо-западных отрогов Внутреннего Тавра. Очень сомнительны также выводы И. Кетина относительно существования единой зоны передового прогиба Сирийско-Аравийского форлянда, от кембрия до четвертичного периода.

Впрочем сам И. Кетин в дальнейшем, по-видимому, отказался от этих искусственных построений при составлении макета тектонической карты Анатолии совместно с Э. Ланом для тектонической карты Европы (1965)*.

В изданную недавно Международным геологическим конгрессом тектоническую карту Европы, составленную по принципу структурно-фациально-возрастного расчленения по отдельным тектоническим этапам, входит и большая часть Анатолии (авторы И. Кетин и Э. Лан). Описанные тектонические подразделения И. Кетина и П. Арии здесь вовсе не учтены.

При изучении структурной геоморфологии Армянского нагорья и прилегающих областей Анатолии и Ирана, мы заметили, что для этих территорий нет еще единой общепризнанной и достаточно аргументированной схемы тектонического районирования. Очевидно, наиболее приемлемыми следует считать схемы Р. Фюруона (1955), Р. Штауба и Ф. Махачека (1928) с учетом ряда важных обоснованных дополнений и изменений, опубликованных в последних работах М. Блюменталя, Н. Пинара, С. Тромпа, К. Неберта и др.

Суммируя имеющиеся представления о геотектоническом строении Анатолии и Армянского нагорья, мы можем выделить следующие основные крупные структурно-фациальные комплексы:

1. Передовые и межгорные альпийские прогибы, заложенные на древнем жестком субстрате.

* Отметим однако, что в своем докладе «Тектоника Малой Азии», прочитанном на Международном коллоквиуме Альпийской складчатой области, происходившем в г. Тбилиси в 1965 г., И. Кетин снова возвратился к своей старой схеме тектонического районирования Турции. (См. ж. «Геотектоника», № 4, 1966).

2. Герцинские срединные массивы, частично раздробленные в альпийском цикле, местами перекрыты мезокайнозойским чехлом и окаймленные гирляндами альпийских складок.

3. Внешние складчатые цепи гирлянд Понтийской, Малокавказской систем и краевых складок Армянского Тавра, сложенные в основном вулканогенно-осадочными грубообломочными, нередко флишевыми формациями мезо-кайнозоя, которые собраны в кулисообразно чередующиеся складки. В этот комплекс внедрено большое количество гранитоидных, в основном третичных интрузий, среди которых отмечаются колоссальные по своим размерам батолиты (Качкарский, Мегринский плутони и др.).

4. Внутренние складчато-глыбовые горные массивы системы Таврид. Для них характерно наличие сильно дислоцированных, крутоапающих верхнепалеозойских и большей частью мезозойских комплексов известняков, глинистых сланцев, доломитов и других мелкообломочных терригенных пород. По всей системе Таврид прослеживаются мощные дизъюнктивные нарушения, раздробившие эту систему на многочисленные блоки, по швам которых весьма часто явления кливажа, милонитизации, брекчирования. В этой системе гранодиоритовые интрузии или отсутствуют, или занимают весьма незначительное место. Наоборот, широко развиты ультраосновные и основные интрузии.

5. Зоны тектонического дробления глубинных разломов и приуроченных к ним офиолитовых интрузий. Здесь выделяются следующие зоны:

а) Северо-Анатолийская зона, приуроченная к Северо-Анатолийскому глубинному разлому, разделяющему восточнее Эрзерума в пределах Армянского нагорья на три ветви: северную, проходящую вдоль долины р. Чорох; центральную, проходящую вдоль глыбовых хребтов Алах-юэкбер, Чахыр-Баба—севернее Карского плоскогорья и соединяющуюся со сбросово-надвиговой системой Малого Кавказа (Базумско-Севанская зона); южную—простирающуюся вдоль Армянского хребта по ущелью р. Аракс — через Ааратскую котловину — в систему южных отрогов Малого Кавказа (Урцкий и Айоцдзорский хребты).

б) Зона глубинных нарушений, прослеживающаяся вдоль северных и южных склонов Армянского Тавра.

в) Зона Килийского Тавра или Антиавара, сочленяющаяся в Ерзинджанском горном узле с указанными выше зонами глубинных нарушений.

Описанные крупные сбросово-надвиговые нарушения и разломы, всегда сопровождаемые выходами офиолитовых интрузий, предопределяют палеогеографию и историю постпалеогенового геологического развития складчато-глыбового комплекса Таврид, резко отличающегося от окаймляющих его краевых складчатых цепей.

5. Вулканическое нагорье Армении характеризуется, как особый тип структурного комплекса неогенового эфузивного чехла. Здесь наряду с поверхностными брахиструктурами, отражающими движения

погребенных под эфузивами гетерогенных структур основания имеют-
ся и различные, почти недеформированные покровы, потоки лав по-
вейших излияний, создающие ландшафт недавно потухшего вулка-
низма.

В зоне Армянского вулканического нагорья мы выделяем два по-
гребенных под эфузивами основных структурно-геологических ре-
гиона:

1. Регион пепленизированного в основном глыбового и складча-
то-глыбового субстрата, сложенного из палеозойских и мезозойских
пород (Армянский срединный массив и складчато-глыбовые сооруже-
ния Тавра), занимающий основную часть Армянского вулканического
нагорья.

2. Регион пенепленизированного складчатого, разбитого сбросами
субстрата, сложенного в основном из третичных и частично мезозой-
ских пород (Понто-Малокавказская система).

Приступим теперь к характеристике тектонического строения ука-
занных орогенетических комплексов*.

*Тектоника Пон-
тийской системы
и ее связь с плат-
форменным суб-
стратом (форлян-
да) Черномор-
ской впадины*

По структурному строению Понтийская си-
стема делится на два различных комплекса хреб-
тов. 1. Западно-Понтийские горы; 2. Восточно-
Понтийские горы.

Западно-Понтийские горы представляют пе-
непленизированные средневысотные плоскогорья
и пластовые ступени с весьма мягкими волнисто-
увалистыми очертаниями водораздельных гряд. Между последними
располагаются продольные, обусловленные в большинстве разрывами,
депрессии, существовавшие еще в эоцене и испытавшие интенсивные
погружения в неогене**.

Обширные площади древнего пенеплена в этой области значитель-
но деформированы и приподняты до отметок 900—1200 м, а в централь-
ных зонах водоразделов — до 2000 м абсолютной высоты.

Отмеченные уровни денудации являются фактически непосредст-
венным продолжением обширного западного и центрального Анатолий-
ского пенеплена, на чем мы остановимся в дальнейшем.

Восточно-Понтийские горы составляют наиболее высокую область
всей системы. Они образуют огромную дугу восточно-юго-восточного и
восточного простираия, окаймляющую Армянское нагорье с севера, и
имеют обратное по отношению к дугам западных Понтид направление.
Складчатые цепи этой горной системы, постепенно возвышаясь, дости-

* Природу жестких блоков-форляндов и зон глубинных нарушений мы описы-
ваем с теми геотектоническими комплексами, с которыми они тесно связаны.

Тектоническое строение Армянского вулканического нагорья выяснено преиму-
щественно путем морфологического анализа и поэтому освещается в региональном
описании морфоструктур вулканических нагорий.

** Отметим, что в этих депрессиях имеются отложения морского олигоцена, кото-
рые отсутствуют в Анатолийском нагорье.

гают в центральной части 3500—3900 м, где имеют характерные альпийско-гляциальные формы рельефа.

Резкое различие этих двух областей в структурно-геологическом отношении и истории геологического развития особенно заметно проявилось в последних этапах альпийского горообразования.

В строении Западно-Понтийских гор важнейшую роль играют древние палеозойские отложения и структуры, слагающие ядро этого геоструктурного комплекса. Палеозойские породы в Западно-Понтийской системе имеют широкое развитие. Они простираются с некоторыми перерывами от Босфора почти до Синопского залива.

Разрез палеозоя в Западных Понтидах начинается, по-видимому, с древнего метаморфизованного комплекса пород, охваченного герцинской складчатостью, который слагает жесткие глыбы древнего цоколя, выведенные денудацией на дневную поверхность в центральной части этой системы гор.

Осадочный комплекс с фаунистически установленным возрастом начинается плотными светлыми и черными известняками нижнего карбона (динантского отдела), развитыми в районе Зонгулдака, которые на западе, в районе Босфора—Фракии, несогласно налегают на отложения верхнего девона (Р. Фюрон, Л. Ялчинлар, 1964). Выше залегают морские визейские отложения, представленные доломитами, глинистыми сланцами. Затем следуют мощные континентальные отложения намюрского и вестфальского ярусов, представленные глинистыми сланцами и песчаниками, перемежающимися с угольными пластами. Поверх их располагаются конгломераты и глинистые сланцы, содержащие флористический комплекс, сходный с таковыми продуктивного карбона Донецкого бассейна (Р. Фюрон). Континентальный карбон на западе или отсутствовал, или имел несравненно меньшую мощность и был впоследствии уничтожен денудацией. Отложения перми представлены фузулиновыми известняками, достигающими наибольшей мощности в районе Босфорского пролива. В пределах Зонгулдагского бассейна пермь выражена, главным образом, озерно-континентальными фациями (Э. Шапю, Н. Пинар и Э. Лан). Описанные выше палеозойские отложения охвачены герцинским орогенезом.

На западе, в районе Босфора, девонские и нижнекаменноугольные слои смяты в складки меридионального простирания, представляющие, по данным Н. Пинар и Э. Лан (1955), элементы виргации герцинского основания в Анатолии, прослеживаемые на северо-запад в сторону массива Добруджи.

К востоку герцинские складки пологие и имеют, главным образом, северо-восточное простиранье. В Зонгулдаке герцинские деформации выражены отчетливыми несогласиями между нижним и средним карбоном, верхним карбоном и пермью.

Важнейшим элементом структуры Западных Понтид являются антиклинальные глыбы Кастамону и Илгиз, сложенные палеозойским метаморфическим комплексом. Они составляют герцинское ядро в этой альпийской геосинклинальной области (Н. Эгеран, Э. Лан, И. Кетин).

Эти глыбы отделяются северо-анатолийским сбросом от южно расположенного, аналогично построенного, мегаантклиниория Токат, который причленен к Галатскому срединному массиву.

Наличие герцинского цоколя в центральной части горной системы Западных Понтид предопределяет направление альпийских структур, а также геоморфологию пенепленизированных горных сооружений Западной Понтийской системы. На палеозойском цоколе залегает чехол меловых и палеогеновых отложений, представленных, главным образом, морскими осадочными фациями. (Отметим, что в Восточных Понтидах мезокайнозойские осадочные и вулканогенные отложения достигают огромных мощностей).

Существенным элементом тектоники Западных Понтид являются, по Э. Шапю (1932), чешуйчато-надвиговые структуры с перемещением масс с юга на север, охватывающие слабо складчатые породы палеогена, мела и карбона, образующие косые изломы. В частности, в Зонгулдакском бассейне Э. Шапю наблюдал надвиг карбона на мел и мела на эоценовые пласти. Наличие описанных надвиговых структур позволило Э. Шапю согласиться с высказанными ранее мнениями Ф. Освальда (1915), Р. Штауба (1928) и И. Вильзера (1929) о существовании крупного континентального массива Понтиды, погруженного на дно Черного моря. По данным Ф. Освальда (1915), эоцен и даже мел в Западных Понтидах слабо дислоцированы и образуют плоскогорье (Tafelland) в то время, как в Восточных Понтидах мощные отложения мела и эоцена образуют сложную систему субширотных, выпуклых к югу, складчатых гирлянд. В береговой зоне склоны Понтийского хребта образуют сбросовые ступени, которые, по его данным, представляют собой уцелевшие остатки южного края Древнечерноморского плоскогорья (т. е. Понтиды), опущенные на дно моря в плейстоцене. Он предполагает, что к этому обширному плоскогорью принадлежали не только прибрежные зоны Понтийского хребта, но и окружающие плоскогорья, т. е. Черноморская депрессия, горные массивы Добруджи, Крым и Дзирульский горст. По Э. Шапю (1932), плоскогорье Понтида существовало еще в палеозое. По обоим краям его были расположены глубокие передовые прогибы Донецкого и Зонгулдакского бассейнов, в которых отлагались мощные угленосные осадки карбона и перми.

Однако нам известно, что Донецкий бассейн составляет часть обширного и глубокого прогиба, ограниченного с юга широкой зоной Украинского кристаллического щита. Последний в районе Черного и Азовского морей полого погружается под палеозойский чехол, т. е. под скифскую эпигерцинскую платформу. Таким образом, одно только фациально-флористическое сходство угленосных отложений Зонгулдакского и Донецкого бассейнов не может служить доказательством наличия между этими прогибами колоссального по своим размерам плоскогорья, тем более, что, как правильно отмечает Р. Фюрон (1953), флора отложений Зонгулдакского бассейна столь же сходна с флорой Сибири и даже Саарского бассейна.

Далее, Скифская плита с юга ограничивается миогеосинклиналь-

ной зоной альпийского орогена горного Крыма, которая, по представлениям М. В. Муратова (1949, 1960), погружаясь на западе под дно Черного моря, снова выходит на дневную поверхность в Балканской дуге (Стара Планина). Другие исследователи — Г. Штилле, Ю. Вильзер, Е. С. Бончев — исключают возможность связи Крыма с Балканским мегаантеклиниорием.

Е. Е. Милановский, В. Е. Хайн (1963), сопоставляя представления названных выше исследователей с интерпретацией новейших данных геофизических исследований котловины Черного моря, приходят к выводу, что Мизийская (Нижнедунайская) плита в той или иной степени связана с жестким Черноморским массивом, в котором, по данным сейсмоакустических исследований Ю. П. Непрочнова, мощность земной коры (до поверхности Мохоровичича) достигает в среднем 20—25 км. Гранитный слой здесь отсутствует. Примерно половина мощности коры приходится на базальтовый слой, а половина — на горизонтально залегающий на нем осадочный чехол. По окраинам Черноморской впадины появляется гранитный слой, который у побережья Кавказа и Крыма достигает приблизительно 8—10 км.

В результате такого строения дна Черноморской впадины Е. Е. Милановский и В. Е. Хайн пришли к заключению, что здесь сохранился первичный участок океанической коры, который не подвергался поднятию и гранитизации. В. М. Муратов, однако, полагает, что отсутствие гранитного слоя в центральной части Черноморской впадины и появление его по периферии с постепенно увеличивающейся мощностью является результатом интенсивного погружения этой впадины и поднятия Б. Кавказа, вызванного оттоком гранитных масс в сторону поднявшихся горных сооружений.

Допуская возможность связи Мизийской плиты с Черноморской депрессией, Е. Е. Милановский и В. Е. Хайн, однако, считают возможным, что в какое-то время между отмеченными жесткими массивами существовал относительно узкий прогиб, где отлагались осадки (в основном, мезозоя), которые в дальнейшем оказались охваченными альпийским орогенезом. Тем самым становится вероятной связь Балкан с Горным Крымом, отмеченная М. В. Муратовым. Более того, они считают, что Черноморский реликт океанического дна с юга также был обрамлен прогибом миогеосинклинального типа, который, будучи вовлеченным в альпийский орогенез, оказался причлененным к Понтийским структурам, принадлежащим к среднему и, в основном, верхнему структурным этажам альпийского орогена Малоазийской эвгеосинклинальной области.

Э. Шапю (1933) полагает, что зона альпийского орогенеза в Восточно-Понтийской системе расположена значительно севернее горных поднятий и большая часть ее затоплена морем.

На батиметрической карте Черноморского бассейна видно, что из Самсунского залива в северо-западном направлении приблизительно на глубинах от 150 до 500 м прослеживается довольно широкая полоса поднятий, имеющая в длину около 130 км. Поднятие ограничивается

изобатами 1000—1500 м и, круто сворачивая на восток, проходит вдоль береговой линии Черного моря.

Весьма вероятно, что описанное поднятие является продолжением Восточно-Понтийских складчатых дуг, которые, загибаясь к северо-западу, уходят или погружаются в глубь Черноморской депрессии. Отметим, что именно в районах Синопского и Самсунского заливов наиболее ярко выражены различия структурно-геологического строения Западных и Восточных Понтид.

В строении Восточно-Понтийской системы принимают участие мощные вулканогенно-осадочные грубообломочные осадки мелового и палеогенового возраста, которые собраны в систему близширотных, дугообразных прогнутых к югу складок, заканчивающихся (или затухающих) недалеко от Самсунского залива (геологическая карта Анатолии, МТА 1961—1965; Г. Шульц-Веструм, 1961). У излучины р. Кызыл-Ирмак, южнее Синопского залива Э. Шапю описывает северо-восточные, переходящие в меридиональные складки, расположенные между герцинским цоколем Илгизского антиклиниория Западно-Понтийской системы и массивом Токат.

Н. Пинар и Э. Лан (1955) указывают, что в Анатолии герцинское направление складчатости параллельно альпийскому и имеет в общем широтное или субширотное (в Понтидах) простирание. Однако в зонах, разделяющих срединные массивы Ликии, Писидии, Галатии альпийская складчатость (нижний структурный этаж) имеет поперечное, близмеридиональное направление. Необычное для всей зоны Понтийской системы меридиональное направление складчатости на описанном участке рассматривается Э. Шапю как результат раскалывания единого герцинского цоколя Галатского массива на отдельные части, антиклиниории-глыбы Токат, Илгаз, Каствомуну.

Таким образом, можно заключить, что складчатое сооружение Восточных Понтид, точнее, структуры нижнего и среднего структурных этажей альпийского комплекса, не продолжается в Западных Понтидах, а достигнув устьев рек Кызыл-Ирмак, Ешил-Ирмак, поворачивает на северо-запад, уходя в глубь Черноморской впадины. Что касается верхнего структурного этажа (верхнего палеогена), то для обеих систем, в частности, для восточной части Западных Понтид, намечается общность структурного плана, однако с различными типами структур. В восточной части Западных Понтид развиты пологие и простые складки, охватывающие чехол из флишевых отложений палеогена относительно небольшой мощности (впрочем, на востоке они резко сменяются мощными вулканогенно-обломочными фациями).

Следует отметить, что меридиональное направление складок, отделяющих Западные Понтиды от Восточных, нельзя, очевидно, целиком истолковать, как реликты нижнего структурного этажа альпийского орогена, так как в долине р. Кызыл-Ирмак между массивами Каствомуну и Киршехир (Галатский) складками близмеридионального направления охвачены не только мезозойские и палеогеновые породы, но и осадочный чехол неогена (И. Эгеран, И. Кетин, 1965). Это указывает

на унаследованность тектонического развития погребенных под кайнозойским чехлом глыбовых структур.

Что касается центральной и западной части Западных Понтид, то здесь, как уже отмечалось, широко развиты древние палеозойские массивы и налегающие на них маломощные осадки мезокайнозоя, в которых господствуют покровные чешуйчато-надвиговые структуры.

В свете изложенного, Западные Понтиды, вероятно, можно рассматривать как область смыкания двух, различных по типу и возрасту, геоструктур: первой — субплатформенного типа, занимающей основную часть этой системы, где широко развиты пологоскладчатые и чешуйчато-надвиговые пенепленизированные морфоструктуры, и второй — миогеосинклинального типа, занимающей прибрежную полосу слабоскладчатых увалоподобных гряд. Большая часть последней затоплена морем и, возможно, поворачиваясь на северо-запад, она соединяется с северными краевыми цепями Старой Планины, как это отмечает Б. С. Бончев, со взглядами которого согласуются представления Е. Е. Милановского и В. Е. Хайна (1963). Что касается Восточных Понтид, то они представляют собой сложное складчатое сооружение, возникшее на месте типичной эвгеосинклинали, в строении которой, помимо мощных вулканогенно-осадочных толщ мезокайнозоя, принимают участие гранитоидные интрузии громадных размеров.

В тектонике Восточных Понтид значительную роль играют мощные продольные тектонические нарушения. Они начинаются от меридаина г. Самсун и простираются до устьев р. Хоршат, а затем следуют на восток вдоль береговой линии от Трабзона до Батуми. Имеются также диагонально секущие главные структуры — сбросовые нарушения (в долине р. Хоршат — зона Гюмушане — Джейра и вдоль высоких склонов хребта Зингана). Все эти молодые или омоложенные сбросовые структуры придают макроформам рельефа ступенчатый характер. Многоярусность рельефа более четко выражена в зоне, простирающейся от долины р. Хоршат до наиболее высокой части хребта — Качкарского массива. В береговой зоне Н. Эгеран и Э. Лан (1944) отмечают омоложенные эпейрогенические тектонические нарушения, затрагивающие плиоценовые континентальные отложения и даже перекрывающие их плейстоценовые предгорные аллювио-пролювиальные шлейфы.

Понтийская система отделяется от внутренних массивов Анатолии и системы горных сооружений Внутреннего Тавра зоной глубинного Северо-Анатолийского разлома, который протягивается более, чем на 1400 км.

Этот разлом — Пафлагонский рубец по Е. Новаку или Тональная линия по Солому Кальви (1937). По масштабам его сравнивают с известным глубинным разломом Сан-Андреас. Он описан многими исследователями — Э. Шапю (1932, 1936), Р. Фюроном (1955), М. Блюменталем (1945), С. Тромпом (1947) и др. Возраст этого разлома считается меловым, судя по тому, что его плоскость погружается под верхнемеловой флиш Понтийской системы (С. Тромп). Имеется предполо-

жение, что зарождение разлома связано с герцинскими движениями, хотя определенных доказательств этого не приводится.

Разлом неоднократно обновлялся в течение альпийского тектогенеза. В результате образовалась целая система параллельных или диагональных разновозрастных и разнотипных нарушений в зоне разлома.

Интенсивные тектонические движения по зоне дробления продолжаются и в настоящее время, свидетельством чего являются весьма частые катастрофические землетрясения на узловых участках этого разлома.

Северо-Анатолийский разлом, начиная от Босфора (район Измит) до Ерзинджана обнаруживает черты сложного сдвигово-взбросового нарушения. И. Кетин и Ф. Ресли (1953), изучая следы катастрофического землетрясения, произшедшего в 1953 г. в районе Дарданелл, обнаружили новый разрыв широтного простириания, протяженностью свыше 50 км. По разлому отмечается смещение блоков: Анатолийского — на запад, Понтийского — на восток. Одновременно происходило надвигание южного блока на северный. Амплитуда надвиговых перемещений измеряется в различных пунктах от 1,5 до 4,5 м. Характерно, что этот новый сброс не следует четвертичной термальной линии, а проходит северо-западнее.

Новейшие сдвиговые нарушения отмечены также С. Тромпом (1947), в зоне Ерзинджанского горного узла. От Ерзинджана на восток, в пределах Армянского нагорья в отмеченных выше ветвлениях Северо-Анатолийского разлома, фиксируется сложная система структур дробления в основном взбросово-надвигового характера, сопровождаемая выходами основных и ультраосновных интрузий.

Тектоника Армянского Тавра и ее связь с Аравийской платформой

Южный край Анатолийского полуострова окаймляется дугообразными гирляндами мощных горных сооружений Внешних Таврид, большая часть которых составляет систему Армянского или Восточного Тавра.

По своему тектоническому строению вся Таврская система разделяется М. Блюменталем (1946, 1947), Нури-Пинаром и Э. Ланом (1955) на два крупных морфоструктурных комплекса.

I. Внутренние Тавриды (или Ториды) — зона хребтов широтно вытянутых и затем пучкообразно расходящихся на востоке (в пределах Армянского нагорья).

II. Внешние Тавриды (Армянский Тавр) — хребты с краевыми складками, дугообразно огибающие Анатолийское и Армянское нагорье с юга и граничащие с Сирийско-Аравийским блоком.

Армянский Тавр в свою очередь разделяется на две различные структурно-морфологические зоны: а) зону краевых (внешних) складок, сложенных мощными мезокайнозойскими отложениями и б) зону Армяно-Таврского антиклиниория, сложенную палеозойскими и частично меловыми палеогеновыми отложениями.

В работах Л. Кобера (1915) отмечается, что по всей системе Ар-

мянского Тавра, включая и зону краевых складок, прослеживается надвиг с перемещением масс в сторону Сирийской платформы. Последующие исследования М. Блюменталя (1947), П. Арии (1939, 1942), К. Н. Паффенгольца (1948), Ф. Байкала (1950) и др. подтвердили наличие сложной системы продольных разломов и чешуйчатых надвигов, обращенных к Месопотамской низменности, а также к внутренним депрессиям Армянского нагорья.

На северных окраинах зоны краевых складок амплитуда надвигов меловых и палеогеновых пород на миоцен достигает 15—20 км (Ф. Байкал, 1950).

Сбросово-надвиговые структуры в отмеченных выше различных структурно-геологических зонах системы Армянского Тавра получают различное отражение в морфоструктуре.

В зоне внешних краевых складок Сирийско-Аравийская платформа глубоко погружается под мощные отложения мезокайнозоя. Граница платформы с краевыми складками отчетливо фиксируется на тектонической карте Турции (МГА, 1965) рядами коротких антиклинальных складок, начинающихся в районе Мосула. Севернее, в зоне глубокого передового прогиба Сирийского форлянда — Диарбекир—Дерик—Чоламарик, проходит дугообразная волна линейно вытянутых на десятки километров Ирако-Сирийских складок с выступами каледонского субстрата.

Описанные складки к северу переходят в характерные чешуйчатые структуры внешней краевой зоны Армянского Тавра, хотя тенденция опрокидывания к югу, выраженная относительно крутыми северными и пологими южными крыльями складок, намечается еще в морфоструктурах далеких предгорий Армянского Тавра на границе с Сирийским форляндом (П. Арии).

Р. Фюрон (1953) описывает ряд поперечных к отмеченному передовому прогибу профилей, характеризующих тектоническое строение и морфоструктуру этой зоны.

В районе Диарбекира параллельно антиклиниорию Армянского Тавра простирается узкая тектоническая депрессия, выполненная толщей мезозойских и кайнозойских осадков, мощностью в несколько тысяч метров, залегающих на палеозойском основании. Представлены они известняками лейаса, байоса, сенона и турона, конгломератами кампана-маастрихта, глинистыми сланцами палеоценена и известняками лютея, гипсонасными и соленосными отложениями, перемежающимися с известняками олигоцена и миоценена и, наконец, молассами плейстоцена. Олигоцен-миоценовые пласти образуют складки, опрокинутые к югу.

В районе плато Мардин мощность описанного комплекса уменьшается. Суммарная мощность рудистовых известняков, глинистых сланцев палеоценена и эоценена исчисляется уже сотнями метров. Что касается молассовых серий неогена, широко развитых в Диарбекирской мульде, то здесь они выклиниваются. В отмеченной зоне форлянд Сирийского блока продвинут к северу, обуславливая тем самым дугообразный из-

гиб гигантского антиклиниория Армянского Тавра. В предгорном прогибе отмечается крупная флексура, осложненная продольными разломами. П. Арни (1939) полагает, что описанные краевые складки на западе постепенно затухают, уступая место меридиональным разломам Сирийского грабена.

Восточнее Мардинского плато в полосе Синирт-Джоламерик — Мозул появляется сеть линейных складок широтного простирания, сложенная меловыми известняками и палеогеновым флишем. Складки разбиты сложной системой продольных нарушений, которые близ осевой зоны антиклиниория Армянского Тавра переходят в типичные чешуйчатые надвиги.

В морфоструктурах зоны предгорного прогиба крупная роль принадлежит продольным разломам, в основном, верхнемелового возраста, заложение которых началось, по-видимому, еще раньше (С. Тромп). С описанными разломами глубинного заложения С. Тромп (1947) и Р. Фюрон (1953) связывают верхнемеловые (туронские) офиолитовые интрузии и основные эфузии с обычной для всей Предтаврской зоны последовательностью магматических проявлений — перидотиты, габбро-дolerиты, андезиты. Офиолиты и другие основные интрузии во многих местах предгорного прогиба Армянского Тавра, по данным Р. Фюрона, перекрываются радиоляритами и флишоидными фациями кампа-на-маастрихта.

Наконец, с этой зоной обновленных разломов связываются новейшие плио-плейстоценовые излияния покровных базальтов, развитых в районе Джизре, Диарбекир, Урфа, Гезиантеб, Антакья (Антиохия) и т. д.*.

Антиклиниорий Армянского Тавра отделяется от морфоструктур Внутренних Таврид зоной разломов, выраженной рядом грабенов, следующих друг за другом с запада на восток, начиная от Мараша до оз. Ван и депрессии Абага (в Курдистанском Тавре).

Л. Кобер (1915), С. Тромп (1947), Н. Пинар и Э. Лан (1955) считают, что описанная зона нарушений северного борта Армянского Тавра на западе продолжается вдоль восточного побережья Средиземного моря, соединяясь с Сирийско-Африканским разломом. П. Арни (1939), М. Блюменталь (1947) и К. Н. Паффенгольц (1948) считают, что зона Сирийских грабенов связана с зоной разломов, прослеживаемой по внешнему краю Армянского Тавра, где отчетливо фиксируются чешуйчатые надвиги Таврского комплекса на Сирийскую платформу.

М. Блюменталь считает, что установленный Л. Кобером крупный надвиг Внешнего Тавра на Сирийскую платформу прерывается в горах

* Примечательно, что кайнотипные эфузии получают также широкое развитие в зоне Сирийско-Израильского грабена — в Галилее, в долине р. Иордан, у Тивериадского озера и Красного моря. Серия неоген-плейстоценовых эфузий, от агломератов, туфобрекций до плейстоценовых покровных базальтов, по данным Я. Бентора (1961), приурочена к многочисленным омоложенным разломам этой рифтовой зоны. Эфузии переслаиваются или фациально замещаются полупресноводными фациями известняков, конгломератов, гипсонасовых глин, обнаруживая полное сходство со стратификацией этих отложений, развитых во внутренних депрессиях Армянского нагорья.

Аманус и Джебель-Акра и затем снова проявляется на западе вдоль Средиземноморского побережья, южнее широтно вытянутой крупной Киликийской депрессии.

К такому выводу приходит и С. Тромп (1947), считая, что Сирийский грабен продолжается восточнее Антакьи до Мараша и затем—вдоль северных склонов Восточного Армянского Тавра. Описанный разлом находится в состоянии интенсивных движений, свидетельством которых является ряд катастрофических землетрясений, происходивших в Антакьи (Антиохии) в 713 г., в 1091 г., 1156 г. и в Мараше в 1114 г. (Тромп).



Рис. 2.

Обрывистые, обусловленные сбросом, склоны Армянского Тавра над оз. Ван, по фото Х. Линча.

К описанным тектоническим разломам, как было отмечено, приурочены широкие зоны офиолитовых интрузий. В состав пород офиолитовой формации входят перidotиты, дуниты, гарнбургиты, серпентиниты, а также диабазы, пироксениты. Магматическим образованием этой формации в Тавридах и, в целом, в Анатолии всегда сопутствуют осадочные породы, представленные сланцами с хлоритом, известняками и радиоляритами мелового или юрского возрастов. Офиолиты и сопутствующие им осадочные серии пород обычногибают крупные герцинские срединные консолидированные массивы, предопределяющие структурно-морфологический план более позднего (альпийского) орогенеза. Об этом более подробно будет отмечено в соответствующих разделах.

Ряд исследователей: А. Филипсон (1918), К. Лейхс (1942), В. Пенк (1920)—прослеживают продолжение Внешних Таврид на западе через сбросово-глыбовые горы Аманус и Джебель-Акра в область Средиземноморской депрессии, присоединяя к ним Кипрское горстоподобное поднятие с хребтами Капрас и Тродос, разделенные Месарийским гра-

беном, который выполнен мощными отложениями неогена-антропогена.

Так или иначе, обе зоны чешуйчатых надвигов гигантского веера Армянского Тавра на западе сочленяются с зоной разлома Киликийского Тавра, на продолжении которого располагаются северные депрессии Сирийского разлома (грабены Мертвого моря и Тивериадского озера).

Глубинное нарушение Киликийского Тавра на северо-востоке соединяется с Северо-Анатолийским разломом в горном узле Антиавра.

Помимо описанных крупных разломов, простирающихся вдоль склонов Армянского — Внешнего Тавра, имеются и продольные и диагональные нарушения внутри самой системы гор, образующих ряд горст-антиклинальных поднятий и продольных тектонических впадин, выполненных различными неогеновыми и четвертичными отложениями. Среди этих депрессий особенно примечательны впадины озера Гельджик (Азаргелю), долины рек Ширемой, Верендин и др.—притоков р. Евфрат, которая образует здесь глубокое антецедентное ущелье, врезанное в горные хребты Армянского Тавра.

Мегаантиклиниорий Армянского Тавра слагается в основном палеозойскими породами (фузулиновые известняки пермо-карбона). В центральной части этой горной системы в области верховья р. Тигр — оз. Гельджик (Азаргелю) широко развиты также меловые породы, представленные в основном известняками и мергелями нижнего мела, которые переходят в пестрые конгломераты, гиппуритовые известняки, песчаники и флишевые серии верхнего мела. По данным С. Тромпа (1947), в течение мелового периода здесь существовал крупный прогиб, соединяющий морские бассейны Внутреннего Тавра с передовым прогибом Армянского Тавра, расположенного по его южному внешнему краю.

С конца тура Таврская геоантиклиналь была приподнята, что привело к регрессии моря и к отделению Центрального Тавра от южного — Армянского Тавра. Между ними, однако, происходит осадконакопление мощного палеоценена и нижнего эоценца. Последующие периоды знаменовались эпейрогеническими поднятиями всего Таврского орогена. На склонах и предгорьях уже накапливаются грубообломочные песчаники и конгломераты лютета. Наконец, Армянский Тавр полностью отделяется от морских бассейнов Внутренней Анатолии. Отмеченная зона мелового прогиба (междуречье Евфрат—Тигр) превращается в область континентальной денудации.

Конец олигоцена отмечается общим опусканием всей системы Внутреннего и Внешнего Тавра, которая до этого превратилась в пенеплен (Освальд, 1916). Тектонические опускания привели к образованию новых и омоложению древних разломов. К этому периоду следует отнести образование крупных депрессий, простирающихся по северному краю Армянского Тавра, начиная от Элязыга (Харберд) до оз. Ван*. По опустившимся областям проникают трансгрессии аквитанского, затем бурдигалского и тортонаского морей, отложения которых хорошо прослеживаются в депрессиях Элязыг, Чапакчур (Бингель), Муш, окрест-

* Подробнее см. Область южного вулканического нагорья.

ности оз. Ван, далее на востоке в районе оз. Урмия. Описанными трансгрессиями были охвачены также передовые прогибы Месопотамии. Таврский ороген выступал тогда из-под уровня миоценовых морей цепью продолговато-вытянутых островков, расположенных в осевой зоне хребта.

Западный Тавр представляет собой сильно смятую в складки и разбитую многочисленными сбросами, крутую, обращенную к северу дугообразную систему параллельных горных цепей. Горы Западного Тавра сложены в основном известняками, кварцитами и сланцами.

На юге расположен древний, консолидированный герцинский (?) массив Писидия, который вдается в глубь Анатолии в сторону Афьон—Карахисарской депрессии.

По обеим сторонам выпуклой дуги Западного Тавра расположены срединные массивы—Лидийский на западе и Ликаонийский—Галатский на востоке. Таким образом, дугообразные гирлянды Западного Тавра зажаты между кулисообразно расположенными тремя массивами, которые и предопределяют конфигурацию структур Западного Тавра.

Морфоструктура Западного Тавра и его соотношение с отмеченными выше консолидированными массивами Анатолии наглядно иллюстрируется в нижеприведенной блок-диаграмме, составленной К. Небертом (1961). См. рис. 3.

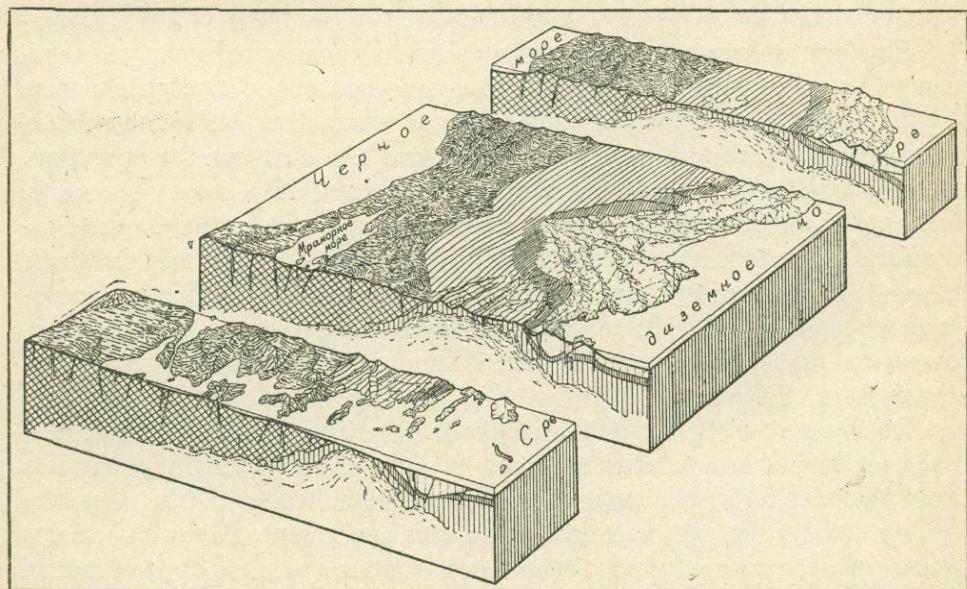


Рис. 3.

В зоне краевых горных цепей Западного Тавра, вследствие выдвижения Писидийского форлянда на север, развиты надвиги. По данным М. Блюменталя (1947), надвиги в зоне Западного Тавра имеют чешуй-

чатую структуру, а местами даже господствуют шарьяжи, напоминающие тип гельветских покровов. Альпийские надвиговые структуры достигают своего максимума на стыке северо-восточных краевых цепей с жестким глыбовым фундаментом в области впадины Конья, между Бейшехир и Сеидшехир.

На юго-востоке эти же надвиговые структуры постепенно переходят в нормальные, не нарушенные дизъюнктивами, но более круто падающие на западных флангах складки. Поперечный разрез, проведенный Венцелем через хребет Султан-даг и котловину Акшехир, отчетливо характеризует край чешуйчатых надвигов Западного Тавра, обращенный к депрессиям, синклиналь-грабенам, так называемым «ова» Внутренней Анатолии. По описанию Венцеля и Махачека (1961), котловина Акшехир выполнена мощными неоген-антропогеновыми отложениями. См. рис. № 4.



Рис. 4.

Депрессия Акшехир находится ныне в стадии интенсивного опускания, о чем свидетельствуют окружающие котловину плейстоценовые уступы береговых террас, над которыми возвышаются глыбовые горные сооружения Султан-дага со своим 300-метровым сбросовым уступом. Противоположный склон Султан-дага, обращенный к массиву Писидии, имеет пологий флексурообразный изгиб. На крайнем юго-востоке Султан-дага расположена поперечная впадина, выполненная нарушенным и, затем, пенепленизованным неогеном, который переходит на востоке во впадины Конья-Нигде. Эти обширные депрессии выполнены неогеновым комплексом моласс и новейшими излияниями лав вулканов Эрджиас и Карадаг.

По данным Э. Шапю (1933), полого залегающие в депрессиях неогеновые отложения вблизи Султан-дага дислоцированы, собраны в складки большой кривизны и поднимаются до отметки 1500 м и выше.

На юге депрессия кольцеобразно огибается мезозойскими известняками и прорывающими их офиолитовыми интрузиями, образующими ступенчатые сбросы. Мощность неогеновых отложений, согласно данным гидрогеологического бурения (М. Топкая, 1959), в районе плато оз. Туз составляет примерно 200 метров. Они представлены пресноводными известняками, мергелями и глинами, переходящими к югу вблизи выходов серпентинитов, мраморов, граввуаков в конгломераты. Описанные отложения имеют в целом пологое залегание до 3° — 5° .

Южнее, в районе впадины Конья, которая в плане имеет вид широтного эллипса, ограниченного на юге сбросовыми уступами Западного Тавра, мощность неогенового комплекса, по предположению Р.Фюрана (1953), составляет не менее 600—800 м, судя по тому, что скважина, заложенная в районе Конья на глубине 527 м не вышла из неогеновых песков и глин, подстилаемых галечниками. В состав конгломератов входят серпентиниты и радиоляриты, которые слагают коренную основу, окружающую депрессию Тавской формации.

Описанный поперечный разрез Западно-Тавской системы, охватывающий древний срединный массив Писидию с юга и передовые прогибы с севера, имеет аналогии в Армянском нагорье (район Дерсимской глыбы, депрессии Ерзинджан, Армянского Тавра, депрессии Муш-Вана, Среднеараксинского герцинского свода, хребта Агри-даг, Арагатской котловины и т. д.).

Все эти зоны являются высокосейсмичными, обусловленными описанными выше структурно-морфологическими условиями Западного Тавра. Вопросы новейшей тектоники и сейсмики будут освещены после подробного регионального описания отмеченных структурно-морфологических комплексов. Так как новейшую тектонику и сейсмичность мы ставим в тесную зависимость от структурно-морфологических условий, аналогичных разрезу Писидии, Западного Тавра (Султан-даг) и передовых депрессий Конья-Нигде, описание этого разреза, расположенного довольно далеко за пределами Армянского нагорья, мы излагаем более подробно.

Горные дуги Западного Тавра замыкаются на западной окраине Киликийской депрессии, имеющей в плане близширотное северо-восточное—северо-западное простирание. Выполненный мощными отложениями миоцена Киликийский грабен разделяет эту часть Тавской системы на два обособленных комплекса: 1. Южные краевые горные цепи Котаонийского и Армянского Тавров. 2. Северный комплекс, включающий систему Центрального и Внутреннего Тавра.

Центральный Тавр состоит из ряда высокогорных хребтов. Главные из них хребты Булгар и Аладаг, средняя высота водоразделов которых 3200—3400 м. Отдельные вершины возвышаются на 3560 (г. Булгар) и 3910 (г. Аладаг) метров. На них четко сохранились следы четвертичного оледенения (Г. Шпейтцер, 1964). Центральный Тавр является системой массивных глыбовых хребтов. По данным Ф. Махачека (1961), хребет подвергся новейшим интенсивным тектоническим подвижкам. Здесь миоценовые отложения приподняты до высоты 2900 м. Миоценовые слои имеют резкий наклон и серией сбросов разделены на ряд ступеней, опускающихся к береговой зоне Средиземного моря, где они погружаются под мощные отложения низовий рр. Сейхан и Джейхан.

На востоке горные цепи Центрального Тавра поникаются, огибая высокое плато Узун-Яила, покрытое неогеновым конгломератом, и входят в пределы Армянского нагорья под названием системы хребтов Внутреннего Тавра.

По данным М. Блюменталя (1947), по всей системе Западного и Центрального Тавра, не только неоген, но и постплиоцен подвергся деформации. Последний образует обычно мегаскладки сводового типа, а в зонах предгорий и склонов, где фиксируются крупные разломы, большие флексуры или ундуляции.

Внутренний Тавр. Внутренний Тавр представляет собой систему широтно вытянутых горных хребтов и массивов, образующих в Армянском нагорье виргацию, выраженную в пучкообразном ветвлении хребтов Монзур, Мерджан, Палантекян, Армянский (Агридаг) и др.—в южной полосе вдоль долин рр. Евфрат (Карасу), Аракс и Эшексырт, Сивридаг, Чехырбаба, Алахюэбер—в северной полосе, вдоль долины рр. Чорох и Олты-чай.

Роль платформенных форляндлов в образовании системы скручивания складок Антиавра

Между этими горными цепями и их многочисленными отрогами расположены крупные и мелкие депрессии, так называемые «ова», выполненные неоген-антропогеновыми отложениями. О распространении в Анатолии неогеновых отложений и их дислокаций свидетельствует нижеследующая схема, составленная Э. Шапю (1934). См. рис. 5.

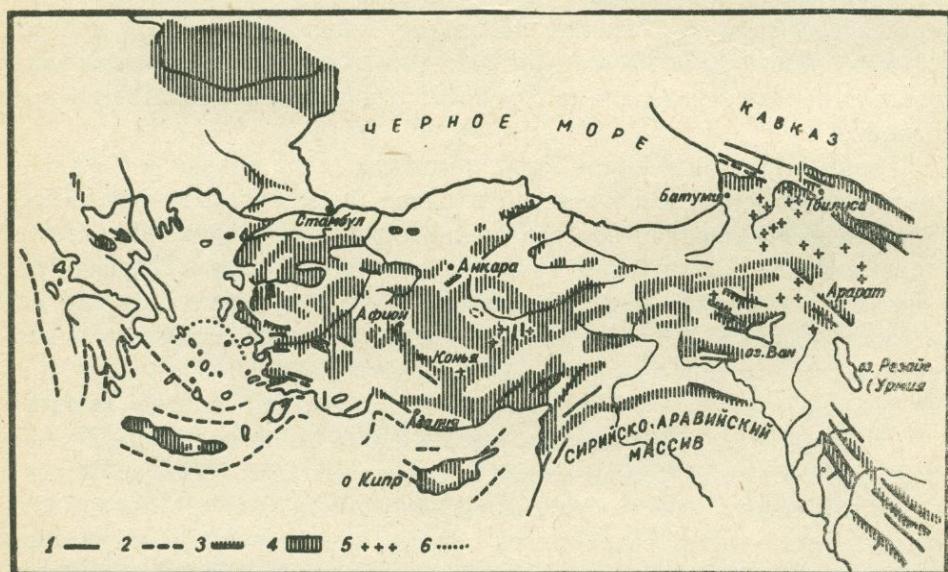


Рис. 5.

1. Складки неогенового возраста
2. Предполагаемое соединение указанных складок
3. Сбросы
4. Распространение неогеновых осадков
5. Вулканы
6. Северная граница Эгейского плиоценового залива.

Тектоническое строение хребтов Внутреннего Тавра, входящих в Армянское нагорье, будет подробно описано в региональной части настоящей работы.

Остановимся кратко на тектоническом строении хребтов зоны скручивания — горного узла Антиавра и Антипонта и роли платформенных форляндлов в образовании их сложных структур.

Изучая основные тектонические элементы горных систем Центральной Анатолии, Э. Краус (1955) отмечает характерный для них односторонний наклон (вергентность), по которому он судит о преобладающем направлении движения масс в глубинных зонах поддвигов (форляндлов). Ярко выраженное расхождение гребневых (антиклинальных) структур Таврид от Центральной Анатолии на восток, в сторону Армянского нагорья с резким разграничением рубцовых зон обусловлено, по Э. Краусу, поддвиганием платформенного субстрата.—Черноморского и Аравийского блоков во внутрь геосинклинальной области Центральной Анатолии. Он дает описание генерального профиля по зоне — Черноморское побережье (район Трабзон) — Байбурд — Ерзинджан — Диарбекир. См. рис. 6.

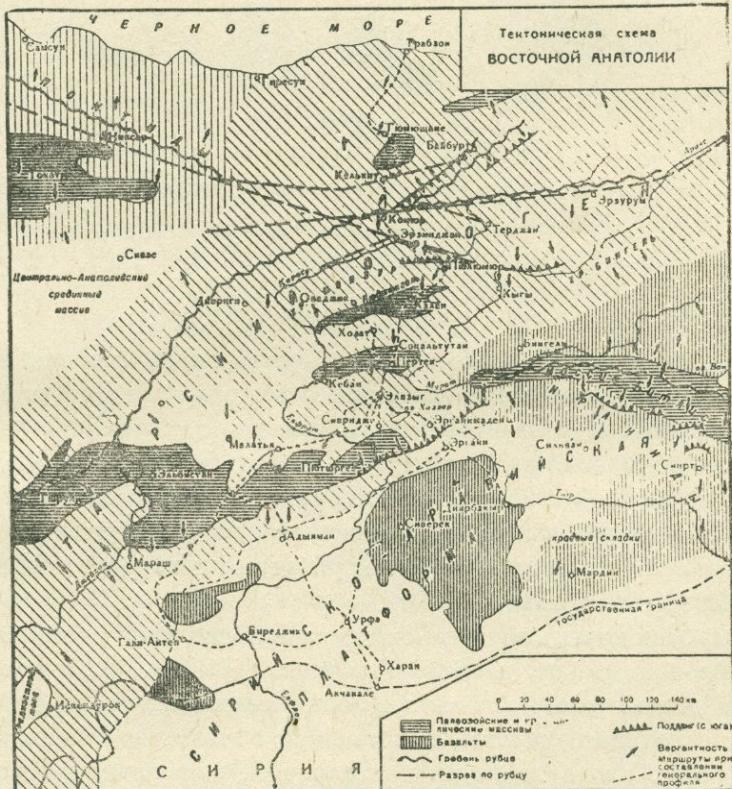


Рис. 6.

По этой зоне в системе Таврид он отмечает два главных направления вергентности; а) южная vergentность охватывает основную часть системы Таврид, расположенную южнее главной рубцовой зоны Северо-Анатолийского разлома и его соединения с разломом, проходящим через Киликийский Тавр до Ерзинджанского горного узла. По линии Гюрун—Дивриги—Ерзинджан—Эрзерум (см. тектоническую схему, составленную Н. Пинаром и Э. Лан). б) Северная vergentность охватывает систему Восточных Понтид, расположенную севернее Северо-Анатолийского разлома Измит-Эрзерум.

Дивергентная рубцовая зона отмечается по обоим крыльям вос-

точного погребенного выступа Галатского массива, расположенного в депрессии долины р. Кызыл-Ирмак. Здесь складки Понтийской системы и Таврид опрокинуты или надвинуты на опущенную глыбу долины р. Кызыл-Ирмак.

Описанный структурный план вергентности по Э. Краусу является результатом активного давления Аравийского и Черноморского платформенных массивов, которые своими нисходящими движениями соответственно в северном и южном направлениях определяли не только направление наклона складчатости, но и образование главных рубцевых зон, выходов офиолитовых интрузий, кайнозойских эфузий и т. д.



Схематический структурный разрез (без высотных отметок и рельефа).

Крат — кристаллические породы; Ph — филлиты; т — мраморы; II — лейас; do — котег; О — офиолиты (серпентиниты, перидотиты, габбро и др.); Bz — пестроцветная серия (Хольцер); Co + e — верхний мел и волек; Ord — гранокориты (третичные); а — андезиты; al — андезитовые туфы; T — тряхиты; Tl — тряхитовые туфы; В — базальты.

Рис. 7.

Э. Краус однако считает, что интенсивно сжатыми оказались высоко поднятые палеозойские массивы, а величина сужения в мезозое и в третичное время в этой области оказалась сравнительно умеренной. Несколько интенсивнее сужение проявилось в наиболее податливых породах лейаса, офиолитовых формаций или верхнемелового и нижнетретичного флиша. Напротив, эоценовые пластовые известняки обнаруживают лишь пологие изгибы, чешуйчатость в зоне скручивания складок наблюдается редко.

Однако из других источников детальной геологической съемки этого района — К. Неберт (1961), Ф. Куртман (1961), мы видим, что палеоген и даже неоген, особенно в зонах разломов, подверглись интенсивной дислокации, сжатию, вплоть до образования изоклинальной складчатости. Ниже приводятся поперечные профили через хребет Бердича-даг—долину р. Кызыл-Ирмак, составленные К. Небертом. См. рис. 8.

Интенсивная дислоцированность миоценовых морских осадков в этой зоне (район хребта Сипикёр) или вблизи этой зоны (хребет Хомур, Ак-даг и т. д.) отмечены Б. Ф. Меффертом (1917), Ф. Освальдом и др.*. Пологая дислоцированность эоцена, миоплиоцена отмечается только в зонах опущенных и поднятых блоков, консолидация которых произошла еще в предверхнемеловое время.

Вместе с тем Э. Краус, в согласии с М. Блюменталем (1947) и П. Арни (1939), отмечает большую амплитуду перемещений масс в виде чешуйчатых надвигов и покровов альпийского типа в зонах расхож-

* Подробнее см. Армянское вулканическое нагорье.

дения складчатых систем Таврид от этой зоны скучивания складок, как на западе, так и на востоке.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ПРОФИЛИ ЧЕРЕЗ БЕРДИЧА ДАГ-ДОЛ Р КИЗЫЛ-ИРМАК (ПО КАРУ НЕБЕРТУ)

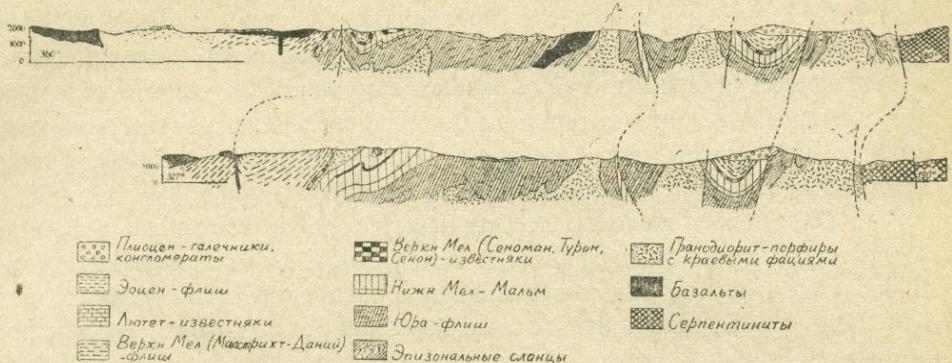


Рис. 8.

Хадымский покров, отмеченный на юго-западе от этой зоны в районе Киликийского Тавра, по данным М. Блюменталя, имеет амплитуду смещения до 30 км.

Возрастание амплитуды смещения чешуйчатых надвигов отмечается и на юго-востоке в зоне Армянского — Битлисского Тавра, где, по данным П. Арии (1939), Ф. Байкала (1950), метаморфизованные породы надвинуты на юг на третичные образования. Надвиги наблюдаются в офиолитах и флишевых сериях Армянского Тавра.

Таким образом, можно сказать, что в зоне скучивания горных цепей Антиавра и Антипонта мы имеем то же самое структурное строение, как и в зоне Западного Тавра. Определенные различия между ними зависят от формы сдавливающих орогены платформенных блоков и характера поступательных движений.

Наконец, мы считаем небесполезным сопоставление общепризнанных структурно-геологических и геофизических особенностей, характерных для островных дуг, с таковыми Армянского нагорья. Думается, что это окажет помощь исследователям, работающим во многих областях геологии и смежных наук, при более широких обобщениях.

По представлению Ж. Буркара (1953), островные дуги представляют собой цепи антиклинальных поднятий, в плане напоминающие гирлянды, увенчанные в пределах островов вулканическими сооружениями. Характерными морфоструктурными элементами поперечного разреза островных дуг и смежных с ними тектонических зон являются:

1. Материковая (океаническая?) платформа.
2. Окраинный желоб.
3. Внешняя дуга невулканического происхождения.
4. Межгорный желоб.
5. Внутренняя вулканическая дуга.
6. Внутренние моря.

Указанная последовательность поперечного разреза островных дуг весьма сходна с разрезом, проведенным через Черное море, поперек

Понтийского хребта во внутренние области Армянского нагорья или через Кура-Араксинскую низменность, поперек дугообразных гирлянд Малого Кавказа, в область Армянского вулканического нагорья.

1. **Материковая платформа** в данном случае соответствует Черноморской, Кура-Араксинской и Месопотамской депрессиям. Они являются подвижными блоками форляндов, края которых соприкасаются со складчатыми цепями дугообразных гирлянд. Отличаются повышенной активностью. При интерпретации геофизических данных как материковые платформы, так и вышеуказанные депрессии отличаются положительными гравитационными аномалиями.

2. **Окраинные желобы**, по данным Кюенена, Умбгрова и Венинг-Мейнца, могут располагаться как перед, так и за складчатыми дугами. В последнем случае они могут являться предгорными впадинами двойной цепи. По Буркару, предгорные впадины складчатых сооружений обладают большой мобильностью и заполнены толщами моласс громадной мощности (молассовые депрессии Предальп, Гималаев, Памиро-Алая, Тянь-Шаня и т. д.).

Подобные типы тектогенов окраинных желобов мы можем отметить в предгорьях Малого Кавказа — в Кура-Араксинской низменности и в предгорьях Тавра — в Месопотамской низменности.

Окраинные желобы отличаются отрицательными гравитационными аномалиями.

3. **Внешняя дуга невулканического происхождения** представляется цепью небольших островков в дуге Банда Индонезийского архипелага, в области которой Умбгров и Венинг-Мейнц протягивают зону относительно отрицательных аномалий. По представлению Холмса, цепь этих островков является растущим орогеном подводного хребта, имеющим глубокие корни. Хребет сложен мощными седиментационными массами, обладающими недостатком силы тяжести. К такому типу тектогена следует относить краевые цепи Малого Кавказа и Понта, которые в отличие от внешних дуг островов являются уже оформленными орогенами. В них, однако, массы геосинклинального прогиба продолжают выжиматься вверх до установления гидростатического равновесия (А. Т. Асланян).

Таким же строением отличаются системы островных дуг Вест-Индии, являющиеся областями наибольшей тектонической активности хотя они лежат на продолжении более зрелых горных поясов, расположенных на материках.

Эти горные цепи, по Ф. Кингу, относятся к такому же типу структур, как и находящиеся в стадии интенсивного развития гирлянды Антильских островов.

4. **Межгорный желоб**, располагающийся между внутренней вулканической дугой и окраинным орогеном, характеризуется сложными на-двиговыми структурами, зоной тектонического дробления и серпентинизированных перidotитовых интрузий (Хесс, Де Ситтер). Эти зоны имеют величину силы тяжести немного ниже нормальной, являясь вме-

сте с тем зоной относительного максимума по сравнению с предыдущей зоной — внешней дуги невулканического происхождения.

Аналогичная картина повторяется в офиолитовых поясах Малого Кавказа и внутренних горных цепей Армянского нагорья, подробно охарактеризованных выше.

5. Внутренняя вулканическая дуга располагается в тылу рассмотренной выше зоны тектонического дробления и серпентинизации. К ней приурочен стык зон отрицательных аномалий с зоной относительного максимума.

По данным гравиметрической съемки, проведенной на территории Армянской ССР Э. Аджимамудовым и Ш. Оганесяном, граница гравитационных минимумов и относительных максимумов косо пересекает Мокрые горы, массив Арагац. Проходя на юго-восток по склонам Гегамского нагорья, она, вероятно, примыкает к зоне глубинного нарушения, идущей, по нашему представлению, через оз. Б. Севан диагонально к склонам Севанского хребта, образуя, таким образом, дугообразный загиб вокруг жесткого субстрата Армянского (Среднеараксинского) срединного массива.

Некоторое отклонение намечаемой в настоящее время границы гравитационных зон от расположения цепи вулканов на южной половине Гегамского нагорья (вулканы Аждаак, Аргмаган и др.) вызвано, вероятно, недостаточностью точек гравиметрических наблюдений на юге Гегамского нагорья и Варденисского хребта, вследствие чего граница в этой части проведена предположительно. Кроме того, по сообщению Де Ситтера, Хесс показал, что линия расположения вулканов не всегда совпадает с осями геоантеклиниали, а проявляет тенденцию слегка отклоняться от них (на примере Марианской дуги).

Такое представление весьма показательно и подтверждается расположением вулканических сооружений Армянского нагорья на погребенных под лавами структурах. Любопытно отметить, что на внешней выпуклой стороне вулканического нагорья располагаются наиболее молодые и недавно потухшие вулканы и вулканы, находящиеся еще в стадии сольфатарной деятельности, например, вулкан Тавквитили, периферические голоценовые излияния северо-западных склонов Арагаца, Гегамского нагорья, вулканы Армаган, Ахар-бахар (на Варденисском нагорье), вулканы Тондурек, Немруд на юге Армянского нагорья и др.

Во внутренней зоне вулканического нагорья, как было указано, распространены более древние, значительно денудированные вулканические массивы и плато.

6. Внутренние моря располагаются в зоне положительных аномалий.

В условиях Армянского нагорья к такому типу структур следует отнести срединный блоковый массив герцинского субстрата. Как было указано выше, на общем региональном фоне недостатка силы тяжести раздробленный на блоки Среднеараксинский мегаантеклинальный свод отличается относительным максимумом.

Приведенные выше сопоставления строения поперечного разреза

морфоструктур островных дуг и Армянского нагорья ставят под сомнение возможность наличия каледонского субстрата Абаран-Арзаканского массива в зоне Цахкуняцкого хребта. Известно, что единственным критерием для такого заключения является степень метаморфизации пород этого комплекса и сравнение его с породами Дзирульского и Храмского горстов каледонского субстрата.

Однако, как мы видим, Арзаканский комплекс располагается на стыке зон тектонического дробления внутреннего желоба и зоны серпентинизированных и перидотитовых интрузий. Он является активной областью растущего орогена с характерными для нее многими омоложенными разломами и приуроченными к ним минеральными источниками, травертинами, выходами третичных (вплоть до неогеновых) гранитоидных интрузий и связанными с ними медно-мolibденовым и полиметаллическим оруденениями. В палеозойском комплексе все эти явления отсутствуют.

Далее этот комплекс попадает в зону гравитационного минимума. а консолидированные герцинские массивы располагаются в зоне положительных аномалий.

Как было отмечено, в Анатолии и западной части Армянского нагорья каледонский субстрат отсутствует. Показанные на геологической карте Турции и Ирана обширные области выходов изверженных и метаморфических пород с большой вероятностью относятся к герцинскому циклу, а по последним данным даже имеют мезозойский возраст (И. Кетин, 1965; Ж. Стёклин, 1965; А. Диубертр, 1965).

Исходя из сказанного, нет основания предполагать наличие каледонского субстрата в Цахкуняцком орогене. Далее известно, что все третичные структуры образуют дугообразные изгибы вокруг срединных массивов герцинид Анатолии и Армянского нагорья, поэтому при наличии в Цахкуняцком хребте выступа каледонского субстрата вокруг него неминуемо должны были существовать складчатые дуги, подобные тем, которые имеются вокруг Черноморской, Месопотамской и Кура-Араксинской депрессий.

Но такие дугообразные изгибы молодых складчатых структур в зоне Арзаканского массива отсутствуют. Третичные структуры фактически секут здесь описанный массив и, ничуть не отклоняясь, продолжаются, сохраняя общий дугообразный северо-западный—юго-восточный структурный план.

Наконец, проведенные в последнее время исследования по определению абсолютного возраста пород Арзаканского комплекса (Г. П. Багдасарян) фактически лишают основания представление о наличии здесь каледонского субстрата.

Генезис и характеристика типов деформационных структур Анатолии и Армянского нагорья и их

Мы характеризовали геотектоническое строение главнейших структурно-фацальных комплексов Анатолии, Армянского нагорья и окаймляющих их мощных складчатых и складчато-глыбовых горных сооружений. И при этом подчеркивалась предопределяющая роль кулисообразно расположенных

роль в образовании морфо-структур женных относительно друг друга консолидированных массивов — выступов форляндов — платформенного субстрата и срединных массивов герцинид в образовании гирлянд Альпийских гор.

Анализ приведенного выше материала показывает, что:

В период альпийского тектогенеза происходило непрекращающееся тангенциальное движение — сближение отмеченных жестких массивов с постепенно увеличивающимися скоростями. В результате образовалась сложная система деформационных структур в отлагавшихся мощных толщах пород альпийских прогибов.

Поступательное движение шло со стороны выступов форляндов — Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского обломков Черноморской плиты с севера и Восточно-Средиземноморской (Писидийской) и Северо-Аравийской плит с юга. С востока давление на Малый Кавказ оказывал Кюрдамиро-Вандамский блок, возможно являющийся остатком платформенного субстрата или срединного массива (Е. Е. Милановский, 1963).

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи различных по типу альпийских прогибов, зажатых в «тиски» между надвигающимися (или поддвигаяющимися) блоками и разрастающимися, по мере воздымания срединных массивов, образовали в основном односторонне наклонную (вергентную, по Г. Штилле) складчатость, ориентированную по направлению движущихся жестких масс.

В зонах максимального сближения блоков — в горных узлах Западного Тавра и Антитавра отложения геосинклинальных зон подверглись наиболее интенсивному сжатию с последующим их дроблением. Характерно, что именно в этих зонах отмечаются наиболее мощные и массивные выходы офиолитовых интрузий, которые далее на запад и восток прослеживаются линзами и дайкообразными телами по главным рубцевым зонам по крыльям орогенов, на стыках с жесткими глыбами.

В зависимости от степени консолидации, жесткости срединных массивов и напряжения сжимающих их сил образовались различные типы деформационных структур, как в собственно массивах, так и в окаймляющих их предгорных прогибах.

В начальных стадиях альпийского тектогенеза (*юра—нижний мел*) образовались простые, односторонне-наклонные складки.

В следующей стадии (поздний мел — начало палеогена) силы сжатия, преодолевая предел пластичности срединных массивов, вызывали в них расколы. В орогенах происходят мощные процессы динамометаморфизма (кливаж, милонитизация, окварцевание и т. д.).

Основные метаморфизованные толщи, развитые в орогенах Анатолии, Армянского нагорья и Малого Кавказа, принадлежат к описанному периоду тектогенеза. Намечаются первые надвиги, обращенные как к форляндам, так и к срединным массивам.

В результате усиливающегося давления со стороны Кюрдамирской

жесткой глыбы в Сомхето-Кафанской зоне мегаантеклиниория Малого Кавказа, южнее Севанско-Мровдагского сектора возникает система эшелонированно расположенных сдвиговых блоков с постепенно увеличивающимися к юго-западу амплитудами смещения.

Смещенные на запад блоки образуют фронтальные надвиги и поддвинги на меловые и палеогеновые породы Армянской складчатой зоны.

Блоковые смещения в Малокавказском орогене, обусловленные прерывисто поступательными движениями со стороны форлянда (Вандамской глыбы) и сопротивлением поднимающегося Армянского срединного массива, образуют сложный комплекс деформационных структур чехла.

Складчатость антикавказского (северо-восточного-юго-западного) направления в чехле обусловлена движениями погребенных блоков, зарождение которых началось до накопления верхнеюрских и меловых осадков.

Сложные сдвиговые смещения блоков Сомхето-Кафанской зоны получают свое отражение и в резких изломах оphiолитового пояса Малого Кавказа. Офиолиты в смещенных блоках находятся не в первоначальном интрузивном залегании, а в тектоническом контакте со вмещающимися меловыми породами, которые в свою очередь в смещенных блоках подвержены интенсивной складчатости и дизъюнктивным нарушениям, вплоть до образования кливажа и мелонитизации.

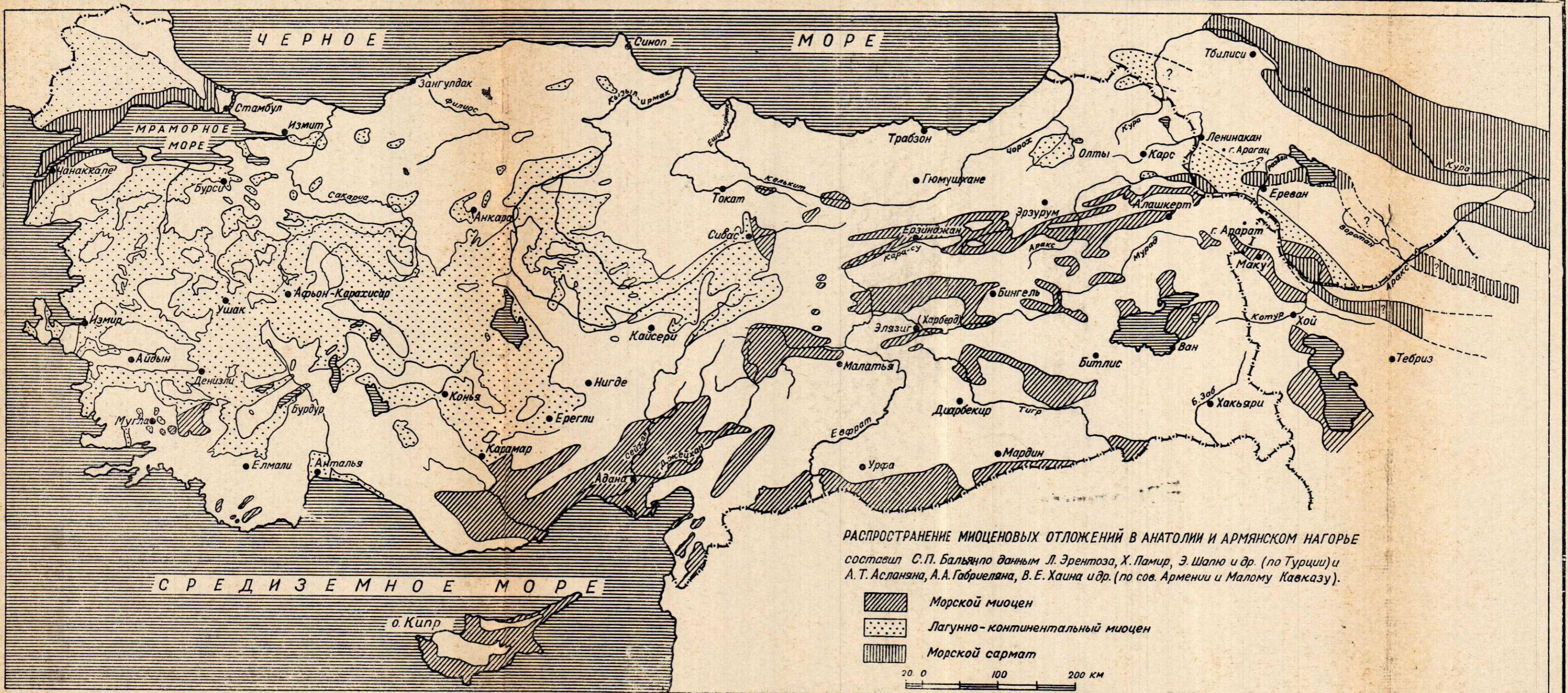
В верхнем палеогене-неогене срединные массивы подвергаются в той или иной степени дроблению, образуется система горстов и грабенов, ориентированных вдоль рубцовых зон. В Тавридах оформляются чешуйчатые надвиги и многочисленные депрессии рифтового строения, в которых накапливаются трансгрессивные известняково-терригенные слои (аквитан-тортон).

Нижнемиоценовая трансгрессия, по данным Л. Эрентоза (1960), проникла в Армянское нагорье одновременно с запада и с востока. С запада трансгрессия распространилась в Армении двумя широкими потоками, оставляя в центре Армянский Тавр. Северная ветвь трансгрессии из Средиземного моря распространялась через Киликийскую депрессию, прошла по бассейнам рек Сейхан-Джейхан через предгорные депрессии Армянского Тавра в котловину Малатья. Здесь она соединилась с восточной ветвью трансгрессии, проникшей в пределы Армении из северо-западного Ирана. Отдельные языки аквитанского и бурдигалского морей распространялись в зоне депрессий Внутреннего Тавра (Центральная Армения) Эрзинджан, Эрзерум, Басен, Алашкерт и т. д.

Начиная с гельветского века, территория между озерами Ван и Урмия и Арагатской котловиной была приподнята, и связь морей Средиземноморья и северо-западного Ирана прервана*.

В структурном плане описанная область расположена на месте

* Подробнее см. Область южного вулканического нагорья.



РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В АНАТОЛИИ И АРМЯНСКОМ НАГОРЬЕ

составил С.П. Балычко данным Л. Эрентоза, Х. Памир, Э. Шапю и др. (по Турции) и А. Т. Асланяна, А.А. Габриеляна, В.Е. Хайна и др. (по сов. Армении и Малому Кавказу).

 Морской миоцен
 Лагунно-континентальный миоцен
 Морской сармат

200 100 200 KM

выступа герцинского мегаантиклиниория, сложенного породами пермо-карбона Армянского срединного массива.

В сармате восточная часть Армянского нагорья — бассейн среднего течения р. Аракс (Арагатская, Севанская, Нахичеванская котловины) — была сильно опущена.

Исследованиями Э. Шапю, Л. Эрентоза, Х. Памир и др. доказано, что за исключением области проливов Босфора и Дарданелл, морской сармат в Анатолии и в основной части Армянского нагорья отсутствует. Мы полагаем, что сарматские отложения, развитые в Нахичеванской, Арагатской и Севанской котловинах, могут быть связаны только с морской трансгрессией, проникшей из Каспийского бассейна*. На нижеприведенной картосхеме показаны возможные пути распространения морских трансгрессий. См. рис. 9.

Из приведенных данных можно сделать вывод, что развитие морфоструктур и рельефа Анатолии и Армянского нагорья, начиная с олигоцена и, более определенно, с нижнего миоцена шло разными путями. Крупные замкнутые озерные бассейны, оставшиеся еще со времен нижнего миоцена в зоне Центральной Анатолии (когда на Армянском нагорье были развиты обширные трансгресии нижнего и среднего миоцена), в верхнем миоцене и затем в плиоцене, в результате восходящих движений и роста мегаскладок, были дренированы регressiveй эрозией растущей гидрографической сети и превращены в обширные остаточные бассейны. На их месте остались равнины с небольшими речковыми солеными озерами полупустынь.

В Армянском нагорье основной этап континентального, т. е. морфогенетического развития начинается с тортонаского века, когда происходят интенсивные поднятия в зоне погребенного под неогеном и расколотого на глыбы свода Армянского срединного массива.

Различия описанных палеогеографических условий верхнего палеогена и неогена Анатолийского и Армянского нагорий, очевидно, были намечены еще в отдаленном геологическом прошлом, когда оформлялись основные крупные тектонические структуры Малой Азии.

Чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить приведенные на-
ми картосхемы тектонического строения Турции (рис. № 2) и распро-
странения неогеновых складок (рис. № 5, 9). При сопоставлении этих
двух схем мы увидим, что границы распространения осадков континен-
тального неогена Анатолии и морского неогена Армянского нагорья
совпадают с зоной глубинных разломов: Антиохия—Газиантеп—Си-
vas—Эрзерум—Арагат—Карадаг, и широко развитых в ней офиолито-
вых интрузий.

Морской неоген в Армянском нагорье распространен спорадически в депрессиях системы Внутреннего Тавра, которые разграничиваются также крупными разломами и офиолитами, что характеризует дробле-
ние субстрата нагорья до проникновения сюда неогеновых трансгрес-
сий. В Анатолийском нагорье континентальный неоген имеет широкое,

* См. Армянское вулканическое нагорье.

почти сплошное развитие. Отложениями неогена перекрыты срединные жесткие массивы и сопряженные с ними древние так называемые попечные, складчато-глыбовые пенепленизированные структуры Центральной и Западной Анатолии.

Унаследованность развития морфоструктур описанных двух нагорий продолжается и в дальнейшем после отступления последних морей. В период континентального развития индивидуальные черты макроформ рельефа, характерные для каждой из этих стран, становятся еще более отчетливыми.

Различие макроформ рельефа Анатолии и Армянского нагорья выражается следующим образом:

В современной морфоструктуре Анатолии по В. Пенку (1924 (61) доминирующее значение имеют «большие складки» — мегаскладки сводового типа.

Образование «больших складок» Анатолии до современных размеров крупных морфоструктур по В. Пенку началось еще с олигоцена и продолжается в настоящее время.

В системе широтно вытянутых крупных пологих сводов «первого порядка» располагаются прогибы, выполненные отложениями неогена и антропогена.

Горные цепи древнего заложения — (Центральный и Западный Тавры) по В. Пенку не покрывались неогеновыми осадками. Последние прислонены к склонам гор в виде грубообломочных фаций типа моласс, которые переходят во внутренних частях депрессий в мелкообломочные мергелисто-известняковые фации.

Отложения неогена в синклинальных прогибах являются корелятивными большим складкам слоями, которые накапливались в депрессиях по мере поднятия гор и образования мегаантиклиналей «высокого порядка». Однако, известная часть описанных прогибов в процессе осадконакопления также превратилась в растущие антиклинали «второго порядка». Выражением этих поднятий служат несогласия между отложившимися слоями неогена, а также смена фаций. Наибольшее несогласие наблюдается между среднемиоценовыми и pontийскими слоями, что дало основание В. Пенку считать период верхнего миоцена периодом усиленного образования «больших складок», продолжающимся и в настоящее время. В мегаскладках древние горизонты неогена более сильно дислоцированы, чем молодые, но отнюдь не везде смыты в складки. Pontийские слои имеют в целом пологие прогибы.

Причины образования больших складок В. Пенк ищет не в тангенциальных движениях, а в вертикальных колебаниях, в самой системе складки, считая ее образование результатом подкоркового движения магмы вверх.

Поднятие антиклиниориев и сводов сопровождается образованием полого прогнутых водораздельных денудационных поверхностей и предгорных денудационных ступеней, превратившихся по мере поднятия свода в педименты предгорья.

Пенеплени и педименты весьма широко развиты в Западной и

Центральной Анатолии и представляют собой господствующие типы рельефа.

В Армянском нагорье фундамент нижнего, донеогенового, структурного яруса, как правильно заметил Ф. Освальд, до отложения неогеновых осадков был превращен в систему блоков крупной верхнеолигоценовой орофазой.

Глыбы или блоки представляют собой древние консолидированные складчатые сооружения, которые спаяны в центральной зоне Армянского нагорья с разломанным Среднеараксинским мегаантиклинальным сводом герцинского фундамента.

Верхний структурный ярус, сложенный в Армянском нагорье, мощными неогеновыми, вулканогенными и осадочными фациями, помимо пологих дислокаций типа мегаскладок, отразившихся на поверхности рельефа изогнутыми денудационными поверхностями, подвержен крупным разрывным и сбросовым нарушениям **не вторичного** порядка, которые в Анатолии подчинены мегаскладкам, как это отмечает В. Пенк, а «**первичными**» дизъюнктивами, ожившими в результате дифференциальных вертикальных подвижек до того уже оформленных глыб нижнего структурного этажа.

Эти движения отображаются в верхнем структурном ярусе, т. е. в морфологии рельефа: 1) деформированными денудационными ступенями — в случае обнажения субстрата, так называемого нижнего структурного яруса; 2) при пологом погружении уровней денудации под отложения подножья, разломы фиксируются резкой сменой фаций (в основном в появлении конгломератов и моласс в зоне депрессий), а в геоморфологическом профиле пологим переходом уровня выравнивания в предгорную равнину; 3) при наличии осадочного пластичного чехла (глины, мергели, соли и другие перемежающиеся осадочные слои неогена), глыбовые подвижки в зонах разломов отображаются на поверхности рельефа флексурными деформациями и иногда более резко выраженными деформациями смятия (гофрировка) пластичного чехла. Нередки и случаи образования брахискладок в эфузивном чехле.

Переход от центрально-анатолийского, прогнутого в мегаскладки пенеплена в область ступенчато-деформированных уровней денудации с характерными формами среднегорного, а на востоке высокогорного рельефа Армянского нагорья, т. е. перелома облика макроформ рельефа Анатолийского типа, к типу рельефа Армянского нагорья, особенно четко вырисовывается на стыке описанных выше двух зон глубинных разломов Гезиантеб-Сивас и Эрзинджан-Эрзерум. Это зона горных отрогов Антиавара и Антипонта, охватывающая хребты Сипикир, Чиман, Бердича-даг, которые представляют водоразделы между бассейнами рек Кельkit и Чорох, и являются возвышенностями, в которые врезано аптецентное ущелье р. Евфрат, вплоть до котловины Малаты (Мелитены).

В описанной переходной зоне центрально-анатолийский пенеплен ступенчато приподнят от 1400—2000 и 2300 м до водораздельных плато отмеченных хребтов.

Конец миоцена можно считать завершающим этапом оформления основных контуров и типов деформационных структур (сдвиги, чешуйчатые надвиги, рифты и т. д.).

В меотис-понте давления со стороны жестких блоков фундамента усиливаются. В силу большой податливости Армянского срединного массива (неметаморфизованные, относительно маломощные карбонатно-морские слои палеозоя) образуется система неравномерно перемещенных блоков. Мозаикой блоковых структур вовлекаются и обширные территории внутренних Таврид. Этому способствуют благоприятные условия обрушения кровли земной коры над магматическим резервуаром, возникшие в результате извержения колоссальных масс пирокластолитов и лав, покрывающих почти всю территорию Армянского нагорья и даже окаймляющие нагорье горные цепи Понтид, Таврид и Малого Кавказа, а также обширные поля вокруг срединных массивов Анатолии.

Плиоцен-антропогеновая, неотектоническая стадия (послеорогенная по Е. Е. Милановскому) развития выражается, главным образом, брахискладчатостью, флексурными деформациями и обновлением разломов вулканогенного и осадочного чехла. Вторичная складчатость и дизъюнктивные нарушения в общей сложности отображают процесс развития погребенных блоковых структур и их тектонических подвижек, вызванных давлением со стороны поддвигающихся форляндов платформенного субстрата*, чем и обусловлена новая вспышка антропогенного вулканизма, как во внутренних частях нагорий (особенно в Армянском нагорье), так и в зонах передовых прогибов (Диарбекир, Джизре, Карадаг, Севелан-Сахенд и т. д.).

Такова, примерно, в нашем представлении схема тектонической эволюции и образования различных типов структур и морфоструктур Малоазиатско-Малокавказского сектора альпийского пояса, в состав которого входит Армянское нагорье.

* В доказательство указанного небезынтересно привести данные Г. Кнетша (1955), проводившего исследование в зоне краевых складок Северного Ирака — гряды Барананд-даг и параллельных ей молодых антиклиналей. В этой области наблюдается перемещение складчатости в направлении, перпендикулярном простиранию складок. В восточной части этой зоны складки возникли в миоцене, в западной — в плейстоцене, причем процесс складкообразования продолжается и в настоящее время. Так например, на юго-восточном продолжении антиклинали Барананд-даг по смещению канала, заложенного во время династии Сасанидов и расположенного на оси антиклинали, установлено, что за 1700 лет в пределах оси произошло поднятие на 20 м.

ЧАСТЬ II

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ОКАЙМЛЯЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

ГЛАВА IV

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ (МОРФОСТРУКТУРНОЕ) РАЙОНИРОВАНИЕ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ОКАЙМЛЯЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

После получения определенного представления об оротектоническом строении Армянского нагорья и сопредельных областей, следует ознакомиться со схемой структурно-геоморфологического районирования.

В составленной нами схеме выделение морфоструктурных комплексов и типов обусловлено, прежде всего, тектоническим строением соответствующих по величине, генетически сходных или однородных форм и типов рельефа. Однако, выделенные нами морфоструктурные (структурно-геоморфологические) элементы рассматриваются не только в зависимости форм рельефа от геолого-тектонического строения, а в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования в процессе их исторического развития.

В Армянском нагорье начало формирования определенных морфоструктур связано еще с герцинским этапом тектогенеза, когда оформились основные контуры срединных массивов. Процесс образования и изменения морфоструктур продолжался в последующих этапах альпийского орогенеза, включая этап новейших тектонических движений.

С этой точки зрения в терминологии, характеризующей тип или комплекс морфоструктур кроме их структурно-геологических и геоморфологических особенностей, должно быть представление об эволюции морфоструктуры.

Произведенное нами морфоструктурное районирование является первой попыткой такого рода и, естественно, в смысле выбора критериев, положенных в основу подразделения морфоструктур, их таксономии, является, вероятно, еще далеко не совершенным.

В основу предложенной схемы морфоструктурного районирования положены тектонические критерии. Морфоструктурные комплексы, которые по своему генезису и истории развития связаны с определенным геотектоническим режимом и обусловлены им, сгруппированы в соответствующей геотектонической (или структурно-фацальной) зоне.

Таким образом, хотя в схему морфоструктурного районирования

введены чисто геотектонические понятия, однако это нельзя считать отходом от «геоморфологического» принципа районирования, так как именно геологическим строением и развитием тектонических структур обусловлены выделенные в нашей схеме комплексы форм рельефа и даже целые геоморфологические ландшафты, приуроченные к определенным структурно-фаунистическим зонам или отдельным тектоническим этапам альпийского горообразования.

Выделенные нами морфоструктурные единицы укладываются в следующую схему районирования.

I. Передовые и межгорные альпийские прогибы, заложенные на древнем жестком субстрате.

В эту зону входят два основных морфоструктурных типа:

1) сложенные палеогеном, антиклинально изогнутые и пенепленированные в неогене предгорные плато Урфа и Мардин, представляющие собой приподнятые участки передового прогиба;

2) выполненные третичными молассами и четвертичными озерно-аллювиальными отложениями равнины — Кура-Араксинская, Причерноморская (Колхидская), Северо-Месопотамская (в бассейнах рр. Тигр, Большой Заб и др.), Северо-Западно-Иранская (в бассейнах оз. Уrmия, рр. Аджа-чай, Зунус и др.).

II. Герцинские срединные массивы, частично раздробленные в альпийском цикле, местами перекрытые мезокайнозойским чехлом и окаймленные гирляндами альпийских складок. К их числу относятся:

1) Центрально-Анатолийское (Галатское) плоскогорье с выступами на поверхность плато пенепленов (Киршехир и Токат);

2) Среднеараксинская система моноклинально-блочных гряд, возникшая на месте раздробленного Армянского мегаантиклинального герцинского свода (срединного массива).

III. Альпийские складчатые и складчато-глыбовые сооружения.

В системе альпийских гор мы выделяем следующие морфоструктуры:

1. Низкогорные пенепленированные гряды — Хокьярийская и Дерикская на выступах каледонского субстрата (кембрий-селур) в ядрах антиклиниориев передового прогиба Месопотамии.

2. Структурные пенепленированные нагорья, сформированные на выступах герцинского (карбон-перм) субстрата в ядрах альпийских систем: а) средне-высокогорное расчлененное нагорье антиклиниория Армянского Тавра с остаточными поверхностями древнего пенеплена; б) среднегорное радиально расчлененное глыбовое нагорье Дерсими в горном узле Антитавра; в) среднегорное полого-моноклинальное столовое нагорье Кастомону в системе Западных Понтид.

3. Краевые скульптурные средневысотные хребты с глубокими долинами, нередко вскрывающие гранитоидные интрузии на складчатых структурах нижнеальпийского тектонического этажа (юра — нижний мел), осложненные диагональными и поперечными сбросами-сдвигами и превращенные в блоки в средне-верхнеальпийском тектоническом этаже: а) блоковые морфоструктуры внешних цепей Малого Кав-

каза (Сомхето-Кафанская зона); б) тыловые дуги Восточных Понтид (Эщексырт-Чорохская зона); в) краевые дуги Хакьярийских гор и ряд окраинных хребтов и массивов, окаймляющих Галатский массив.

4. Краевые скульптурные средневысотные хребты с глубокими поперечными долинами, вскрывающими офиолетовые интрузии на складчатых, осложненных чешуйчатыми надвигами, структурах среднеальпийского тектонического этажа (мел—палеоген): а) внешние дуги Армянского Тавра и б) внешние дуги Курдистанских гор.

5. Высокогорные, частично среднегорные структурно-эрэзионные хребты, сформированные на интенсивно складчатых, осложненных преимущественно продольными сбросами структурах средне-верхнеальпийского тектонического этажа (верхний мел — эоцен); а) Аджаро-Триалетская и Армянская зоны Малого Кавказа и б) Восточно-Понтийские горы.

6. Высокогорные радиально расчлененные глыбовые горы, сложенные крупными гранитоидными интрузиями в системе Понтийского и Малокавказского мегаантеклиниориев: а) Качкарский массив и б) Зангезурский (Мегринский) массив.

7. Средне-высокогорные пенепленизированные хребты и нагорья, выработанные на изоклинально-складчатых, раздробленных сбросами и надвигами и пронизанных офиолитовыми интрузиями структурах среднеальпийского тектонического этажа: а) Внутренний Тавр — Антиавр и б) Курдистано-Таврский горный узел.

IV. Депрессии и внутригорные прогибы, включающие следующие формоструктурные типы:

1. Унаследованные с палеогена и обновленные в неоген-антропогене межгорные котловины в пределах ступенчатых грабенов (рифтов) в складчато-глыбовой системе Таврид. Эти депрессии по характеру рельефа их днищ разделяются на: а) равнины, сложенные нижнемиоценовыми морскими (аквитан-бурдигал) и плио-плейстоценовыми вулканогенными и континентально-осадочными отложениями; б) денудационные плато, сложенные нижнемиоценовыми морскими и плиоценовыми вулканогенными отложениями.

2. Наложенные на срединные массивы сбросовые депрессии с равнинным рельефом днищ, выполненные неогеновыми лагунно-континентальными и четвертичными озерно-аллювиальными отложениями: а) депрессии, выполненные лагунно-континентальными отложениями нижнего-среднего миоцена и морского сарматы; б) депрессии, выполненные лагунно-континентальными отложениями нижнего-среднего миоцена морского сармата и озерно-аллювиальными отложениями антропогена.

V. Армянское вулканическое нагорье. Здесь мы выделяем следующие типы:

1. Щитовидные тектоно-вулканические массивы-нагорья, сложенные эффузивами трещинных излияний мио-плиоцена, приуроченные к разрывам гетерогенных складчатых и складчато-глыбовых структур.

2. Литоскульптурные денудационные плато, выработанные в вулка-

ногенно-осадочных толщах миоцена-миоплиоцен, развитые на пene-
пленизированном основании разбитых сбросами структур.

3. Денудационные бронированные плато, выработанные во внутри-
формационных долеритовых покровных лавах миоплиоцен.

4. Лавовые покровы плио-плейстоцена, развитые на разновозраст-
ных разбитых сбросами структурах со слабо расчлененным долавовым
рельефом.

VI. Рубцевые зоны глубинных разломов. Важнейшими морфо-
структурными элементами, определяющими палеогеографию и разви-
тие выделенных морфоструктурных комплексов, являются описанные
ранее рубцевые зоны глубинных разломов, унаследованные из мела-
палеогена и обновленные в неоген-антропогене.

Выделенные морфоструктурные комплексы и типы будут подробно
охарактеризованы в региональной части настоящей работы.

Региональная структурная геоморфология Армянского нагорья и
примыкающих областей описана по принципу географического распре-
деления крупных морфоструктур в следующей последовательности:

1. Восточные Понтиды.

2. Армянский (Внешний) Тавр.

3. Внутренний Тавр и система внутренних хребтов Армянского на-
горья.

4. Армянское вулканическое нагорье.

Структурно-геоморфологический анализ Малого Кавказа в основ-
ном производится по той его части, которая соприкасается с вулкани-
ческим нагорьем или находится под чехлом эфузивов.

ГЛАВА V

ВОСТОЧНЫЕ ПОНТИДЫ

Структурно-геологическое строение Восточных Понтид мало изучено. Тем не менее имеющийся литературный материал позволяет нам провести определенный структурно-геоморфологический анализ этой системы гор, что поможет освещению ряда важных вопросов палеогеографии и истории развития северных областей Армянского нагорья, с которыми Восточные Понтиды связаны непосредственно.

Систему хребтов Восточных Понтид можно разделить на 3 области:

I. Западная — складчатая, слагается из верхнемеловых и частично эоценовых формаций вулканогенно-осадочных пород, собранных в дугообразные складки.

II. Центральная — глыбовая, слагается в основном из интрузивных пород гранитоидного состава, так называемого Качкарского plutона.

III. Восточная — складчато-глыбовая, слагается из меловых, и, в значительной части, эоценовых туфобрекчий, порфиритов, песчаников и известняков, интенсивно смятых в складки, разбитых многочисленными продольными, а также поперечными сбросами, создающими чрезвычайно запутанную картину тектоники и морфологии области.

Характеризуется пучкообразной системой гор-

Западная ных цепей, каждая из которых образует разветвления, придающие ей тип перистого расчленения. Наиболее высокими частями горного узла являются хребты Куседаг и Зингана. На участке их соединения берет начало наиболее значительная речная артерия области р. Хоршат, образующая в верховьях огромную водосборную эрозионную воронку — Гюмушане.

Западная часть этой области находится за пределами окаймляющих Армянское нагорье хребтовPontийской системы. Здесь господствуют средневысотные хребты почти широтного простирания. Хребет Бердыча-даг, расположенный между р. Кельkit и ее правым притоком Каражисар, имеет высоту 2200—2300 м. Абсолютная высота водоразделов хребтов не превосходит 3000 м.

Указанные хребты и их отроги имеют в большинстве синклинальное строение. Слагаются они вулканогенно-обломочными и частично флишевыми породами палеогена.

В области верховьев рек, ближе к Гюмушанскому горному узлу, в строении хребтов принимают участие также серии юрских известняков,

меловых вулканогенно-осадочных пород и прорывающих их гранитоидных интрузий. На водораздельных пространствах хребтов, имеющих северо-восточное и близширотное простирание, прослеживаются денудационные поверхности, которые, по нашему представлению, являются остатками обширного, ныне приподнятого, Анатолийского пленена. На востоке описанные уровни, постепенно возвышаясь и сужаясь, переходят в разрозненные островки высоких водоразделов, а на западе, наоборот, они, понижаясь, расширяются и сливаются с уровнем денудации, врезанным в слабо нарушенные пласти палеогена и неогена. В этом отношении весьма характерны уровни денудации, развитые на южных предгорьях Кусе-дага, которые, сильно расширяясь, за долиной р. Кельkit переходят в область центральной Анатолии и здесь становятся уже господствующими формами рельефа.

В центральной части области располагается Гюмушанский горный узел, представленный интенсивно складчатыми горными сооружениями со средними высотами водораздельных денудационных плато 3100—3200 м. Хребты Кусе-даг, Начлеби и западные отроги Зингана, скучиваясь в области верховья р. Хоршат, образуют мощный горный узел, отделяющий водосборные бассейны р. Хоршат — котловину Гюмушане, от расположенной южнее р. Кельkit — котловины Чифтлик.

Хребты описанного горного узла слагаются из ряда складок северо-восточного юго-западного простирания, образованных юрскими, меловыми и эоценовыми вулканогенными и осадочными породами, прорванными гранитами и сиенитами (апофизы Качкарского plutона). В верховьях р. Хоршат, между Гюмушане и Ардази, складки разбиты системой сбросов, которые придают району характерные черты складчато-глыбовой морфологии.

Нижеприведенный рис. 10 по фотоснимку Х. Линча района верховья р. Хоршат иллюстрирует интенсивную расчлененность моноклинальных гребней в зонах сбросовых нарушений.

Хребты на водоразделах срезаны широкими денудационными поверхностями. Эти поверхности на востоке, за хребтом Начлеби, быстро сужаются, и глубокие речные долины в своих верховьях почти вплотную подходят друг к другу.

Севернее этого горного узла в бассейнах среднего и нижнего течений рр. Хоршат, Яглы-даре, Гелевакдере и Герекдере развита система пологоскладчатых и моноклинальных хребтов и плато (Сепи-даг, Сирдаг и др.). Они сложены верхнемеловыми порфиритами и туфобрекчиями, перекрытыми известняками и мергелями небольшой мощности. Средняя высота хребтов и моноклинальных плато достигает 1500—1900 м. Ближе к Черноморскому побережью рельеф переходит в интенсивно расчлененные склоны низкогорья. Близ береговой зоны параллельно ей появляются уже флишеподобные породы эоцена, полого погружающиеся к Черному морю. На северо-восточной части описанной области появляются продольные структурами сбросовые нарушения, придающие местности ступенчатый характер.

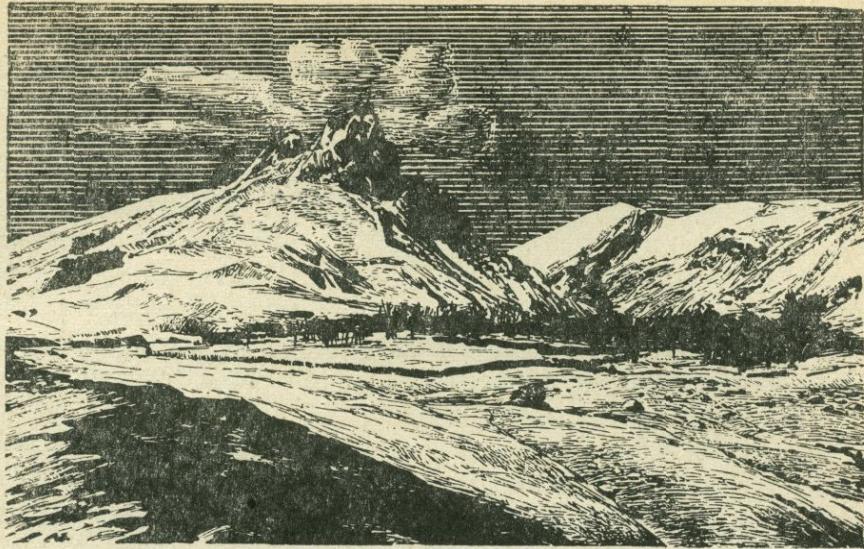


Рис. 10.
По фото Х. Линча.

На северных склонах хребтов и предгорьях значительно развиты континентальные отложения неогена — слабо сцементированные конгломераты и песчаники, которые разбиваясь сбросами на ряд ступеней, в береговой зоне Черного моря моноклинально погружаются под новейшие отложения береговой зоны. По многочисленным глубоким речным долинам, рассекающим хребет, на Черноморское побережье выносятся огромные массы обломочного материала. Однако они нигде не образуют дельтовые накопления. Почти ровная поверхность береговой зоны в этом случае свидетельствует только о продолжающемся ныне интенсивном процессе погружения берега. Таким образом, темп накопления терригенного материала как бы компенсируется темпом погружения берега.

Центральная область сложена в основном интрузивами колоссального Качкарского plutона. Эта наиболее высокая часть Понтийской системы состоит из сиенитов на западе и гранитов на востоке. Общая протяженность этого монолитного интрузивного массива от горы Гюмбат до устья р. Чорох около 300 км. Интрузия прорывает верхнеэоценовые туфогены и местами перекрывается вулканогенными отложениями миоплиоцена (годерзской свиты). В центральную область помимо Качкарского plutона входят также вмещающие его породы — верхнемеловые агломераты, брекчии и мергелистые известняки, развитые на северных склонах Понтийских гор. Ближе к центру, непосредственно к интрузии, примыкают также метаморфические сланцы и флишевые породы.

На южных склонах в бассейне р. Чорох распространены в основном эоценовые песчаники, туфогены и другие вулканогенно-осадочные породы.

Как гранитоиды, так и вулканогенно-осадочные породы центральной области интенсивно и глубоко расчленены V-образными долинами и ущельями—Кеблыдаг-дере, Зюк-дере, Фыртына, Муса-дере и др. Они образуют массивные узкогребневые междуречные хребты Хомут-даг, Базар-даг и др., имеющие в большинстве меридиональное простиранье. В центральной, наиболее возвышенной части системы они объединяются в хребты широтного простиранья — Соганлу, Качкар, Пархаль с вершинами Кырклар (3309), Качкар (3937), Мта-цкаро и др. На южных склонах, обращенных к долине р. Чорох, имеется также ряд крутопадающих коротких хребтов — Бархал и ряд безымянных хребтов. Глубоко врезанные в них речные долины образуют в своих верховьях большие воронки и цирки с отвесными стенами, характерными для высокогорного типа расчленения.

Все главные водораздельные хребты сохраняют остатки древнего приподнятого пепелена, интенсивно расчлененного эрозией и эрозией и выраженного узкой извилистой гребневой зоной высокогорного плато или разрозненными островками в наиболее высоких частях хребтов, где господствуют древние и современные гляциальные формы рельефа.

Следы горного оледенения на высокогорных зонах Понтийского хребта впервые были замечены Кохом (1846) и Дж. Пальгревом (1871). По данным Пальгрева, наиболее высокая вершина Понтийского хребта по своей морфологии напоминает Матерхорн, где помимо современных ледников, заполняющих висячие кары, имеется ряд древнеледниковых уступов и конечноморенных накоплений.

Им отмечены также ледниковые формы на других высокогорных участках Лазистанских Альп, на Карчальском хребте и на самом восточном Касимском плато, где древние морены опускаются до 1500 м абсолютной высоты.

Современное и древнее оледенения на Понтийском хребте изучены также Стратиль Зауером (1927, 1935), который отмечает ряд лестниц каров, образованных в результате прерывистых тектонических поднятий Восточно-Понтийских гор.

Древнее и современное оледенения описанной области подробно изучены С. Эринджем (1949), который описывает ледниковые формы по всей высокогорной зоне Восточно-Понтийских гор, начиная от верховья р. Орду (Карагель-даг), кончая ущельем р. Чорох. По его данным, вся вершинная зона хребта, высота которого на западе 300 м, а на востоке 2500 м, в четвертичный период была занята карово-долинными ледниками, в основном водосборные чаши верховьев рек. Рис. 11.

Главными областями питания глетчерного льда служили горные узлы вершин Качкар (3957), Верженик (3711), Сальагер (на Пархальском хребте), Чакиргель и Кедыклар (на хребте Начлеби, верховья р. Хоршат) и, наконец, Карагель (3095) в верховьях рр. Орду-Гиресун.

Характерно, что все древнеледниковые формы, а также современные глетчеры расположены на вершинах и склонах, обращенных к Чёрному морю, за исключением одного небольшого кара и нескольких

фирновых пятен, имеющихся на высочайшем массиве хребта Качкар (см. рис. 12).



Рис. 11.

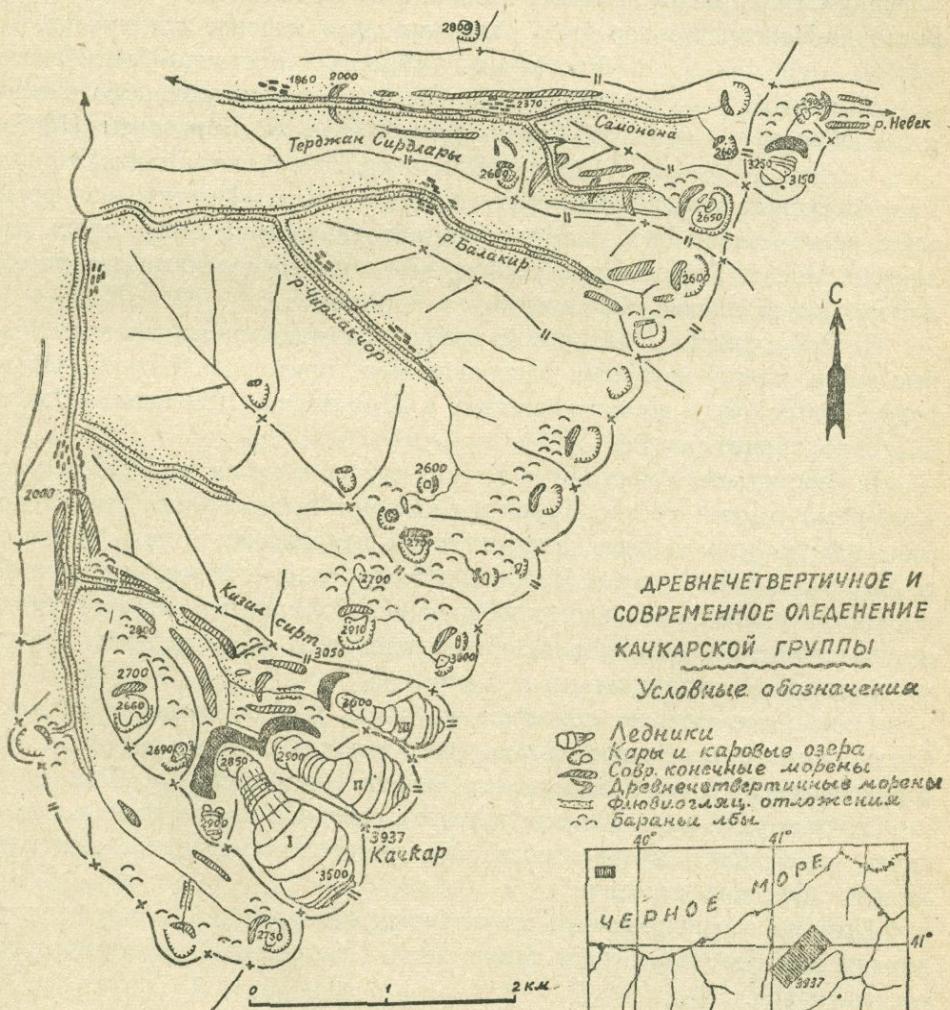


Рис. 12.

Современное оледенение развито, главным образом, на Качкаре- ском массиве. Здесь имеется несколько каров, заполненных глетчерным льдом и не менее десяти кароидов, занятых фирнами и висячими мелкими ледниками. Дно каров расположено на отм. 3000—2850 м. Длина наибольшего ледника достигает 1,2 км. Древнее оледенение достигло здесь значительных размеров. В долине Беюк-дера сохранен прекрасно выраженный трог, по которому ледник спускался до отм. 2000 м, проходя расстояние 3,5—4 км. Здесь отмечаются 3 конечно-моренных вала стадиального отступления вюрмского ледника.

В области питания ледника Беюк-дере отмечаются 3—4 лестничные каровые ступени, расположенные на отм. 3500, 3000, 2940, 2560 м. Они расположены на расстоянии 1—1,5 км.

Значительное оледенение было развито на северо-западных склонах Качара, в долинах Балекчар Агвегер, где отмечается 5 конечно-моренных гряд, расположенных на отм. 2000 м. На остальных участках Восточно-Pontийских гор было развито только каровое оледенение.

Восточная область Восточно-Pontийского хребта, ее геология и орография подробно описаны Н. Стебницким (1883), Л. Бацевичем (1885),

область Г. Абихом (1899) и др. Это область диких, весьма малодоступных ущелий и крутых горных отрогов. Pontийские горы здесь резко меняют свое направление, поворачивая на север, вдоль долины р. Чорох. Как главные хребты, так и многочисленные отроги обладают крутопадающими склонами и обрывами.

В этой области Pontийский хребет распадается на многочисленные ветви, между которыми располагаются притоки р. Чорох — Мургулсу, Хотила-су — по левобережью и Имерхеви, Шавшетис—Цхали и др. по правобережью.

В междуречье Мургул-су и Хотила-су расположен радиально расчлененный горный массив Караб-даг. Здесь в ориентировке речных долин важную роль играют дизъюнктивные нарушения. Вдоль долины р. Мургул до впадения в р. Чорох проходит большой сброс, заложенный по контакту верхнемеловых туфобрекций, порфиритов, известняков и несогласно перекрывающих их нижнеэоценовых псамmitовых туфов, чередующихся с песчаниками и мергелями.

Описанные породы образуют крупную антиклинальную складку близширотного северо-восточного — юго-западного простирания, в которую врезана, почти в поперечном направлении, долина р. Чорох.

Долина р. Мургул располагается на северном крыле этой складки, вдоль отмеченного выше сброса. Она имеет асимметричное моноклинально-сбросовое строение.

Помимо вышеуказанных структурных особенностей, в морфологии долины важную роль играет также весьма изменчивый литологический состав пород.

Правые склоны долины более пологие, с хорошо развитой сетью речных террас, левые же — с крутыми склонами и многочисленными

уступами и обрывами. У впадения в реку Чорох р. Мургул протекает по узкому ущелью с почти отвесными стенами.

Река Имерхеви представляет один из самых значительных правых притоков р. Чорох. Протекая в основном по узкому глубокому извилистому ущелью с возвышенными отвесными стенами, она берет начало в месте соединения двух хребтов — Карчхальского и Шавшетского. Сначала река придерживается юго-восточного направления, а затем — меридионального до впадения в нее значительного притока р. Шавшетис-Цхали, и далее, поворачивая на юго-запад, принимает второй приток р. Ардануч и у одноименного города впадает в р. Чорох.

Бассейн р. Имерхеви представляет интенсивно расчлененную эрозионную котловину, ограниченную с севера высокими и крутыми, часто обрывистыми склонами Карчхальского и Шавшетского хребтов, с востока обрывом Арсианского нагорья и с юга его отрогом Яланус.

Внутри этой котловины располагаются многие горные отроги, отходящие от указанных выше хребтов. Они являются водоразделами между притоками Имерхеви. Эти хребты сложены в основном верхнемеловыми и эоценовыми туфогенами, андезитами и перемежающимися пластами мергелей и известняков, образующих ряд складок близшеротного простирания. Резкие коленообразные перегибы долин реки Имерхеви и ее притоков Шавшетис-цхали, Ардануч и некоторых других, обусловлены разрывными нарушениями, раздробившими складки на отдельные блоки. Вдоль этих разломов, особенно в районе городов Артвин, Ардануч, в долине р. Чорох в изобилии отмечены выходы интрузий, окварцованных известняков, метаморфических сланцев (Л. Ф. Бацевич, 1885).

Крупным морфологическим элементом этой области является Карчхальский хребет, расположенный между долинами рр. Имерхеви и Аджарис-цхали. Это высокий и труднодоступный хребет с характерным радиальным типом расчленения.

Водораздельная часть главного хребта имеет плоскую, платообразную поверхность, благодаря наличию уцелевших от эрозии покровов андезитов, базальтов, которые слагают основу неогенового вулканогенного комплекса Арсианского и Шавшетского хребтов. Покров этот налегает на древнюю поверхность денудации (см. ниже), срезающую интенсивно складчатое и разбитое сбросами основание Карчхальского хребта. Хребет сложен разнородными породами — эоценовыми туфогенами и песчаниками, меловыми мергелями и известняками и прорывающими их многочисленными кварц-порфировыми дайками, создающими здесь своеобразные формы останцевого рельефа.

Морфология Шавшетского хребта в значительной степени отличается от Карчхальского. Шавшетский хребет широтного простирания является связующим звеном между тремя системами гор: Понтской на юго-западе, Аджаро-Имеретинской, т. е. Малокавказской — на востоке и Арсианской — на юге. Водораздельное плато Шавшетского хребта сложено из андезито-дацитов и их пирокластов годерзской свиты*.

* См. область Северного вулканического нагорья.

Предгорные депрессии рек Келькит и Чорох

Описанная область долин рек Келькит-Чорох в морфоструктурном отношении входит в зону тыловых дуг Восточных Понтид (см. морфоструктурную карту).

Депрессии в бассейне р. Келькит приурочены к Северо-Анатолийскому глубинному разлому-

сдвигу, неоднократно омоложенному в неоген-антропогеновый период. В депрессиях имеются значительные озерно-континентальные накопления, которые подверглись дизъюнктивным нарушениям, особенно четко выраженным по окраинам сбросовых впадин, следующих друг за другом по всему течению реки до слияния ее с р. Ешил-Ирмак на участке, где начинается поперечное врезание долины последней в складчатые хребты Восточно-Понтийской системы.

В пределах Армянского нагорья располагаются депрессии верховья р. Келькит. Наиболее значительной из них является депрессия Чифтлик (И. Кетин, 1965).

Депрессия Чифтлик представляет собой молодую сбросовую впадину, в которой неогеновые отложения, по сравнению с антропогеновыми имеют незначительную мощность. Сама депрессия располагается несколько севернее зоны главного Северо-Анатолийского сдвига.

По краям депрессии проходят сбросовые нарушения северо-восточного—юго-западного направления, которые на юге упираются в главный сдвиг, направляющийся к Ерзинджанской депрессии. В целом как депрессия, так и окружающие столоидные возвышенности примыкают к структурной зоне краевых цепей Внутреннего Тавра — Анти-тавра.

Наиболее интенсивное погружение депрессии следует отнести к верхнемиоцен-четвертичному времени. Процессы опускания продолжаются ныне неослабевающими темпами, свидетельством чего могут служить мощные накопления аллювиально-пролювиальных конусов, выносов, поперечных депрессий речных долин, которые образуют сплошные предгорные шлейфы. В этом смысле происходившие процессы аккумуляции в этой и подобных ей компенсационных грабеноподобных депрессиях можно рассматривать как процессы образования современных молasses.

Келькит-Чорохский водораздел представляет собой остаточную глыбу, по-видимому, палеозойского (?) фундамента, входящую в состав разломанного цоколя Чорохского антиклиниория нижнего структурного этажа альпийского орогенеза. Выступающая на поверхность серия метаморфизованных пород, глубоко срезанная денудацией, на востоке несогласно перекрывается вулканогенными и осадочными породами юры и мела, в которые врезаны долины р. Чорох и ее притоков.

Чорохский антиклиниорий представлен в основном инверсионными типами рельефа, вскрытыми глубинной эрозией ядра Восточно-Понтийской горной системы.

По южному крылу проходит северо-восточная ветвь Северо-Анатолийского глубинного разлома, в которой в отличие от последнего гос-

подствуют дизъюнктивные структуры сбросово-надвигового типа, вертикальных смещений в то время, как главное направление сдвига, по новейшим данным Н. Эгерана, И. Кетина и Э. Лана (1964), проходя через верховья р. Кельkit, продолжается в юго-восточно-восточном направлении в сторону южных цепей Внутреннего Тавра.

Депрессии в долине р. Чорох представляют собой преимущественно эрозионные образования, приспособленные к сбросовым нарушениям или резко выраженным контактам смены фаций различной эрозионной устойчивости.

В этих депрессиях неогеновые отложения отсутствуют. Четвертичные отложения представлены только аллювиально-пролювиальными фациями, что свидетельствует об очень молодом возрасте не только этих асимметричных котловин, но также эрозионного вреза долины р. Чорох в целом.

Древние тектонические депрессии появляются уже по южной стороне описанного глубинного разлома в долинах рр. Тортум и Олты, где имеются мощные лагунные и озерно-континентальные отложения неогена. Эти депрессии и окаймляющие их хребты Сивридаг, Ялнызчам и другие входят в состав морфоструктурного комплекса Внутреннего Тавра и Вулканического нагорья Армении и вопросы их морфологии будут освещены в соответствующих разделах.

Что касается эрозионных котловин долины р. Чорох, то здесь, вероятно, мало таких структур, которые претерпели бы значительное омоложение. Денудационные поверхности, окаймляющие котловины хребтов, являются очевидно остатками древнего педимента, расчлененного ныне многочисленными притоками р. Чорох. Позднетретичные аллювиально-пролювиальные накопления в котловинах облегают склоны хребтов, и разделяющие их сбросы не появляются на поверхности. Нередко сбросовые нарушения с литологическими контактами фиксируются моноклинальными грядами куэст.

Описанная морфология иллюстрируется в нижеприведенном разрезе и на указанном рисунке, составленном Г. Абихом.

В разрезе Байбуртской долины (рис. 13) вырисовываются сравнительно простые складки северо-восточного—юго-западного простирания. Складки сложены гиппуритовыми известняками верхнего мела (а), согласно переходящими в нуммулитовые песчаники эоцен. Город Байбурт расположен в синклинально сбросовой впадине, выполненной позднетретичными осадками.

В разрезе сброс не указан, однако его легко можно уловить примерно по линии центральной части долины, где под новейшими осадками прослеживается контакт висячего северного бока сброса, сложенного эоценом. Косвенные признаки, характеризующие омоложенный сброс, описываются Г. Абихом, который отмечает выходы многочисленных термальных и минеральных источников и травертиновых скоплений в Байбуртской долине. Более четко сбросовые линии, простирающиеся вдоль Байбуртской долины и параллельных ей моноклин-

ных куэстовых гряд, отмечены на геологической карте масштаба 1 : 500000 (планшет Трабзон, составленный Г. Геттингером /1964/).



Рис. 13

Второй рисунок Г. Абиха (рис. 14) иллюстрирует участок Евфрат-Чорохского водораздела (между Байбуртом и Ашкалой) хребта Эшексырт.

По описанию Г. Абиха, здесь проходит крутосклонный на севере и пологий на юге асимметричный гребневидный горный кряж, сложенный породами мелового комплекса, внутри которого располагаются продольные и отчасти косые сбросовые нарушения. К этим сбросам древнего заложения приурочены плотные кремнистые известняки, сланцы (очевидно, зона милонитизации? С. Б.), кварциты, а также жилы и дайки основных и ультраосновных интрузий. Все эти породы в силу их относительной эрозионной устойчивости по сравнению со вмещающими их породами образуют останцевые формы рельефа—монадноки. Обозначенные на рисунке буквой К останцы являются скалами окремнелых известняков и плотных брекций. С—это разрушенные серпентинитовые холмы, П—пехштейнообразные железистые кремневые слои.



Рис. 14

Анализ денудационных поверхностей и новейшей тектоники Восточных Понтид

Как уже отмечалось, деформированный денудационный уровень выравнивания—реликт древнего пёнеплена на Понтийских горах выделяется достаточно отчетливо, особенно на водораздельных гребнях хребтов, где он срезает дислоцированные слои мела и палеогена и прорывающие их гранитоидные интрузии. На западе этот регионально выраженный уровень планации расширяется и, постепенно понижаясь, сливается с обширными плоскогорьями Анатолии*. На востоке этот же уровень возвышается

* История развития Анатолийского пёнеплена и прилегающих к нему областей приподнятых горных массивов подробно описана в разделе Внутреннего Тавра.

до отметок 3200—3400 м, а на Качкарском хребте в зоне развития Качкарского plutона он поднимается отдельными фрагментами еще выше, перекрываясь местами вулканогенными образованиями меотис-понтического возраста (липарито-дакитовые эфузии и их пирокласты).

На горных поднятиях Восточно-Понтийской системы на описанном общем фоне поверхности денудации мы можем констатировать фрагменты двух разновозрастных уровней: 1. Донеогеновый-миоценовый, верхним возрастным пределом которого является меотис-понт, судя по наличию останцевых островов вулканогенных образований годерзской свиты, покрывающих описанный водораздельный уровень денудации на высокогорной части Восточно-Понтийских гор. 2. Послепонтический, срезающий отложения годерзской свиты. В целом описанные выше разновозрастные уровни денудации водораздельной полосы как бы сливаются в единый уровень планации. При таком положении описанный уровень денудации можно рассматривать в той или иной степени, как первичный уровень денудации для данной области. Начало пенепленизации относится еще к верхнему олигоцену, судя по тому, что описанный уровень в пределах Анатолийского плоскогорья, предгорий Западно-Понтийской пенепленизированной страны и Армянского нагорья погружается под континентально-озерные и морские отложения аквитанского и бурдигальского ярусов (см. раздел «Внутренний Тавр»). В таком случае можно предположить, что интенсивно восходящее сводообразное поднятие Восточно-Понтийского мегаантклиниория началось в нижнем миоцене. Однако процесс тектонического поднятия этой системы, обладающей, как мы уже отметили, весьма сложным геологотектоническим строением, происходил в различных областях разными темпами и типами, поднятия носили сильно дифференцированный характер.

Если допустить, что водораздельный уровень выравнивания пережил в целом единый и непрекращающийся цикл континентальной денудации, то надо считать, что этот цикл охватывает большой период времени, начиная с верхнего олигоцена и нижнего миоцена, так как фации коррелятивные всему денудационному срезу, расположенные на педименте южных предгорий Понтийского хребта, в межгорных депрессиях и на **пенепленах** Анатолийского плоскогорья в виде озерно-континентальных и молассовых отложений, имеют в своих нижних частях аквитан-бурдигальский возраст.

Таким образом, морфологический анализ дает возможность определить возраст древнего уровня планации Анатолии, который может быть увязан с водораздельным уровнем Понтийских гор.

Однако, несомненно, что значительный снос с Понтийских гор начался задолго до образования описанного уровня. Известно, что основной важнейшей фазой формирования Понтийской системы является пиренейская фаза (Э. Шапю, 1932).

Весь олигоцен был для Восточных Понтид эпохой тектонической активности, характеризующейся интенсивными тектоническими поднятиями. Гипсонасно-соленосные отложения, перемежающиеся с песчаниками и конгломератами, зелеными и красными мергелями, глинами и дру-

гими молассовыми отложениями олигоцена в бассейне р. Кызыл-Ирмак, по данным Р. Фюруна (1953), достигают нескольких сот, даже тысячи и более метров. Эти отложения несогласно покрывают флиш верхнего эоценена и, в свою очередь, перекрываются озерно-континентальным неогеном. Таким образом, непрерывное интенсивное поднятие Восточных Понтид отмечается в период **всего олигоцена**, когда на Западных Понтидах отмечался тектонический покой (наличие морских фаций олигоцена на Западных Понтидах).

Глубина денудационного срезания, начавшегося на Восточных Понтидах еще в олигоцене, достигает громадных размеров и исчисляется километрами. Судя по современному срезу, денудацией снесен весь палеоген, возможно, частично и мел, также значительная часть гранитоидов Качкарского plutона, так как последний контактирует на высоких склонах гор с эоценом, палеоценовым флишем и несколько ниже с меловыми известняками. Отсутствие достаточных геологических данных не дает возможности определить хотя бы в общих чертах мощность снесенных слоев в отдельности в олигоцене и миоцене. Следует, однако, полагать, что наибольшую часть сноса можно отнести к олигоценовой эпохе, в течение которой отлагались коррелятивные мощные толщи предгорных молasses.

Миоцен в целом для Восточных Понтид был периодом длительной планации, так как отложения его в озерных и континентальных фациях известны только на далеких предгорьях в зоне депрессий Внутреннего Тавра и Анатолийского плоскогорья. Отметим только, что судя по смене фаций в вертикальном разрезе миоценовых отложений можно представить, что и в этот период на Восточных Понтидах имели место прерывистые кратковременные, однако резко выраженные поднятия, приведшие в конечном итоге к значительному сносу покровных отложений Качкарского plutона и самого plutона, на пенепленизированной поверхности которого фиксируются фрагменты вулканогенной толщи меотис-понтического возраста (фации годерзской свиты).

Процессы денудации и эрозии, происходившие после отложения вулканогенных образований годерзской свиты, которые здесь имели малую мощность, происходят уже в иных условиях.

Область основного сноса перемещается на склоны интенсивно поднявшегося хребта. В результате этих поднятий образуется целый ряд уровней выравнивания—предгорных ступеней (*Piedmonttreppen*) и по-перечно врезанные в них глубокие эрозионные долины. Возможно и иное толкование образования описанных склоновых денудационных ступеней. Можно полагать, что они представляют собой реликты первоначально единой антиклинально изогнутой поверхности планации-пенеплена, разнообразно перемещенной в зонах обновленных разломов, которых достаточно много в этой сложно построенной складчато-глыбовой области.

Эти вопросы пока не изучены и трудно распознать, какое из отмеченных предположений ближе к истине. Наиболее приемлемым может

быть то, что в системе Восточно-Понтийских гор сочетаются оба явления.

Там, где много продольных к антиклиналям сбросовых нарушений (а это характерно для западной части, между речными долинами Хоршат и Кызыл-Ирмак) наиболее вероятным является существование деформированного сбросами первоначального единого уровня планировки, перемещенного ныне на отдельные ступени. Примечательно, что имеющиеся здесь ступени, расположенные друг над другом на средних отметках 2000, 2200, 2600, 3000 м, разграничены уступами, на которых проходят сбросы, предполагаемые Н. Эгераном и Э. Ланом. Кроме того, отмеченные ступени в этой зоне достаточно широки, чтобы не считать их предгорными ступенями типа Piedmontterrep и, наконец, в юго-западных предгорьях Восточно-Понтийских гор они хорошо увязываются с платообразными поверхностями хребтов Бердича-даг, Сипикир, которые еще южнее переходят в **типовные плены** Анатолийского плоскогорья (подробно см. раздел «Внутренний Тавр»).

Что касается восточной половины системы (восточнее Зинаганского хребта), то, как было отмечено, она отличается исключительной расчлененностью и, хотя в пространствах между реками улавливаются лестницы денудационных поверхностей, имеющиеся между ними уступы, по всей вероятности, являются эрозионными, но не тектоническими, так как на геолого-тектонических картах Турции (МТА, И. Кетин, Н. Эгеран, Э. Лан и др.) сбросы отмечены только в долине р. Чорох или в прибрежной полосе Черного моря. Следовательно, здесь можно ожидать сводовые и сводово-глыбовые прерывистые поднятия.

Об амплитуде постмиоценовых относительных поднятий центральной высокогорной части этой области можно получить общее представление, судя по разности отметок подошвы годерзской эфузивной свиты, расположенной на Качкарском плутоне на высоте выше 3900 м, а в области ее излияний — в зоне развития Арсианско-Шавшетского покрова, отделенной от Качкарского хребта долиной р. Чорох и ее притоков на отметках 2100-2200 м.

Наконец, отметим, что сбросово-денудационные ступени в этой области можно ожидать в бассейне р. Чорох, в долинах рек Тортум, Ольты, где имеется много омоложенных сбросовых нарушений, приуроченных к северо-восточной ветви северо-анатолийского глубинного разлома. В результате дробления Чорохского антиклиниория, сложенного мезозойскими осадочными породами и прерывающими их офиолитовыми интрузиями, здесь образовалась очень сложная система уровней денудации, которые, вместе взятые, очевидно, можно отнести к предпонтической поверхности, четко прослеживающейся на обрывистых склонах нагорий Ялнычам, Арсианского, Шавшетского, где этот регионально выраженный уровень забронирован эфузивными покровами годерзской свиты.

ГЛАВА VI

АРМЯНСКИЙ ТАВР

Армянский Тавр по своим структурно-геоморфологическим особенностям мы разделяем на следующие области:

1. Западная область—междуречье Евфрат-Тигр.
2. Центральная область—Битлисский Тавр.
3. Восточно-Ванская область—плато.
4. Курдистанский горный узел или Курдистанский Тавр.

Занимает зону мелового прогиба Армянского Тавра. Этот прогиб подвержен складчатости в период верхнего мела и палеогена (С. Тромп). В дальнейшем описанная область была превращена в систему складчато-глыбовых гор с хорошо развитыми поднятиями и продольными депрессиями, занятыми озерами и широкими речными долинами.

В конце неогена начинается интенсивное поднятие этой области. Река Евфрат прокладывает свое русло поперек поднявшихся горных сооружений и образует глубочайшее антecedентно-эпигенетическое ущелье (более 1500 м).

На водоразделах гор и высоких склонах хорошо сохранены древние денудационные поверхности, расчлененные молодой поперечной речной сетью. Денудацией вскрыты меловые известняки, сланцы и мраморы, а также прорывающие их ультраосновные и основные интрузии—серпентиниты, габбро. Последние с контактирующими с ними плотными кварцитами образуют положительные останцевые формы. Особенно примечательны радиально расчлененные горные массивы Бозостон, Сепидаг и некоторые вершины хребта Мехраб.

В целом в этой области хорошо выделяются два уровня денудации. I расположена на водоразделах хребта, на средних высотах 2000–2100 м, представляет собой реликт древнего пленена, вероятно предмiocенового возраста (см. рис. 15). II—система уровней выравнивания предгорных ступеней, расположенных на высоте 1700–1900 м.

Центральная область Армянского Тавра представляет собой крупный мегаантклинальный свод, сложенный породами пермо-карбона, которые представлены мраморами, слюдистыми сланцами, амфиболитами, гнейсами и другими метаморфическими породами, разбитыми многочисленными разломами, образующими чешуйчатые надвиги.

По северным склонам хребта проходит глубокий разлом-шов, который морфологически четко фиксируется гигантским барьером круто-склонных и обрывистых стен, почти нависающих над депрессиями Чапакчур (Бингель), Муш и Ванского озера.

Депрессии представляют клиновидные в разрезе и трапециевидные в плане опускания, на которые надвинуты раздробленные на отдельные глыбы-структурь палеозойского ядра Армянского Тавра. В целом в Центральной зоне свода палеозойские формации располагаются почти горизонтально, однако к северу они приобретают крутое падение. Например, у горы Марута-сар (Малато-даг), в верховьях реки Сасун, в непосредственной близости с Мушским грабеном палеозойские известняки образуют круто падающие на север слои.

Нижеприведенный поперечный профиль Армянского Тавра дает ясное представление о его морфоструктуре.

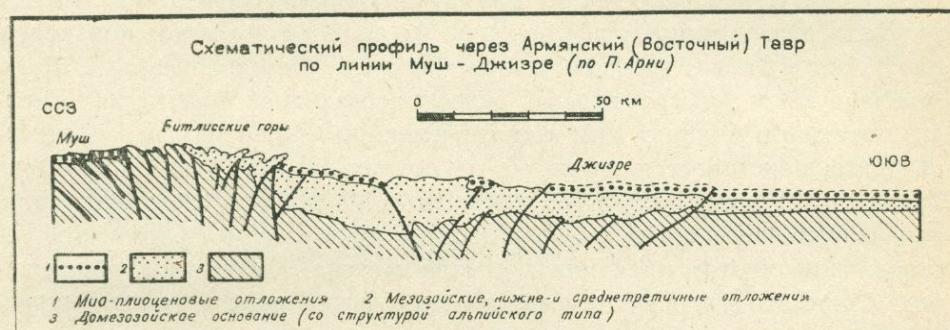


Рис. 15

Центральная область Армянского Тавра в свою очередь разделяется на два района: 1. **Западный** район начинается от меридиана западного края Чапакчурской (Бингельской) депрессии и верховья р. Гюлькерней (приток р. Тигр) до верховьев р. Батман-су и хребта Моткан. 2. **Восточный** район начинается от хребта Моткан и протягивается до восточного края Ванского озера.

Западный район образует выпуклую к северу дугу. На хребте широко развиты денудационные плато-реликты древнего пенеплена, которые располагаются на отметках от 2600 до 2700 м. Возвышающиеся над ними некоторые останцевые вершины типа монадноков сохраняют на себе плоские поверхности еще более древнего пенеплена, достигающие абсолютных высот 2800-2850 м. Описанные выше широкие поверхности древнего пенеплена к югу постепенно погружаются под миоценовые известняки. Последние на низких склонах гор образуют ряд разбитых разломами наклонных пластовых ступеней. В них глубоко врезаны речные долины правых притоков—Кульп, Сасун, Амбар-су и т. д.

Восточная половина, носящая название собственно **Битлисского Тавра**, протягивается вдоль южного берега оз. Ван и Мушской впадины и

представляет собой постепенно возвышающееся к востоку интенсивно расчлененное нагорье, имеющее среднюю высоту от 3000 м (на западе) до 3400—на востоке. Южная часть этого нагорья расчленена долиной реки Бохтан-дереси и ее притоками на ряд диагональных главному хребту горных отрогов, которые придают стране перистый рисунок расчленения (хребты Моткан, Сух-даг, Исперт-даг, Решан-даг и др.). На отмеченных хребтах хорошо сохранились остатки Таврского предмиоценового пенеплена, который деформирован общесводовым поднятием Таврского мегаантеклиниория и полого падает к югу. На далеких низких склонах и предгорьях, близ зоны передового прогиба, описанные уровни уходят под неоген и вместе с последним охвачены продольными дизъюнктивными нарушениями.

О характере, морфологии и возрасте основного водораздельного предельного уровня планации, имеющего широкое развитие в системе Армянского Тавра, который мы называем **Таврским пенепленом**, можно получить определенное представление из анализа геологической карты Битлисского Тавра, профиля, поперечного ему, составленного П. Арии (см. рис. 15) и топографической основы исследуемой территории. В результате этого мы приходим к заключению, что обширные пенепленизированные пространства, развитые на водораздельной зоне Армянского Тавра, являются результатом длительной континентальной денудации, начавшейся еще в конце меловой эпохи и приведшей к оформлению регионального уровня планации в начале неогена. Кроме того, образование Таврского пенеплена способствовали чешуйчато-надвиговые структуры. Значительная часть этих уровней представляет собой денудационные пластовые поверхности, особенно в зоне развития меловых и палеогеновых пород на южных склонах и предгорьях Армянского Тавра. В общей сложности можно предполагать, что перед началом неогеновых трансгрессий, когда возникли предгорные депрессии оз. Ван, Муш и др., Армянский Тавр, за исключением его водораздельной полосы, былведен денудацией до состояния равнины, которая затем была покрыта горизонтально залегающими отложениями неглубоких морей.

Интенсивное эпейрогеническое сводовое поднятие Битлисского Тавра в период неогена и антропогена привело к расчленению описанного пенеплена глубокими речными долинами и образованию коррелятивных им молассовых накоплений в предгорных прогибах.

Важными геологическими признаками, характеризующими процесс длительного поднятия, являются: а) изменение мощностей в сторону их уменьшения коррелятивных сносу осадков предгорий, формирующихся по мере роста поднятия Таврского антиклиниория. б) укрупнение гранулометрического состава в восходящем стратиграфическом разрезе различных терригенных фаций, накопленных в предгорьях с появлением кверху мощной серии неоген-антропогеновых моласс и в) выклинивание последних близ оси поднявшегося свода.

Морфологическими показателями, характеризующими постепенно

усиливающийся темп новейших поднятий, служат: а) деформация древнего уровня пеноплена и характерный выпуклый (ступенчатый близ подножья) макроморфологический профиль южных склонов Армянского Тавра, б) глубокое расчленение склонов поперечными речными долинами, срезающими древние продольные куэстовые гряды, фрагментарно сохранившиеся ныне в верховьях отмеченных выше рек и в) интенсивное расчленение овражно-балочной сетью растущих молодых антиклиналей на южных предгорьях Армянского Тавра.

Как было отмечено, здесь протягиваются параллельно друг другу 15 антиклинальных поднятий (Р. Фюрон, 1953). Эти складки, охватившие молассы предгорий, образовались, очевидно, в результате глыбовых вертикальных движений подстилающего молассы фундамента, возникших в зоне омоложенного разлома. К такому представлению можно придти, анализируя приведенный выше поперечный разрез Битлисского Тавра.

Наиболее интенсивному поднятию подверглась восточная часть Таврского мегаантиклиниория. Свидетельством этого служит не только современная морфология этого крупного горного сооружения с приподнятыми на нем древними уровнями выравнивания, высоты которых возрастают с запада на восток, но и ярко выраженная дислоцированность неогеновых отложений на северных и северо-восточных склонах Армянского Тавра в котловинах Муш-Ван-Абага и т. д. (подробно об этом см. область южного вулканического нагорья).

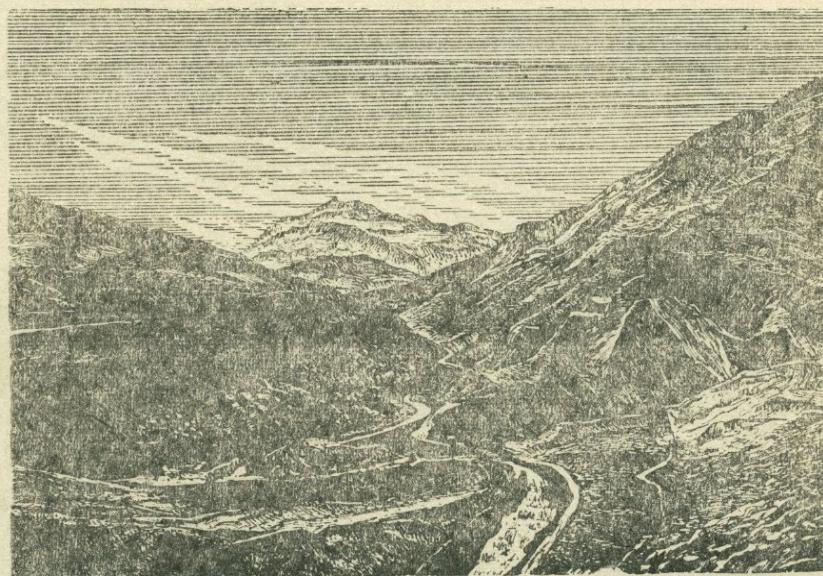


Рис. 16

Антecedентная(?) долина р. Битлис (Битлисский проход) через Армянский Тавр
По фото Х. Линча.

Интенсивное поднятие Битлисского Тавра происходит и в настоящее время. Некоторые притоки реки Бохтан-су, реки Битлис, Гезал-дересе, Симонек-су (Кесан-дереси) производят интенсивную эрозию, глубоко врезаясь в горные цепи Битлисского Тавра. Описанными реками в недалеком будущем будут перехвачены воды Ванского озера и спущены в Тигр. Местами высота водораздела от озера и истоков рек Бохтан-су не превосходит 40 м. Отметим, что лавы новейших голоценовых излияний вулкана Немруд проникли в долину верховьев р. Гезал-дересе—притока реки Бохтан-су (данные Ф. Освальда, 1910). Все эти геоморфологические показатели являются ярким свидетельством продолжающегося интенсивного поднятия Битлисского Тавра в настоящее время.

*Восточно-Ванско-
е плато с ос-
танцевыми кра-
жами и межгор-
ными депрессиями*

Битлисский Тавр кончается у восточного побережья оз. Ван. Далее простираются холмисто-волнистые плато, занимающие обширные пространства восточнее Ванского озера вплоть до меридиональных Гекиарских (Курдистанских) гор.

Среди плато и депрессий возвышаются останцевые горные кряжи Корзот, Нермит-даг, Мамадык-даг, Ахта-даг, Варага-сар и др., сохранившие на себе широкие пространства древнего пенеплена, срезающие здесь меловые известняки, флишевые породы, а также ультраосновные и основные интрузии.

В структурном плане эти кряжи представляют собой разбитые по краям сбросами антиклинали субширотного простирания. (А. А. Стоянov, 1918). Между описанными антиклинально-горстовыми поднятиями



Рис. 17

Гора Варага-сар в окрестностях г. Ван. По фото Х. Лицча располагаются широкие депрессии, занятые частично озерами Арчак (Эрчек), Ак-гель, речными долинами Кара-су, Медисипер-Сую, Мехмелик-чай, Хошаб и др. Отмечаются также низменности в районах между 110

городами Ван и Востан (котловина Айоцдзор), окрестности городов Ташруми и Кязымпаша (Серай) и т. д.

Депрессии выполнены мощными отложениями морского неогена, представленными здесь гипсонасно-соленосными глинами и местами перекрывающими их мощными конгломератовыми сериями тортона (в долине р. Хашаб-су).

В этой области описанный выше Таврский пенеплен глубоко опущен под неогеновые отложения. Речные долины, занимающие тектонические впадины, образуют широкую сеть террас и заболоченных обширных пойм с меандрами. В окрестностях озер Арчак и Ван непосредственно над молодыми озерно-аллювиальными отложениями имеются также песчано-глинистые наносы, содержащие плиоценовую фауну дрейссенид. Все это свидетельствует о том, что описанные выше неогеновые продольные депрессии до настоящего времени сохраняют унаследованные морфоструктуры и служат областью аккумуляции.

Что касается морфологии невысоких хребтов и кряжей, то помимо развития широких пространств древнего, ныне деформированного пенеплена, на них имеются также останцевые возвышенности и горные массивы типа монадноков, сложенные в основном основными интрузиями и интенсивно дислоцированными древними метаморфическими породами—слюдистыми сланцами и различными окварцованными породами. На них хорошо сохранены денудационные поверхности.

Восточно-Ванская плоскость с останцевыми кряжами древнего пенеплена и межгорными депрессиями ограничено на северо-западном сбросом, который прослеживается по всему северному побережью оз. Ван через вулканы Немруд-Сипан-Тондурек. По этой зоне проходит отмеченный П. Арни «андезитовый шов», составляющий границу Таврской системы и Армянского вулканического нагорья. По этой полосе П. Арни предполагает наличие глубоко срезанных денудаций чешуйчатых надвигов Таврского комплекса, погружающегося на севере под эфузии Армянского вулканического нагорья.

Чешуйчато-надвиговые структуры, напоминающие покровы, создали благоприятные условия для развития в этой зоне трансгрессивных толщ неогена (аквитана, бурдигала, гельвета), занимающих громадные площади не только здесь, но и в Иранском Азербайджане.

Чешуйчатая зона, по данным А. А. Стоянова (1918) (согласно сообщению К. Н. Паффенольца, 1948), продолжается далее на восток, охватывая и территорию Абагинской равнины. Здесь глубоко срезанные денудацией надвиговые структуры, состоящие из меловых известняков и офиолитовых интрузий, перекрываются молодыми лавовыми потоками вулкана Тондурек.

На юге описанный нами ранее крупный разлом, простирающийся вдоль южных склонов Армянского Тавра (разлом Чапакчур-Ван), прослеживается достаточно отчетливо и в области Восточно-Ванского плато, вплоть до Гекиарских (Курдистанских) гор.

Разлом отмечается морфологически крутым уступом останцевых пенепленизованных возвышенностей, простирающихся вдоль южного

края депрессии Айоцдзор до хребта Чух-даг, отграничивающего верховье р. Большой Заб от описанной области.

К этому сбросовому нарушению приурочены мощные четвертичные травертиновые скопления, занимающие обширные пространства между городами Ван-Востан и город Артос (Планшет Ван, МТА, 1964—1965). Наличие мощных травертиновых четвертичных накоплений, а также весьма частые землетрясения в этой полосе свидетельствуют о продолжающемся ныне процессе погружения депрессии оз. Ван и Айоцдзор и оживлении разлома. По данным К. Н. Паффенгольца (1948), на юго-восточных окрестностях оз. Ван озерные плиоценовые отложения, содержащие дрейсенсиевую фауну, охвачены складчатостью и разбиты сбросами (подобно сарикаинской свите побережья оз. Севан).

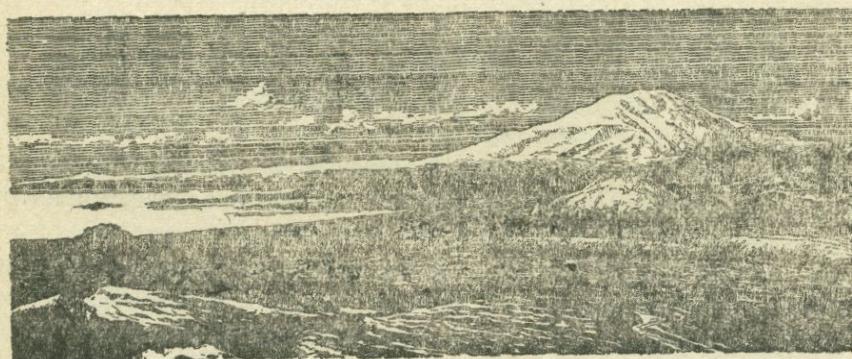


Рис. 17 а

Обрывисто-ступенчатые прибрежные плато оз. Ван, сложенные древними озерными отложениями. Вид со склонов Варага-сар. Вдали г. Сипан.

В структурном отношении Армянский Тавр Курдистано-Загорские краевые горы находится в непосредственной связи с Курдистано-Загросской системой гор. Описанные ранее широтные структуры хребтов Корзот, Ахта и Нермитдаг, огибая широкую депрессию бассейна верховьев р. Заб, выполненную мощными отложениями олигоцена и миоцена, получают свое продолжение в системе Курдистанского хребта, достигающего своей наибольшей высоты на хребте Джило-даг (свыше 4100 м). Далее Курдистанские горы продолжаются в системе Загроса.

Собственно Курдистанский пограничный хребет начинается у подножья вулкана Тондурек и Баязетской котловины и, постепенно возвышаясь, простирается в меридиональном направлении, составляя главную водораздельную гряду между бассейнами оз. Ван и Урмия.

Хребет имеет складчато-глыбовое, интенсивно расчлененное эрозией морфологическое строение. В нем горные цепи Армянского Тавра и Загроса, смыкаясь друг с другом, имея перед собой на севере палеозойский субстрат Армянского мегаантклиниория, образуют сложную систему скручивания складок.

В северной части Курдистанского хребта складки, сложенные характерными для Армянского Тавра меловыми и палеогеновыми породами, образуют дугообразные изгибы к северо-востоку и, разбиваясь

крупными разломами, погружаются под мощные отложения неогена, выполняющие моноклинально-бросовые впадины котловин Баязет, Марку и др*.

На восточных и северо-восточных склонах хребта отчетливо прослеживаются морфологически напоминающие куэсты моноклинально-гребневидные бросовые ступени с пологими восточными и крутыми западными склонами. К описанным моноклинально-бросовым участкам приурочены верховья долины рек Ак-чай, Кызыл-чай; Алимджа-чай, которые далее в востоку, образуя коленообразные изгибы, узкими и глубокими долинами прорыва поперечно врезаются в куэсты более низких ступеней, сложенные эоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми породами, и выходят в Нахичеванскую равнину.

На водораздельной зоне Курдистанского хребта хорошо прослеживается срезающий меловые породы древний уровень планации. Этот уровень на западе сливается с уровнями хребтов Корзот, Ахта-даг—Нермит-даг.

На юге, в области водораздела, верховья рек Большой Заб и Катур, уровень возвышается до отм. 3800 м, сохраняясь лишь небольшими островками. Здесь Курдистанский хребет принимает высокогорный облик, а на Джило-даге характеризуется типичным альпийским расчленением (Бобек, 1940).

Джило-даг представляет собой крупный моноклинальный гребневый массив, расположенный на водоразделе рек Заб и Зола-чай. По описанию Г. Бобека (1938), его слагают верхнетриасовые известняки, обладающие большой мощностью, затем следуют песчаники, сланцы, роговики, рифовые известняки юрского и мелового возрастов и прорывающие их офиолитовые интрузии. Вся эта серия перекрывается нуммулитовыми известняками большой мощности, которые к востоку погружаются под олигоцен-миоценовые отложения (свита «асмари-фарс»). Джило-даг неоднократно подвергался орогенезу, свидетельством тому резко выраженные несогласия между отмеченными выше разновозрастными формациями. В неоген-четвертичный период Джило-даг подвергся интенсивному поднятию, вовлекшему в зону предгорья.

Предгорные серии мио-плиоценовых моласс смяты в складки и разбиты продольными сбросами.

Новейшие тектонические поднятия ярко выражены также в системе Загроса.

По данным Т. Оберландера (1964), Загрос—высокогорная молодая страна. Врезанные дисгармонично к падению структур антецедентные и эпигенетические долины достигают свыше 2000 м глубины. Тектонические поднятия в Заграсской системе сопровождались многочисленными новообразованными или омоложенными разрывными нарушениями: даже в облекающих склоны Загроса олигоценовых и миоценовых осадках отмечаются чешуйчатые структуры и флексурные разрывы.

В заключение отметим, что система Армянского Тавра по своему геолого-тектоническому строению, морфологии и истории развития

* Подробно см. Армянское вулканическое нагорье.

рельефа отличается от окаймляющих Армянское нагорье с севера систем Восточно-Понтийских высокогорных сооружений.

Армянский Тавр сохраняет характерную макроморфологию глыбовых (Битлисский Тавр) и складчато-глыбовых (западная половина Армянского Тавра) гор с развитием на них широких уровней деформированного сбросами древнего пленена.

Важнейшую роль в образовании крупных морфоструктур Армянского Тавра играют косые чешуйчато-надвиговые структуры, плоскости которых в основном наклонены к югу, а также глубинные разрывы, образующие на верхнем структурном этаже (палеоген-неоген) целый ряд продольных сбросовых сложных депрессий, ограничивающих Армянский Тавр с севера. На склонах и предгорьях Армянского Тавра основные морфоструктуры сохраняют унаследованные черты погребенного под неогеновым чехлом пленена, а также пластовых денудационных уровней, омоложенных тектоническими нарушениями различного типа (надвиги, флексура, сбросы и т. д.).

На далеких южных предгорьях, в зоне передового прогиба, отмечается ряд полого-волнистых продольных структурных гряд, представляющих собой молодые неогеновые асимметричные антиклинали и флексуры, отображающие на поверхности рельефа погребенные под неогеновым чехлом чешуйчатые надвиги фундамента.

На высоко поднятых водораздельных возвышенностях Армянского Тавра продолжительной денудацией удалены толщи поверхностных слабо дислоцированных пластов. На дневную поверхность выведен древний фундамент, в котором при формировании форм рельефа первенствующую роль играет дифференциальная устойчивость горных пород и глыбовая тектоника.

Интенсивные новейшие тектонические поднятия Армянотаврского мегаантеклинария и соответственно погруженные зоны передовых прогибов привели к омоложению форм рельефа, образованию поперечных глубоких речных долин и хребтов, на водоразделах которых сохранены фрагменты древнего деформированного уровня денудации и отчасти врезанные в неогеновый чехол предгорных уровней выравнивания.

Новейшие тектонические движения происходят на фоне обновления древних разломов, проходящих вдоль предтаврских сбросовых депрессий. В зонах депрессий сосредоточены очаги разрушительных землетрясений.

ГЛАВА VII

ВНУТРЕННИЙ ТАВР И СИСТЕМА ВНУТРЕННИХ ХРЕБТОВ, НАГОРИЙ И КОТЛОВИН АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Внутренний Тавр является восточным продолжением Центрально-го Тавра. В пределах Армянского нагорья Внутренний Тавр образует систему пучкообразного разветвления хребтов: Монзур, Мерджан, Палантекян, Армянский (Агри-даг) и др.—в южной полосе вдоль долин рр. Зап. Евфрат (Карасу) и Аракс; и Эшексырт, Сивридаг, Чахырбаба, Алахюэкбер—в северной полосе, вдоль долин рр. Чорох и Олты.

Между этими горными массивами и хребтами и многочисленными их отрогами расположены крупные и мелкие депрессии—плато и котловины, так называемые «ова», представляющие собой унаследованные от палеогена и обновленные в неогене и антропогене ступенчатые грабены-рифты. Котловины выполнены миоценовыми морскими и плио-плейстоценовыми континентальными отложениями моласс, а плато преимущественно вулканическими отложениями.

Приступим теперь к региональному описанию отдельных комплексов горных сооружений и межгорных плато—котловин в последовательности с запада на восток.

Антитавр и межгорные депрессии

Монзур-Мерджанские горы

Расположены на западной окраине Армянско-го нагорья, где горные системы Понта и Тавра со своими отрогами максимально приближаются, об-разуя систему хребтов **Антитавра**. В эту систему входят горные сооружения Монзур-Мерджанского комплекса. Монзур-ский хребет—широтно вытянутый горный массив, интенсивно расчле-ненный притоками Евфрата (Карасу). Евфрат здесь поворачивает, об-разуя справа тупой угол с продольной осью хребта. Вслед за этим на-правляется прямо на юг, глубоко врезаясь в Монзурские горы и образуя глубокое антицедентное ущелье Кемалие-Эгин (Акна). Монзурский хре-бет слагает центральное ядро Внутреннего Тавра в Армянском нагорье. Это мощный веерообразно построенный антиклиниорий близ широтного северо-восточного—юго-западного простирания, сложенный в основном верхнеюрскими известняками, нижнемеловым флишем, а также мра-морами, метаморфическими сланцами и прорывающими их интрузиями

таббро и серпентинитов. Последние выступают по краям массива. По описанию Г. Абиха (1899), они весьма интенсивно дислоцированы, затем срезаны денудацией и образуют слаженные закругленные уступы, которые окаймляют Ерзинджанскую депрессию в виде обширных ступенчатых горных плато. Нижеприведенный эскизный рисунок, составленный Г. Абихом, наглядно иллюстрирует морфологию и строение описанной области.

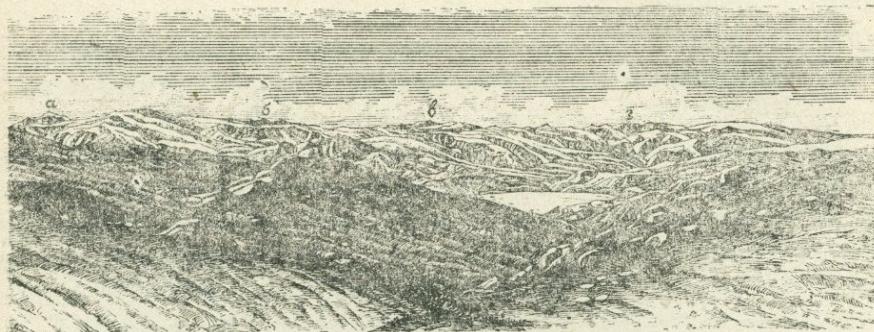


Рис. 18

На заднем плане выделяются пепеллизированные плоские вершины Мерджанских (а, б) и Монзурских (в) гор, справа проходит глубокое антecedентное ущелье р. Евфрат (Карасу), прокладывающее себе путь из Ерзинджанской депрессии на юг через Кемалие (Эгина). На переднем плане по обоим склонам ущелья р. Евфрат выделяются эрозионные останцы габбро-диабазовых и серпентинитовых холмов и гряд. Вид со стороны Ерзинджанской котловины.

В разрезе ущелья Евфрат, по П. Арни (1939), описанные выше интенсивно дислоцированные породы несколько опрокинуты к югу, к Дерсимской глыбе. Древний уровень планации на Монзурских горах хорошо прослеживается на средних высотах 3000—3100 м. Он простирается извилистой узкой полосой водоразделов, прерываясь местами останцами—монадноками интенсивно расчлененных вершин альпийского типа (Абих). Этот уровень на высоких склонах хребта расчленен попечерной речной сетью, образующей глубокие ущелья и водосборные воронки с дикими недоступными скалистыми обрывами Казан-кая (скалистая котловина), Ханджур-даг и др.

Вероятно и то, что высокогорная зона этих хребтов, судя по орографическому описанию Г. Абиха, носит на себе следы четвертичного оледенения, выраженные каровыми впадинами, троговыми долинами и отчасти экзарационными уровнями выравнивания. Надо полагать, что с этих гор спускались огромные массы флювиогляциальных (?), конгломератовых накоплений, имеющихся в Ерзинджанской котловине (см. ниже).

К северо-западу, в сторону хребтов-нагорий Мариам-даг, Сипикёр, долина р. Евфрат расширяется, склоны Монзурского хребта выполажи-

ваются, описанный древний уровень здесь погружается под отложения миоцена, представленные здесь, по П. Арни (1939), полупресноводными и озерными отложениями, переходящими кверху в известняки, содержащие лепидоциклическую фауну. Миоценовый комплекс пород смяг в пологие выпуклые складки и нарушен вдоль депрессий разрывами.

На южных склонах Монзурских гор, обращенных к Дерсимской глыбе, появляются более высокие горизонты миоцена, представленные, по П. Арни, песчано-глинистой фацией, переходящей на юго-западе в андезитовые и андезито-дацитовые эфузии и их пирокласты.

Из вышеописанного можно заключить, что в этой области имеются, по меньшей мере, две поверхности денудации, различные по возрасту и морфологическому развитию. Первая—древняя, значительно расчлененная, имеет домиоценовый возраст, располагается на средних высотах 3000—3100 м водораздельных полос. Эту поверхность П. Арни рассматривает как реликт олигоценового рельефа, как остаток плены глубокого денудационного среза древних горных сооружений, включая и консолидированные срединные массивы (в этой области Дерсимской глыбы) см. ниже.

Вторая поверхность имеет более широкое развитие, располагаясь в зонах предгорных плато на средних высотах 1500—1200 м и срезает слой слабо нарушенного неогена. Эта поверхность типа педимента выклинивается вверх по склонам и переходит в предгорные денудационные ступени (*Piedmonttreppen*). Последние являются еще не совсем оформленными уровнями выравнивания постплиоценового возраста, коррелятивные фации денудационного среза которых широко развиты в котловинах «ова» в виде конгломератового шлейфа подножья (В. Пенк).

Восточнее Монзурских гор резко выраженным коленообразным изгибом простираются **Мерджанские горы**, окаймляющие Ерзинджансскую депрессию с юга. Хребет отделен от Монзурского массива глубокой долиной, прогибом-сбросом Сурб Оганес. Долина выполнена мощными отложениями мергелей и глин миоцена, уходящими под конгломератовые слои Ерзинджанской депрессии (Г. Абих, 1899).

Мерджанские горы интенсивно и глубоко расчленены радиально расходящейся речной сетью, принадлежащей бассейнам рек Монзур, Калан-дере и Евфрат. Притоки Евфрата представляют собой глубоко врезанные в горы короткие овраги, расчленяющие крутые северные склоны Мерджанских гор.

Мерджанский хребет сложен мраморизованными известняками мела и офиолитовых интрузий. По окраинам хребта распространены флишевые породы верхнего мела—эоцен. Все они сильно смяты в крутые складки, раздроблены сбросами и затем глубоко срезаны денудацией и перекрыты полого-наклонными морскими фациями миоцена.

Обращенные к Ерзинджанской депрессии, обусловленные сбросовыми нарушениями, склоны круты, сильно расчлененные. Южные же склоны пологие, переходящие в широтно вытянутую мульду Оваджик (верховье р. Монзур), расположенную между Дерсимской глыбой и Мерджанским склоном.

Депрессия занята миоплиоценовой толщой конгломератов и покрывающих их мощным аллювием р. Монзур (МТА. Планшет Сивас, составитель Ф. Байкал, 1964—1965 гг.).

Представляет собой высоко приподнятое и *Дерсимская глыба* значительно расчлененное плато-нагорье с широкими поверхностями останцевого предмиоценового рельфа.

Массив сложен в основном фузулиновыми известняками пермокарбона. Его разрез вскрыт в глубоком антecedентно-эпигенетическом ущелье Евфрат у Кемалие, где помимо описанных пород вскрыты мраморизованные известняки и метаморфические породы мела (П. Ари), характерные для пород Внутреннего Тавра. Описанные породы простираются на запад к Дивриги и на юго-запад до Арабкира, где погружаются под эфузии миоплиоценца.

На Дерсимской глыбе древние уровни денудации занимают господствующее положение, они располагаются на средних высотах 1500—1700 м.

Дерсимский пенеплен на юго-западе к Арабкиру и Чемишгезеку полого погружается под миоценовые осадки. На западе у Сиваса те же отложения, по Э. Шапю (1934—1935) имеют более определенный бурдигальский возраст. Здесь эти отложения несогласно перекрывают дислоцированные флишевые серии эоценена и гипсоносно-лагунные отложения олигоцена. Последние получают широкое развитие в западной части Сивасской котловины.

Восточная часть котловины, непосредственно примыкающая к системе гор Антиавра—Армянскому нагорью, представляет собой депрессию, отделенную от западной части, очевидно, сбросовым нарушением. Она выполнена мощными отложениями морского неогена, так называемой «серии Сивас», подробно описанной В. Щепинским (1939-1941). Нижний—аквитан-бурдигальский комплекс представлен известняками и песчаниками с базальными конгломератами в основании. Верхний—гельвет-тортонский комплекс представлен неритовыми фациями зелено-вато-серых мергелей с прослойми песчаников.

Серия «Сивас» несогласно перекрывается плиоценовыми озерными отложениями и четвертичным аллювием.

Дерсимская глыба ограничена с севера крупным надвигом Монзурского хребта (П. Ари, 1938), а с юга—сбросовыми нарушениями, отделяющими Дерсимскую глыбу от плато Хозат. Отмеченные тектонические нарушения испытали неоднократное омоложение в неогене и антропогене (И. Кетин, 1959, С. Тромп, 1946).

Представляет собой расчлененную каньонообразными ущельями рек Хозатдере, Монзур среднегорную возвышенность типа «Меза», покрытую морскими фациями бурдигала, переходящими кверху в континентальные конгломераты миоценена. Под описанными отложениями, по-видимому, следует ожидать Дерсимский пенеплен, который отделен от последнего сбросом. В структурном плане Хозатского плато-плоскогорья про-

ходит подверженный сбросу флексурообразный изгиб Дерсимского фундамента, погруженного под флишевые серии эоцене и трангрессивно перекрывающего его миоцене.

На юго-западной половине плоскогорья простираются обширные андезитовые покровы, бронирующие денудационный срез в почвических приокластах.

По южному краю Хозатского плато в полосе, занятой ущельем р. Евфрат (Карасу), и в каньонообразных долинах ее притоков на дневную поверхность выступают породы Таврского мелового комплекса (метаморфические породы, охиолиты и пр.), ограниченные мощным сбросом широтного простирания (Э. Лан, 1951).

Ерзинджанская депрессия Представляет собой субширотный северо-западного—юго-восточного простирания овал оседания, ограниченный мощными сбросами, придающими впадине структуру ступенчатого грабена типа рифта. По описанию Абиха (1899), Ерзинджанская депрессия является самым низким уступом из серии уступов, простирающихся по долинам рек Аракс-Евфрат (Карасу) по направлению с востока на запад (уступы впадин Эрзерум, Ашкала, Мамакатун, Ерзинджан). Котловина окаймлена высокими горами—системой Монзур-Мерджан с юга и Сипикёр, Олухдаг, Кешиш-даглан с севера.

Некоторые вершины достигают здесь высоты 3030 м (Карадаг) и 3600 м (Мюрид). Хребты эти почти целиком сложены из серпентинитовых и габбро-диабазовых интрузий, подверженны интенсивному дроблению системой параллельных к простиранию хребтов сбросов.

Сбросы образуют ступенчатые склоны, спускающиеся к Ерзинджанской депрессии. Северные склоны хребтов, обращенные к долине р. Кельkit, пологие. Они слабо расчленены. На них развиты обширные денудационные плато, являющиеся остатками древнего пенеплена.

Перед тем, как входить в Ерзинджанскую депрессию, река Евфрат (Карасу) на юго-востоке образует постепенно углубляющееся ущелье на участке смыкания хребтов Мерджан и Кешиш-даглан. Ущелье прошло в ультраосновных породах. Начало ущелья отмечается у перегиба Евфрата от меридионального направления к восточному, на участке слияния его левого притока р. Тузла. Вдоль ущелья прослеживается сброс. Близ Ерзинджанской депрессии ущелье очень глубокое, с крутым V-образным профилем. Почти не теряя своей глубины, ущелье Евфрат открывается в Ерзинджанскую обширную котловину. Ширина котловины достигает 13—15 км, длина 40—45 км. В котловине песчано-галечные перемещающиеся отложения моласс обладают необычной мощностью (Г. Абих). Евфрат здесь образует широкую сеть меандров, заболоченных пространств и островов-стариц. По окраинам ступенчатых склонов гор развиты многочисленные поперечные притоки, выносящие в пределы котловины огромное количество аллювиально-пролювиального материала. Несмотря на громадное количество выноса обломочного материала в котловину, эти отложения не отражаются в геоморфологическом профиле перехода от склона к равнине. Это объясняется, по-видимому, интенсивным погружением дна котловины, ровный рельеф которой сох-

раняется благодаря компенсации мощности выносимого со склонов материала с амплитудой погружения. Иными словами, здесь может быть рассмотрен процесс образования современных моласс.

Под аллювиальными и озерными—дрейссенцевыми отложениями Ерзинджанской депрессии располагаются мощные отложения морского чеогена. Они выступают наружу на окраинах равнины и на склонах, окружающих котловину хребтов в виде останцовых плато, отделенных один от другого сбросовыми уступами.

Миоценовые отложения подробно описаны В. Щепинским (1939—1940 гг.). Представлены они двумя комплексами:

1. Нижний миоцен включает аквитанские и бурдигальские слои плотных конгломератов и известняков, фациально переходящих местами в песчаники. Нижний миоцен в некоторых районах Ерзинджанской котловины представлен также бурыми, красными и зеленоватыми мергелями с пропластками гипса и соли (Ф. Освальд), которые по окраинам котловины перекрываются мощными конгломератами (Г. Абих). Описанные отложения получают все более широкое развитие на юго-западной части котловины в долине р. Евфрат, которая здесь имеет более открытый выход из котловины. Недалеко от Кемаха, в описанных отложениях В. Щепинским обнаружена и описана нижнемиоценовая фауна.

2. Верхний миоцен, подобно Восточно-Сивасской котловине, представлен здесь в основном неритовыми фациями мергелей, перемежающимися с песчаниками. Эти отложения на восточной части котловины переходят в известняки и песчаники виндобонского (тортон-гельветского) яруса.

Миоценовые отложения широкой полосой простираются также на северо-запад по долине правого притока р. Евфрат, р. Паланджа-су. Эта долина фактически является морфогенетическим продолжением Ерзинджанской котловины. Проходящие по обоим склонам этой долины мощные сбросовые нарушения, образующие денудационные сбросовые ступени, продолжаются в Ерзинджанской котловине.

По этой зоне проходит описанный нами ранее Северо-Анатолийский глубинный разлом.

Миоценовая толща в долине р. Паланджа-су, по описанию Б. Ф. Мефферта (1917), имея общий наклон на юго-восток в сторону Ерзинджанской депрессии, простирается вплоть до водораздельных уровней денудации хребтов-нагорий Сипикёр-Чиман. Здесь нижнемиоценовые коралловые и мшанковые известняки в резком угловом несогласии налегают на крутые и местами опрокинутые к югу (на Ерзинджанскую глыбу) пласти меловых пород. К описанным известнякам приурочены прослойки бурых углей.

Отложения миоцена прослеживаются Ф. Куртманом (1961) по долине р. Паланджа-су в область бассейна верховья р. Кызыл-Ирмак и отсюда в Сивасскую котловину. В области водораздела этих долин они подвержены интенсивным нарушениям, а также денудации. На денудационном срезе различных слоев миоцена залегают мощные конгломераты плиоцена, которые тоже дислоцированы и имеют пологий уклон в

сторону Ерзинджанской депрессии. Подходя к краю депрессий, указанные конгломераты довольно круто (15° — 20°) погружаются под аллювиальные отложения. По этой зоне отмечается несколько морфологически отчетливо выраженных омоложенных сбросовых нарушений, свидетельствующих об интенсивном процессе современных дифференциальных погружений отмеченной депрессии.

Хребты Сипикёр и Чиман представляют собой расчлененные верховья рек Кызыл-Ирмак, Келькит нагорья, в которых водораздельные древние уровни выравнивания располагаются на средних высотах 2200—2300 м в виде широтно вытянутых плоских столообразных плато.

По данным Ф. Освальда (1915), водораздельные плато хребта Сипикёр представляют собой остаток древнего уровня абразии нижнемиоценового моря, которое занимало обширные территории внутренних депрессий Армянского нагорья. Береговая линия нижнемиоценового моря проходила, по данным Ф. Освальда (1915) и В. В. Богачева (1915), примерно от перевала Сипикёр на восток через водораздельные плато хребтов Чиман, Олух-даг (окаймляющих Ерзинджанскую котловину с севера) до перевала Коп-даг (высота 2360 м)—севернее депрессии Ашкала. По отмеченной зоне прослеживаются литоральные осадки миоцена с большими скоплениями раковинных скорлуп и мшанковых банок, прикрепленных к меловым склонам, монаднокам, возвышающимся над водораздельными уровнями денудации (Ф. Освальд, В. В. Богачев). Еще далее на север отмечается трансгрессивное залегание базальных конгломератов нижнемиоценовых пластов на различных интенсивно дислоцированных породах Таврского комплекса (Б. Мефферт, 1918).

Описанные древние поверхности планации, независимо от того, являются они абразивными, как считает Ф. Освальд, или образовались в результате продолжительной континентальной денудации, несомненно, составляют восточное продолжение Центрально-Анатолийского пенеплена приподнятого, дробленного многочисленными нарушениями и расчлененного эрозией на границе Армянского нагорья.

Напомним, что описанная область располагается на стыке двух зон глубинных разломов:

Первая—зона северо-анатолийского сброса-сдвига широтного простирания—Измит-Эрзерум, окаймляющая и охватывающая частично депрессии Ерзинджан, Мамахатун, Эрзерум и др. и вторая—субмеридионального простирания—Мараш-Газиантеб-Сивас, смыкающаяся с первой западнее Дерсимской глыбы, в системе раздробленных горных сооружений Антитавра. С. Тромп (1947) отмечает в этой области в зоне северо-анатолийского разлома целый ряд нарушений—смещений надвигового типа, которые фиксируются морфологически ступенчатыми склонами хребтов Сипикёр, Бердича-даг, Олух-даг, окружающих депрессии Ерзинджан, Мамахатун, Эрзерум.

В результате неоднократного омоложения глубинного разлома здесь образовалась система параллельных или диагональных разновозрастных нарушений. Тектонические подвижки продолжаются в этой области и в настоящее время, свидетельством чего служат многочисленные разрушительные землетрясения.

Так, за период 1939-1943 гг. в Ерзинджане произошло 4 крупных землетрясения, во время двух из них образовались сбросы-сдвиги по зоне Ерзинджан—долина р. Паланджа правого притока р. Евфрат—верховье р. Кызыл-Ирмак на протяжении 65 км. По данным Е. Парежаса и Х. Памира (1940), амплитуда горизонтального смещения железнодорожного полотна достигла 3 м 70 см, а вертикального—1м. Катастрофический характер часто повторяемых землетрясений заставил правительство Турции рассмотреть вопрос о перенесении города в более безопасную зону. Город Эрзерум также неоднократно разрушался землетрясениями.

Примерно такого же характера разломы с надвиговыми структурами отмечаются в зоне расколов субмеридионального простириания, начиная от хребта Сипикёр, Терджанской глыбы, Сивасской депрессии до Килийского грабена. По этой зоне, С. Тромпом и М. Блюменталь (1942), отмечаются многочисленные разрушительные землетрясения, приводящие иногда к смещению отдельных блоков.

Анализ денудационных поверхностей и новейшей тектоники системы Антитавра. Сравнительная характеристика уровней денудации Центральной Анатолии и Армянского нагорья.

Исследованиями Э. Крауса (1958) установлено, что в результате поддвигания платформенных блоков в ранних фазах альпийской складчатости Таврский ороген в зоне Ерзинджанского горного узла оказался суженным. Здесь была образована сложная система сжатых складок и разрывных нарушений. Особенно интенсивному сжатию и дроблению подвергались палеозойские массивы (Дерсимская глыба). В дальнейшем относительно «спокойные» периоды трансгрессий палеогена и неогена неоднократно прерывались тектоническими движениями, которые особенно усиливались в позднем миоцене. В системе хребтов Сипикёр, Бердича, в зоне северной вергентности складок, образовались чешуйчатые надвиги. В системе хребтов, прилегающих к Армянскому Тавру, соответственно—вергентность и чешуи в южном направлении. В собственно Ерзинджанском горном узле преобладают радиальные движения по крутым плоскостям сбросов, приведшие к окончательному оформлению морфоструктур глыбовых гор и рифтовых депрессий.

Рассмотрим теперь отражение этих движений в характере деформаций денудационных уровней.

Центрально-Анатолийское плоскогорье имеет высоту 1200-1400 м и представляет собой пенеплен, оформленный ещё в **предмиоцене**. Наблюдения Луи (по сообщению Ф. Махачека, 1964) указывают, что недалеко от Анкары денудационная поверхность срезает палеозойский фундамент Галатского массива. Галатский массив, по данным Н. Пинар, Э. Лана (1955), Э. Шапю и др., был охвачен эоценовой трансгрессией и частично покрыт олигоценовыми и неогеновыми лагунно-континентальными осадками.

Центрально-анатолийский пенеплен на описанном массиве по краям изогнут и погружен под неогеновые осадки. Так, в районе котлови-

ны оз. Туз мощность неогеновых отложений (по данным бурения) составляет 200 м. Они представлены пресноводными известняками, мергелями и глинами, переходящими в южной части котловины в конгломераты. Описанные отложения и подстилающая их поверхность денудации имеют пологое залегание к югу на 3—5° (данные М. Топкая, 1959).

Примерно такое же положение отмечается в западном направлении в районе Кютахьи и Афьон-Карахисар или на востоке по направлению к котловине Сивас.

На Антитавре (хребты Сипикёр, Чиман) этот пенеплен приподнят на отметки 2200—2300 м, где, как было отмечено выше, он перекрывает базальными конгломератами основания нижнемиоценовых морских осадков. На интенсивно расчлененном Монзур-Мерджанском массиве описанный древний уровень выравнивания располагается уже на высоте 3100—3200 м и отделяется от южнее расположенного пенеплена Дерсимской глыбы палеозойского фундамента (отметки 1500—1700 м) крупными ступенями, которые представляют чешуеподобные надвиги, осложненные вторичными нарушениями (П. Ари).

На севере Монзур-Мерджанского массива, в долине р. Евфрат (Карасу) описанный древний уровень денудации погружается под неогеновые отложения приблизительно на отметках 600—700 м (если считать среднюю мощность неоген-антропогеновых отложений равной 400—500 м). При таком расчете амплитуда поперечно врезанного в Монзурский хребет антецедентного ущелья р. Евфрат на участке Камалие-Кебан достигает примерно 2500—2800 м, если не учитывать мощность снесенного денудацией слоя водораздельного уровня денудации Монзурского массива со времени нижнего миоцена. Учитывая, что континентальное развитие Монзурского массива началось задолго до нижнемиоценовой трансгрессии, денудационный снос с поверхности массива в процессе поднятия его со времени нижнего миоцена можно считать в грубом приближении равным 200—500 м. Прибавляя это к амплитуде антецедентного врезания ущелья Евфрат, получим около 3000 м—величина соответствующая максимальной амплитуде поднятия западной окраины хребтов Армянского нагорья (системы Антитавра).

Следующим по возрасту уровнем выравнивания является предверхнемиоценовый.

В Центральной Анатолии по южным окраинам Галатского массива описываемая выше поверхность древнего пенеплена покрывается туфами и другими вулкано-континентальными отложениями меотис-понтического возраста. Это особенно хорошо вырисовывается в Каппадокии, в районах Кайсери-Ургюп*.

В Армянском нагорье и окаймляющих его горных цепях в результате интенсивных тектонических поднятий дифференциального характера описанный, а также предшествующий уровни оказались интенсивно деформированными, поднятыми или глубоко опущенными на различные гипсометрические высоты.

Следующий по возрасту уровень планации в Центральной Анатолии—это предсреднеплиоценовый. По данным Р. Фюрана (1955) и

* Подробнее см. Армянское вулканическое нагорье.

Э. Шапю (1935), покровы понтических пирокластолитов Каппадокии срезаны денудационной поверхностью, которая в свою очередь перекрыта среднеплиоценовыми гипсами и другими озерно-континентальными осадками. Эта поверхность на северо-западных окраинных хребтах Армянского нагорья—хребты Чиман и Бердича-даг—срезает вулканогенную толщу неогена на отметках 2000—2100 м, генетически представляя собой тип педимента восточно-понтийских высокоприподнятых горных сооружений, с которыми хребты Чиман и Бердича-даг тесно связаны в структурно-геологическом отношении.

Чтобы был ясным и понятным характер деформаций и история развития уровней денудации описанной переходной области от пенепленов Анатолийского нагорья, где господствуют крупные морфоструктуры «больших складок», по В. Пенку, или мегаскладок, по М. Блюменталю, охарактеризованных нами в начале настоящей работы, к деформированным уровням денудации Армянского нагорья, образованных в результате дифференциальных блоковых движений, мы считаем полезным привести данные Ф. Куртмана (1961), проводившего геологическую съемку в районе между Сивасской котловиной и Дерсимской глыбой, в области бассейна верховья р. Кызыл-Ирмак. В описаниях этого автора и в составленной им геологической карте и четырех поперечных разрезах отчетливо вырисовывается постепенное изменение характера деформаций неогеновых толщ, слагающих верхний структурный ярус этой переходной зоны, от морфоструктур анатолийского типа к морфоструктурам типа Армянского нагорья.

В описанной области широким развитием пользуются гипсонасыщенные слои и песчаники олигоцена-миоцена, которые заполняют котловину верховья р. Кызыл-Ирмак. Средняя их мощность колеблется в пределах 400—500 м. В центральной части котловины на описанные отложения согласно налегают нижне-среднемиоценовые известняки и мергели, которые частично фациально замещаются с верхами песчанистых горизонтов первой толщи. Мощность миоценовых известняков и мергелей к востоку возрастает, достигая на водоразделе верховья р. Кызыл-Ирмак в хребтах Чиралик-даг 1200 м и более.

По краям этой широтной котловины распространены интенсивно дислоцированные флишевые породы эоцена, конгломераты и известняки мела и прорывающие их серпентинитовые и частично гранодиоритовые интрузии. Значительное место занимают также плиоценовые конгломераты, скементированные травертинами. Они залегают несогласно на описанных слоях неогена и, переходя за водораздел р. Кызыл-Ирмак, полого погружаются на юго-западе в сторону Ерзинджанской депрессии.

Из поперечных, широтно вытянутой котловине верховья р. Кызыл-Ирмак, разрезов отчетливо видно, что по мере движения с запада на восток степень дислоцированности неогеновых отложений увеличивается. Складки верхнего структурного яруса в общих чертах отображаются в формах рельефа, созданных новейшими тектоническими движениями. На западе неоген залегает почти горизонтально, а на востоке бли-

же к водораздельным хребтам Антиавра и Дерсимской глыбы неоген образует овалоподобные складки, разбивающиеся по крыльям продольными или диагональными сбросами. Эти сбросовые нарушения несомненно являются результатом омоложения погребенного под неогеном глубинного разлома Измит-Эрзерум, проходящего через описанную зону. Сбросами (взбросами) местами выведены на дневную поверхность горстоподобные глыбы нижнего структурного яруса, сложенного меловыми известняками. Амплитуда вертикального смещения, судя по разрезам, достигает здесь 2,5 км и более.

По северным и южным окраинам котловины, где отмечаются выходы меловых пород и серпентинитовых интрузий, отмечаются надвиговые структуры в сторону депрессии верховья Кызыл-Ирмак.

Все это с достаточной ясностью иллюстрирует особенности постнеогенового развития Северо-Анатолийского глубинного разлома в описанной зоне и различие эволюции морфоструктур Анатолии и Армянского нагорья в переходной полосе Антиавра и Дерсимской глыбы.

Перейдем теперь к описанию внутренних горных сооружений и депрессий Армянского нагорья, в структурно-морфологическом отношении принадлежащих системе Внутреннего Тавра.

Система хребтов Палантекян и Армянский (Агри-даг). Межгорные и предгорные депрессии.

Хребет Палантекян Главным восточным отрогом Внутреннего Тавра является несколько дугообразное горное сооружение широтного протяжения—хребет Палантекян. Хребет протягивается от равнины Махатун (восточнее Ерзинджанской депрессии) до плато Басен на расстояние 180—200 км. Дальнейшее продолжение системы Внутреннего Тавра на восток носит название горной системы Армянского хребта (Агри-даг), заканчивающейся вулканическим массивом Аракат.

Хребет Палантекян располагается среди лавовых плоскогорий и плато вулканического нагорья Армении и в своей восточной части, заключенной между Эрзерумской равниной и массивом Бингель, покрыт эффиузивами неогена, которые придают хребту характерную морфологию высокого вулканического нагорья.

Палантекянский хребет, включая и подстилающий эффиузивы субстрат ее восточной половины, сложен интенсивно дислоцированными меловыми и частично палеогеновыми породами, представленными известняками, мраморами, глинистыми и метаморфическими сланцами, плотными конгломератами и флишондными осадками.

В строении хребта большое место занимают также офиолитовые интрузии (серпентиниты-перидотиты), а также диабазы и габбро.

Палантекянская система гор представляет собой сложный антиклиниорий, разбитый многочисленными, продольными структурами сбросами.

Важнейшее значение, предопределяющее морфоструктуру этого горного сооружения, имеют крупные разломы, проходящие вдоль подножий хребта.

Глубинный сброс «тональная линия Измит-Эрзерум» проходит вдоль северных склонов Палантеянской системы.

Этот сброс, обуславливающий морфологию северных склонов хребта и его предгорных депрессий Мамахатун, Эрзерум, Басен, впервые отмечен Г. Абихом (1899), Х. Линчем (1910) и Ф. Освальдом (1915). В дальнейшем сброс более подробно описан Э. Ланом (1949), Н. Эгераком (1946), С. Тромпом (1947), Р. Фюроном (1955) и др.

По описанию этих исследователей, крупная тектоническая линия проходит от Эрзерума вплоть до меридионально протягивающегося Соганлутского хребта на востоке. Этой трещине приурочиваются излияния риолитовой и андезитовой магмы (Г. Абих, Х. Линч), образующие обширные покровы вулканического нагорья Армении и Палантеянского массива, где они залили предмиоценовую абрационную поверхность (Ф. Освальд).

Амплитуда сбросовых нарушений между Палантеянским антиклиниорием и передовыми депрессиями Эрзерума, Мамахатуна и т. д., по данным Э. Лана, достигает 1000 и более метров.

П. Арни (1939) и С. Тромп (1947) по зоне этого глубокого разлома отмечают чешуеподобные структуры Палантеянской системы, надвинутые на глубоко опущенные передовые блоковые депрессии. Интенсивные тектонические движения в упомянутой зоне по унаследованым сбросовым нарушениям продолжаются и в настоящее время.

Крупные сбросы и надвиги отмечаются также по южным склонам и предгорьям Палантеянской системы, по линии плато Хозат-Киги-Бингель-Хныс. На этот раз породы мелового комплекса сброшены и частично опрокинуты к югу на предгорное плато и депрессии Хозат, Хныс и т. д.

Помимо описанных основных тектонических швов внутри Палантеянского антиклиниория, по данным геологической карты масштаба 1 : 500000 (МТА, Планшет Эрзерум, составленный Энвером Алтынлы и планшет Сиџас, составленный Ф. Байкалом, 1964—1965 гг.), отмечается ряд сбросов, образующих в центральной зоне этого гигантского веера несколько продольных синклинально-сбросовых мульд, занятых неогеновыми отложениями (в основном морской, нижний и средний миоцен) и новейшим аллювием.

Сведения, характеризующие морфологию свободных от лавовых покровов западной половины Палантеянских гор, мы получаем из описаний Г. Абиха и прекрасно составленных им эскизных рисунков, а также из данных Х. Линча, Ф. Освальда (1916) и Б. Мефферта (1917).

Основным ядром этой горной системы служит громадный по своим размерам горстоподобный Терджанский выступ, расположенный между Ерзинджанской депрессией и массивом Бингель.

Интенсивно дислоцированные складки меловых пород, имеющие сначала широтное, а затем ЗСЗ направление в Терджанской горной стра-

ие, рассекаются многочисленными продольными и диагональными сбросами. Сбросы и литологические контакты резко различных фаций и проходящие по ним эрозионные долины определяют, по Г. Абиху (1890), морфологию скалистых и обрывистых хребтов Терджанского нагорья, возвышающегося на абсолютной высоте от 3000 до 3500 м. Это хребты широтного и субширотного простирания Хач-даг, Халхол-даг на юге и Каракая, Зердича-даг—на севере. Между ними располагается широкая синклинально-сбросовая и значительно расчлененная долина р. Туз-дерे, выполненная неогеновыми морскими и лагунно-континентальными отложениями.

Судя по описаниям Абиха и нижеприведенным эскизным рисункам, составленным поперечно простиранию отмеченных хребтов Терджанского нагорья, можно заключить, что господствующим типом рельефа здесь являются моноклинальные асимметричные гряды куэстового типа. Примером может служить протягивающийся вдоль долины р. Евфрат, между плато Мамахатун и Ашкала, хребет Зердича-даг с вершиной Мариам-даг, которая образует отвесные, «подобные бастиону склоны, обрывающиеся к ущелью р. Евфрат» (Г. Абих). Южные, более покатые моноклинальные склоны, разбиваясь сбросами на ряд ступеней, погружаются под неогеновые отложения долины Туз-дере.

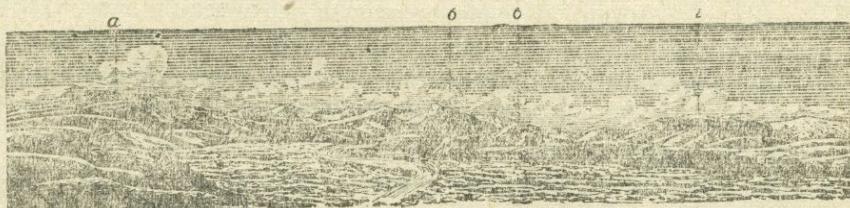


Рис. 19

На переднем плане (рис. 19) расположена широкая долина р. Евфрат у Ашкалы, перед входом в ущелье.

В центре, на заднем плане, где замыкается Эрзерумская равнина и начинается ущелье р. Евфрат, видны контуры хребта Мариам-даг (б), переходящие моноклинально-сбросовыми уступами (а) на юге (слева) в более высокую синклинальную мульду р. Туз-дерес. Справа видны полого падающие мощные гипсонасочные пласты неогена (в), погружающиеся на севере под андезитовые покровы плато Оваджик (г). Главный сброс (глубинный разлом Измит-Эрзерум), по которому заложено ущелье р. Евфрат, располагается между меловыми известняками Мариам-даг и пологими гипсонасочными слоями.

В зоне разлома пласты неогенового свода Оваджик, представленного чередующимися известняками, конгломератами, известковистыми конгломератами, песчанистыми известняками, охвачены нарушением, свидетельствующим о процессе омоложения описанного разлома.

Разрез, проведенный Г. Абихом через ущелья р. Евфрат, ниже Ашкалы, ясно иллюстрирует эту картину.

Весьма интересна морфология долины р. Евфрат в западной части Палантеянской системы гор—**Терджанского нагорья**. Протекая по Эрзерумской равнине широкими меандрами, р. Евфрат (Караеу) на западе принимая р. Маймансур (Серимен-чай) у Ашкалы, входит в глубокое и широкое, описанное выше, сбросовое ущелье Мариам-даг. Протекая 60 км, река из широтного направления резко поворачивает на юг и входит в обширную меридионально вытянутую равнину Мамахатун, имеющую форму почти правильного четырехугольника.

В пределах этой равнине р. Евфрат принимает свой левый значительный приток Туз-дере и затем, протекая на юг—юго-запад, встречает Мерджанский выступ, снова круто сворачивает на запад, входя в глубокое ущелье, которое открывается уже в соседней—Ерзинджанской депрессии.

Описанный выше крупный план коленообразного перегиба долины Евфрат с резкими изменениями его поперечного профиля обусловлен, прежде всего, структурным строением этой области, а также новейшими тектоническими подвижками.

Сопоставляя геологическую карту этой области с описанными выше структурными разрезами, можно заметить, что широтные участки течения долины р. Евфрат, отмеченные морфологически глубокими ущельями, проходят в породах Таврского комплекса и совпадают с глубинными разломами, ограничивающими гигантский веер Палантеянской системы с севера и с юга. Меридиональный участок долины р. Евфрат, протекающей по равнине Мамахатун, совпадает с широтной сбросовой мульдой Палантеянского антиклиниория, занятой на востоке долиной р. Туз-дере—левого притока Евфрана—и долиной р. Гелубак—правого ее притока. Отмеченные весьма широкие долины притоков и собственная равнина Мамахатун, где они сливаются с р. Евфрат, выполнены мощными отложениями морского неогена и озерно-речного антропогена. Следует полагать, что современная конфигурация течения р. Евфрат в описанной области имеет довольно молодой возраст. Коленообразные резкие перегибы образованы вследствие омоложения сбросовых нарушений в зонах отмеченных глубинных расколов. Древняя гидрографическая сеть имела в основном широтное или близширотное простирание и протекала по отмеченным выше котловинам и плато, занятых неоген-антропогеновыми осадками, вероятно по линии—верховые р. Кельkit через котловину Чифтлик (севернее хребта Сипикёр) в долину р. Гелубак, равнину Мамахатун, долину р. Туз-дере, верховые р. Аракс (в зоне Такманского нагорья и в Кааязской степи).

Перестройка гидрографической сети, заложившей начало современным контурам течения р. Евфрат, происходила, очевидно, в период верхнего миоцена-нижнего плиоцена, вследствие мощных излияний андезитовых эфузий, охватывающих, в частности, восточную половину Палантеянской системы гор. Лавами были залиты также обширные области Такманского нагорья, тогда-то и была прервана связь древней гидрографической сети Палео-Евфрана, протекавшего по описанной выше осложненной сбросами синклинальной мульде внутри Палантеянского

антиклиниория. Одновременно происходившие резкие опускания в области Мамахатунской и, особенно, Ерзинджанских депрессий и омоложения древних глубинных расколов предопределили начало нового эрозионного цикла—современного Евфрата-Карасу.

Мы отметили, что долина р. Палео-Евфрат бы-

Морфоструктура плато и котловин бассейна р. Палео-Евфрат. ла приурочена к расположенным вдоль глубинных разломов и олиолитовых пород, унаследованных от палеогена, синклинальным депрессиям, осложненным в неогене сбросовыми нарушениями.

Описанные депрессии, начинаясь в верховьях р. Кельkit (котловина Чифтлик) до верховьев р. Аракс (Карайская степь, котловина Хныс) и, далее на юго-восток, в бассейне р. Восточный Евфрат (Мурад) имеют одинаковое геолого-тектоническое строение. Так, в характерной из этих депрессий,—в **Мамахатунской равнине**, по данным Г. Абиха (1899), Б. Ф. Мефферта (1917), Д. В. Наливкина (1918), Э. Лана и Н. Эгерана (1958), вскрывается следующий стратиграфический разрез (снизу вверх):

На денудационную поверхность интенсивно дислоцированных пород сланцев, мергелей и олиолитов Таврского комплекса налегают:

а) свита верхнеолигоценовых-нижнемиоценовых оолитовых известняков;

б) свита фораминиферовых и эхинодermовых мергелей аквитанского возраста;

в) свита известняков, содержащих богатую фауну фораминифер (с орбитолинами) и пектенов бурдигала;

г) вулканогенно-осадочная свита конгломератов, туфобрекций, туфопесчаников и базальтов верхнего миоцена;

д) четвертичные озерно-речные отложения.

В районе **плато Ашкала** (расположенного восточнее Мамахатунской равнине) к пектеновым и орбитолиновым известнякам приурочены гипсоносные пласти и залежи каменной соли.

На северной части Мамахатунской равнине описанные отложения постепенно переходят в предгорные фации моласс (песчаники и конгломераты), которые подвержены крутым сбросовым нарушениям. В зоне нарушений к низам конгломератов—песчанистой свиты бурдигала приурочены выходы нефти (Д. В. Наливкин, 1917).

На юго-восточном продолжении равнине Мамахатун расположена широкая долина р. Туз-дере (долина Палео-Евфрата), плато **Текмен и Кааяз**.

По описаниям Б. Ф. Мефферта (1917) и Д. В. Наливкина (1918), в указанной зоне котловин и плато нижнемиоценовые отложения, представленные конгломератами, мергелями, орбитоидными и пектеновыми известняками, песчаниками и гипсоносно-соленосными глинами, перекрытыми верхнемиоценовыми вулканогенно-осадочными породами, образуют обширные пологие мульды близширотного простирия, осложненные на крыльях сбросово-надвиговыми нарушениями (до 70-80° паде-

ния пластов). По этой зоне вдоль плоскостей сбросов в ряде мест отмечаются выходы нефти.

Аналогичные отложения и структуры развиты в Хнысской котловине и в Восточно-Ванской депрессии, расположенных на южной стороне Палантеянского веера, морфологически входящего в зону Армянского вулканического нагорья.

По данным Б. Ф. Мефферта (1917), в районе Хныс нефть приурочена к чередующимся слоям песчанистых глин, серых сланцев, грубо-зернистых песчаников низов хнысской толщи (см. описание Хнысской котловины), переходящих книзу в нижнемиоценовые известняки. Нефть, по описанию Мефферта, просачивается из трещин грубо-зернистых песчаников и серых сланцев, поставленных на голову Бингель-Хомурдагским разломом. На висячем боку сброса обнажена Бингельская свита туфобрекций. Выходы нефти приурочены к одному из плоскостей сбросов.

По данным Мефферта, отмеченная хнысская толща, к низам которой приурочены нефтесодержащие пласти нижнего миоцена, весьма сходна с толщиной прибрежных осадков, развитых в районе Еникей-Ашкалае. Здесь она представлена в нижней своей части довольно мощными конгломератами (покрывающими упомянутые, нижнемиоценовые известняки). В верхней части толщи доминируют песчаники и сланцы с прослойями каменного бурого угля.

Б. Ф. Мефферт отмечает также аналогичные угленосные пласти в районе гор. Мамахатун (ныне Дерджан) на левом берегу Туз-дере. Здесь на желтовато-белые известняки залегает небольшая толща конгломератов, переходящая кверху в гипсонасно-соленосные слои мергелей, относимые Меффертом к верхнему миоцену.

Эти отложения образуют весьма широкую мульду с крутопадающими на 60—70° северными крыльями. Перекрывающие или фациально-переходящие (?) в описанные мергели угленосные пласти также по описанию Мефферта разбиты сбросами и стоят почти на голове.

Месторождение нефти известно также на северо-восточной окраине Арджишской бухты оз. Ван. Месторождение обследовано А. А. Стояновым (1917). Оно расположено на южных предгорьях Корзотского хребта, сложенного интенсивно дислоцированными породами Таврского комплекса и несогласно кроющими их орбитоидными известняками, фораминиферовыми глинами и кремнистыми сланцами, песчаниками нижнего миоцена, туфобрекциями и андезитами верхнего миоцена. Нефтесодержащие пласти, приуроченные к нижнемиоценовым глинам и песчаникам, подвержены дизъюнктивным нарушениям. Пласти местами стоят вертикально.

Описанные известковисто-глинисто-песчанистые нижнемиоценовые трансгрессивные слои, развитые во внутренних депрессиях Армянского нагорья, отчетливо прослеживаются на востоке — в северо-западном Иране, где они переходят в известные нефтесодержащие пласти свиты «фарс»*.

* Подробнее см. Армянское вулканическое нагорье.

Таким образом, можно констатировать, что после отступления нижненемиоценовых морей отмеченные депрессии вступили в фазу континентального развития. Обширные площади этих котловин омывались широтной гидрографической сетью Палео-Евфрата (Карасу и Мурад) и Палео-Аракса. Последующие дифференциальные тектонические движения привели к образованию морфоструктур аккумулятивных котловин-равнин (в зонах опускания) и денудационных плато (в зонах поднятий). Полная перестройка древней гидрографической сети, образование поперечных эпигенетических-антecedентных долин, долин-прорывов произошли в период и после извержения верхнемиоценовой-нижнеплиоценовой вулканогенной толщи Армянского нагорья.

Наглядное представление о строении морфоструктур описанных депрессий, плато и окружающих их горных возвышенностей Внутреннего Тавра можно получить из составленного Б. Ф. Меффертом, весьма характерного поперечного профиля, проведенного через хребет Шатын-даг (отрог Палантеянского хребта)—Кааязское плато—хребет Ак-даг (юго-восточнее котловины Хныс). См. рис. 20 и рис. 34.

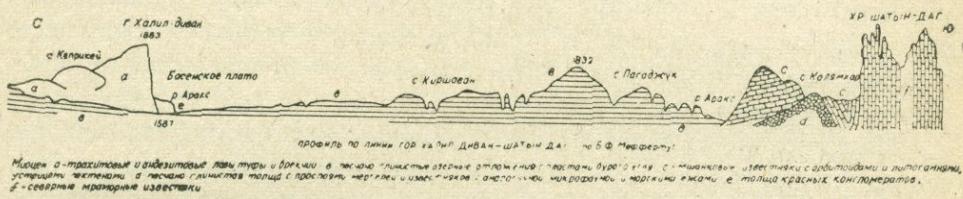


Рис. 20

Восточная половина системы Палантеянских гор, благодаря наличию здесь покровов андезитовых лав, приобретает форму высокого вулканического нагорья. На нем возвышаются останцевые горные кряжи и вершины, принадлежащие породам и структурам Внутреннего Тавра.

В целом андезитовый покров, по сравнению с другими областями вулканического нагорья Армении, здесь относительно маломощен. По описанию Х. Линча, в обширных пространствах Палантеянского лавового нагорья во многих местах, особенно, на его склонах выступают дислоцированные известняки и серпентиниты, составляющие основную массу этой горной системы.

Чем дальше на восток, тем глубже эрозионный срез, подстилающий андезиты фундамента. Можно также предположить, что на востоке происходит погружение Палантеянского антиклиниория, охваченного по крыльям описанными выше, глубокими сбросами (?) Во всяком случае, породы и структуры Таврского комплекса вблизи Эрзерумской и Басенской котловин глубоко погружены под мощные осадочные и вулканогенные отложения неогена, которые выступают здесь по всему хребту-нагорью, начиная от склонов, кончая водоразделами.

Таврский комплекс снова выходит на поверхность за плато Текман и Басен, на этот раз в виде крупной горной системы Армянского хребта (Агри-даг).

На восточной половине Палантеянской системы-нагорья расположено

жены наиболее высокие его вершины Палантекян и Эерли-даг. Это огромные конусообразные массивы, между которыми расположена глубокая перевальная седловина с крутыми склонами*.

По данным Г. Абиха, эти конусообразные высоты являются вулканами, а расположенное между ними гигантское циркообразное углубление—древним кратером. Однако, судя по описанию Г. Абиха и составленному им эскизному рисунку, они являются эрозионными останцами. Г. Абих (1899) так описывает внутренность этого громадного «кратера»: «Против ожидания наблюдатель, находясь в сфере действия вулканических извержений, видит себя окруженным теми же невулканическими горными породами, которые входят в состав основных образований таврских кряжей. Чрезвычайно часто на **крутых боках и холмистом дне котловины** (подчеркнуто нами, С. Б.), высота которого в восточной половине цирка достигает 7700 футов над уровнем моря (несколько больше 2500 м, С. Б.), обнажаются в самой тесной связи с серпентином, зеленоватыми хлоритовыми сланцами и богатыми кремнеземом породами из группы габбро скалистые выступы превращенного в мрамор известняка и алебастра. Эти невулканические породы, принимающие существенное участие в строении кратера, уступают свое место темным, черновато-зеленым и бурым массам трахи-долеритового, андезитового и часто риолитового характера...».

Известно, что этот прекрасный наблюдатель и знаток геологии, находясь в плену господствующих тогда теорий полутонистов, не раз подвергался критике из-за чрезмерного преувеличения роли вулканической деятельности в образовании различных морфоструктур, особенно в Армянском нагорье. В данном случае мы видим конкретное выражение ошибочного взгляда Г. Абиха.

Х. Линч на этом участке вершинной зоны Палантекяна видит эрозионные останцы, сложенные кислыми экструзиями, а расположенная между ними громадная котловина принимается им за ледниковый цирк. Отметим, что, судя по описанию Г. Абиха, здесь налицо целый ряд каровых впадин, открывающихся в плоскодонные глубокие речные долины—троги, например: долина р. Абурахман, долина р. Араб-чаир (Харабачаир), продольный профиль которой выражен «сильно наклоненными лестничными уступами» (очевидно, ригелями, С. Б.), переходящими в дно циркоподобного «кратера» Эерли-дага, на дне которого расположены «беспорядочно разбросанные небольшие возвышенности и холмистые гряды, располагающиеся со множеством перерывов по продольной оси вытянутого овального «кратера».

Из данного описания совершенно очевидна картина перехода от ледникового цирка, на дне которого нагромождены донные морены, в

* Древнее армянское название хребта Айцпукунк в переводе обозначает—козье вымя, характеризует морфологию этих вершин, а турецкое название Палантекян в переводе—наклонение, опрокидывание седла, характеризует круглые склоны перевалов.

троговую долину р. Хараба-чаир, где имеется ряд конечно-морсных гряд и ригелей*.

На рис. 21 отчетливо видны ледниковые цирки, переходящие в тро-ги со ступенчатыми продольными уступами, открывающимися в Эрз-ерумской котловине мощными флювиогляциальными конусами выно-сов.

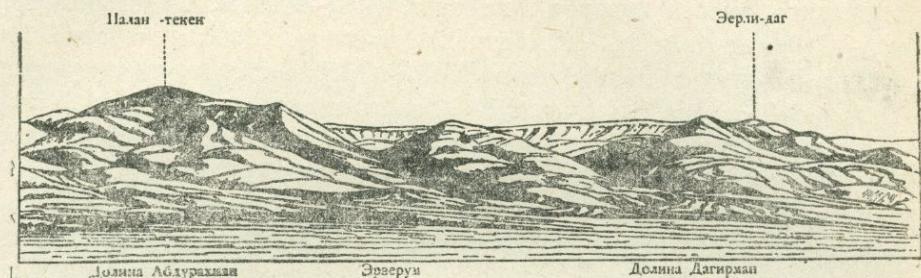


Рис. 21.

Вершины Палантекян и Эрли-даг имеют приблизительно одинако-ную с Бингелем** высоту (свыше 3300 м).

Следует ожидать, что и здесь развиты аналогичные по размерам ледниковые формы экзарации и аккумуляции. Описанная высокогор-ная область Палантекянской системы, а также расположенные восточ-нее нагорья и плато, включая и разделяющие Эрзерумскую котловину от соседней Басенской, хребет Деве-бойну морфологически принадле-жат области центрального вулканического нагорья Армении и будут описаны в соответствующем разделе.

Представляет собой, подобно Палантекяну, Армянский хре-бет (Агри-даг). широтно вытянутое, в центральной части дугооб-разно выпуклое к северу, мощное водораздель-ное горное сооружение, расположенное между бас-сейнами Аракса и Восточного Евфрата (Мурада).

Хребет является восточным продолжением Палантекянской систе-мы гор и по своему структурно-геологическому строению принадлежит к системе Внутреннего Тавра. Он начинается в глубоком меридиональ-ном ущелье р. Аракс, отделяющем отмеченные горные системы друг от друга и, протягиваясь на расстояние 170—180 км, заканчивается у высо-чайшей вершины Армянского нагорья—г. Аарат.

По своему морфоструктурному строению система Армянского хреб-та разделяется на три района: 1. Западный—представляющий высокое вулканическое нагорье с останцевыми вершинами и кряжами, состоя-щими из структур и пород Таврского комплекса. 2. Центральный—пред-ставляющий дугообразный к северу, интенсивно расчлененный склад-чато-глыбовой массив, состоящий из верхнемеловых осадочных и час-тично вулканогенных, интенсивно дислоцированных пород и серпенти-

* Само название реки Хараба-чаир в переводе обозначает местность, покрытую густой сочной травой, где расположены развалины, говорит о характерных формах троговых плоскодонных долин, свойственных высокогорным районам Армянского на-горья.

** См. Южное вулканическое нагорье.

нитовых интрузий и 3. Восточный—представляющий высокогорное сильно расчлененное вулканическое нагорье с насаженными на нем вулканическими и экструзивными конусами.

1. **Западный район**— обширное нагорье, заключенное между р. Аракс и Лахорским перевалом, по которому проходит дорога Басен-Алашкерт.

Средняя высота нагорья достигает 2500—2800 м. Отдельные вершины—Туркмен-Каласы, Чакмак и др. достигают 3000 м и более. По середине нагорья в направлении СЗЗ—ЮВВ располагается широкая долина р. Гезалдара (Шаринан-су)—правого притока р. Восточный Евфрат, впадающей в последнюю у Алашкерта. Долина р. Гезалдара заложена в андезитовых лавах и подстилающих их вулканогенно-обломочных отложениях неогена, выходящих на дневную поверхность на склонах и предгорьях Алашкертской котловины. В долине широко развиты также плейстоценовые и голоценовые аллювиальные отложения, в которых выработаны террасы реки.

Морфология этой долины, выраженная полого-волнистыми склонами и плоским широким дном, вероятно, обусловлена синклинальным строением (типа межгорного прогиба). Структура забронирована андезитовыми покровами нагорья, отображаясь однако в лавах унаследованными чертами.

По обеим сторонам долины расположены возвышающиеся над лавовыми покровами главные водораздельные кряжи нагорья. Северный—является непосредственным продолжением Палантеянской системы в Армянский хребет и Юго-восточный—Шаринан-даг—отрог, отходящий от главного хребта на юго-восток под острым углом.

Восточные части водораздельных кряжей представлены денудационными поверхностями, срезающими серпентинитовые интрузии и меловые, эоценовые известняки. Возвышающиеся над ними останцевые вершины—монадноки сложены устойчивыми от денудации кварц-диоритовыми и кварц-трахитовыми экструзиями.

Нагорье морфологически имеет более или менее симметричное строение. Лавовые покровы нагорья полого-волнистыми склонами спускаются как к долине р. Аракс (плато Басен и котловина Хорасан), так и к долине р. Евфрат (плато Тутах и Алашкертская котловина).

2. **Центральный район** является наиболее интенсивно расчлененным в системе всего Армянского хребта (Агри-даг).

Структурное строение этой части хребта, по данным турецкой геологической съемки (Планшет Карс. Составлен С. Эрентозом, 1955) и структурной карты Н. Эгерана и Э. Лана (1944), представляет собой крупный дугообразный мегаантеклиниорий, отделяющий Алашкертскую котловину от плато бассейна р. Аракс.

По крыльям антиклиниория, примерно вдоль подножий хребта, отчетливо фиксируются мощные сбросы глубинного заложения (текtonические линии Восточной Анатолии Э. Лана, Н. Эгерана и глубинный северо-анатолийский сброс Измит-Эрзерум-Аракат). Кроме этих главных разломов в самой системе гор Г. Абих, Ф. Освальд и др. отмеча-

лот продольные, а также диагональные структурами дислоктивные нарушения. Породы Таврского комплекса в описанной области Армянского хребта подвержены интенсивному дроблению.

Доминирующими формами рельефа этого района являются глубокие эрозионно-сбросовые асимметричные долины и ущелья, разделенные интенсивно расчлененными хребтами с остроконечными и зазубренными вершинами. См. рис. 22.



Рис. 22
Армянский хребет (Агри-даг). По фото Х. Линча.

На гребневой части главного водораздельного, дугообразно вытянутого хребта располагаются разрозненные, продолговато вытянутые плато, являющиеся останцами некогда существовавшего здесь широко-го преднеогенового пленена, подверженного поднятию и эрозионному расчленению. Современная высота этих остаточных поверхностей располагается на абсолютных высотах от 3300 до 2800 м. Деформация этих уровней особенно отмечается на высоких склонах хребта.

Водораздельный уровень денудации сильно расчленен и выражен лишь отдельными островками. На гребневой линии горизонта возвышаются крупные массивы, вершины вулканов и экструзивных куполов. Наиболее высокая из них Каса-даг (3424 м.) расположена в западной части этого района и, судя по описанию Г. Абиха, представляет собой полигенный вулкан, сложенный андезитовыми и трахиандезитовыми лавами, венчающимися у вершины экструзивным куполом кварц-трахитового состава.

Думается, что эта вершина в четвертичный период подвергалась воздействию ледниковых, как другие горы Армянского нагорья, расположенные на высоте выше 3200 м. Однако следы оледенения в этой области не сохранены, благодаря большой крутизне склонов и их интенсивной расчлененности.

Высокогорная, довольно узкогребневая зона хребта носит название Чатин-дага (трудно проходимые горы). Слоны крутые и густо расчленены верховьями противоположно текущих рек, притоков рр. Евфрат и Аракс, особенно склоны, обращенные к ущелью р. Аракс, на участке Кагыzman-Кульп, изрезанные поперечными долинами рек Капуйт, Де-

гирман, Акчай и др. Склоны хребта образуют боковые горные отроги, отходящие от главного водораздельного хребта Чатин-даг. Эти хребты имеют крутые склоны и образуют местами отвесные стены, высота которых 600—700 м.

На одном из горных отрогов расположен конус Такялту. Отсюда открывается широкая панорама Карабского и Басенского плато и Арагатской котловины. Этот остроконечный конус представляет, по-видимому, гигантский экструзивный некки, уцелевший от эрозии. Он состоит из кварц-тракитовых плотных пород.

Геологическое строение и геоморфология этого участка Армянского хребта весьма подробно описывается Г. Абихом. На обрывистых склонах Такялту отмечаются многие сбросовые нарушения, охватившие не только породы таврского комплекса, но и эоценовые нуммулитовые известняки, которые у другого конуса Кабах-даг образуют круто падающие пласти, превращенные в результате динамометаморфизма в мраморы. Здесь они подобно конусу Такялту, прорваны кварц-тракитовыми экструзиями. Нарушены также неогеновые вулканогенно-осадочные породы, представленные здесь довольно круто падающими слоями красноцветных конгломератов, песчаников, глин и мергелей, перекрываемых туфобрекчиями, агломератами и другими вулканогенными рыхлообломочными породами.

Дробившие эти пласти сбросовые нарушения, помимо прямых геологических признаков, обнаруживают по их плоскостям скопления травертинов, окварцованных и гидротермально измененных пород. В рельефе местами, благодаря своей эрозионной устойчивости, породы описанных зон нарушений выделяют стеноподобные выступы.

Сбросы прослеживаются вплоть до вершинной части г. Такялту. Гиппуритовые мраморизованные известняки, песчаники и флишоидные породы, прорванные серпентинитовыми интрузиями, составляют основное ядро массива Такялту в этой области Армянского хребта.

По указаниям Г. Абиха, этот весьма сложный структурно-геологический комплекс своим исключительным расчленением напоминает геоморфологию высокогорной страны альпийского типа. Эта морфология свойственна всему хребту Чатин-даг и Центральному району Армянского хребта.

Восточнее и юго-восточнее описанного района распространяются лавовые потоки вулкана Перли-даг.

Далее, на восток, вплоть до Арагата, Армянский хребет почти целиком покрыт мощными покровами лав. Этот район будет описан в системе области южного вулканического нагорья.

ГЛАВА VIII

АРМЯНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

Общая характеристика

Армянское вулканическое нагорье занимает большую часть Армянского нагорья. Оно характеризуется развитием морфологического ландшафта почти сплошных покровов различных кайнотипных, в основном неоген-антропогенных эфузий. Кроме собственного вулканического нагорья Армении, отдельные «останцевые острова» неогеновых лавовых покровов, свидетельствующие о былом существовании обширного ареала развития мощного чехла эфузий и подвергшегося в дальнейшем интенсивным процессам денудации и эрозии, имеются на окружающих нагорье водораздельных пространствах Понто-Малокавказских складчатых гор.

Комплекс кайнотипных эфузий значительно развит также далеко за пределами Армянского нагорья, в Центральной и Западной Анатолии, в Ликии, Лаконии, Фригии и Каппадокии. Эфузии этих областей являются стратиграфическими и литолого-петрографическими аналогами эфузий Армянского нагорья.

Геология, геоморфология и история развития неоген-антропогенного вулканизма хорошо исследованы и наиболее полно освещены на территории СССР.

В значительной степени изучена также стратиграфия и петрография кайнозойского вулканизма Центральной и Западной Анатолии. Что касается обширных территорий вулканического нагорья Армении, расположенных в Турции, то имеющиеся по ним данные недостаточны, отрывочны и устарели. Однако, пользуясь методом аналогии, на основании детальных исследований по территории СССР и новейших данных по Центральной Анатолии, а также в совокупности с имеющимися материалами по Западной Армении, мы надеемся достаточно полно осветить вопросы геоморфологии и палеогеографии всего вулканического нагорья в целом.

Прежде всего, ознакомимся с материалами по вулканическому покрову Анатолии.

В Центральной и Западной Анатолии мощным комплексом неоген-антропогенных отложений покрыты зоны, окаймляющие выступы древнего фундамента срединных массивов.

Они покрывают верхнепалеогеновые и неогеновые лагунно-континен-

тальные отложения, а также в значительной части пенепленизированные поверхности Центрального и Западного Тавра и реже краевые зоны срединных массивов.

Вулканогенные образования Анатолии, по данным Филиппсона (1913), Э. Шапю (1936), И. Вестервельда (1952, 1957) и других, представлены в основном тремя комплексами эффузивных покровов. Снизу вверх: 1. Мощные пирокласты. 2. Андезитовые покровы. 3. Базальтовые покровы. Отмеченные комплексы не везде одинаково развиты. В частности, базальтовые лавы обычно развиты вблизи очагов излияний центрального типа, представляющих собой обычно крупные стратовулканы (Эрджиас, Эрмлар-даг, Кара-даг, Гасан-даг и др.).

Андезитовые лавы обычно сопутствуют подстилающим их пирокластическим накоплениям. Кроме отмеченных трех комплексов, по сообщению И. Вестервельда, согласно данным Л. Мелча (1903), в ряде мест нижние серии пирокластолитов подстилаются более древними базальтами, являющимися самым древним членом всей эффузивной формации неогена. Эти базальты по своему габитусу резко отличаются от новейших, кайнотипных черных базальтовых покровов или же от основных внутриформационных эффузий, приуроченных к пирокластическому комплексу (Л. Мелч 1903).

Стратиграфия неогенового вулканизма хорошо разработана Э. Шапю (1936). По его данным, указанные пирокластолиты представлены перемежающимися слоями кислых стекловатых туфов, перлитов, литоидной пемзой, туфобрекчиями и андезитовыми лавами. Весь этот комплекс покрывает с некоторым несогласием нижнемиоценовые и олигоценовые лагунные отложения. Эти пирокластические накопления были описаны раньше Филиппсоном (1913), который охарактеризовал их как стекловатые спекшиеся туфы типа игнимбритов.

В Каппадокии, в районе Кайсери в 8 км южнее Ургюпа Э. Шапю (1936) обнаружил в отложениях мощных пирокластолитов остатки *Hipparrion Gracile*.

Восходящий разрез этой толщи, по данным Р.Фюруна, имеет следующий вид:

а) Озерные мергели и известняки, падающие к востоку под углом до 35—40°.

б) Толща кислых риолитовых туфов светлых оттенков (белых серых и розовых), содержащих обломки пемзы. Эти слоистые туфы причудливо размыты и в них вырезаны подземные жилища и церкви X века (см. рис. 23). В этих туфах были найдены зубы *Hipparrion Gracile* и жирафовых, по которым Р. Фюрон устанавливает понтический возраст туфов. Мощность туфов варьирует в пределах 275—300 м.

в) В восточной части разреза описанные туфы перекрываются покровами кислых игнимбритовых плотных туфолов фиолетового цвета.

г) Выше эти кислые туфы дацитового состава перекрываются туфами и конгломератами, содержащими остатки примитивных слонов.

д) Конгломераты перекрываются четвертичными базальтовыми покровами, заполняющими речные долины.

Остатки примитивных лошадей найдены также в неогеновых отложениях туфогенов и известняков в окрестностях Кайсери (Ялчинлар, 1954). См. рис. 23.

Кислые пирокластолиты аналогичного литолого-петрографического состава, развитые в районе северо-западнее г. Конья, по данным Э. Шапю (1941), приурочиваются к неогеновым отложениям. В этой области лагунно-морские отложения неогена постепенно переходят сверху в конгломераты и затем в кислые пирокласти.

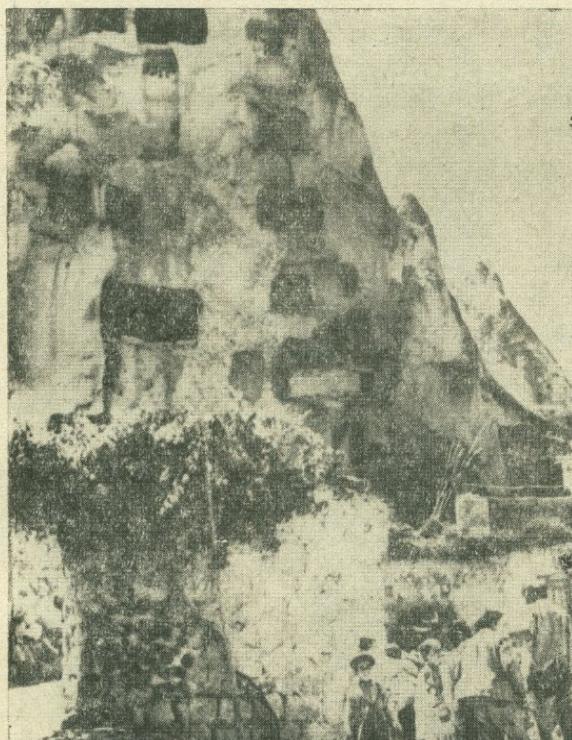


Рис. 23

В конгломератах и песчаниках обнаружен *Planorbis Corny Brogn.* Эти отложения расположены непосредственно на понтических известняках. Западнее г. Конья отмеченные слои отделены от понтических известняков крупным сбросом близмеридионального простирания.

Туфы, туфобрекции и агломераты имеют большую мощность. Плотные разновидности туфов образуют характерные столбчатые отдельности. Морфологически описанные отложения пирокластолитов образуют широкие возвышенные плато или остациевые расчлененные горные массивы, которые срезаны сверху денудационной поверхностью (Э. Шапю, И. Вестервальд).

Литология, петрография и химический состав этих пирокластов подробно охарактеризованы Вестервальдом (1957). Главные их массивы представляют так называемые спекшиеся стекловидные массивы

игнимбритовых пирокластов, главным образом кислого дацитового состава с включениями обсидианов. Туфы представлены грубообломочными плотными массивными разностями, переслаивающимися со стекловатыми дацитами, а местами и с обсидиановыми брекчиями. Верхние серии дацитовых туфов иногда переходят в красно-черные дацитовые плотные брекчии, покрытые местами молодыми базальтами (в долине р. Каракасу, западнее Коньи).



Рис. 24
Формы выветривания каппадокийских игнимбритов в окрестностях Кайсери.

Некоторые авторы характеризуют описанные Вестервельдом стекловидные туфы, как трахитовые брекчиивидные лавы или просто лавы (Соломон Кальви, 1940; Э. Шапю и др.).

Обширные области Каппадокии заняты игнимбритовыми накоплениями. Мощность их варьирует в широких пределах от 500 до нескольких метров. Это обусловлено денудационным послепонтическим срезом. Например, в районе Ургюп-Кайсери описанные вулканогенные отложения образуют полого-волнистые плато, поднимающиеся от 1100 м (к востоку от Нигда-Кайсери) до 1600 (в районе Ургюпа), где в глубоких эрозионных срезах вскрывается наибольшая мощность и полный

стратиграфический разрез этих вулканогенных толщ. Характерно, что верхние горизонты разрезов этих пирокластолитов представлены более плотными разновидностями, чем нижние. В нижних горизонтах рыхлых туфогенов кислого состава, как было описано, обнаружен *Hippurion Gracile*, который определяет понтический-нижнеплиоценовый возраст туфов*. Там где денудацией снесены верхние серии этих отложений, уже в неглубоких оврагах вскрываются подстилающие их конгломераты, миоценовые известняки и песчаники (в районе оз. Туз), а также олигоценовые отложения (в долине р. Кызыл-Ирмак) или основные интрузии (И. Вестервельд, Э. Шапю, Х. Памир).

По исследованиям И. Вестервельда, аналогичные каппадокийским пирокластические образования широко развиты также в Западной Анатолии. Игнимбриты, по его данным, являются одной из фаций мощной неогеновой вулканогенной формации.

По сообщению Р. Фюрана, такие отложения описаны Э. Ланом и Ж. Мерсье в районе Эрзерума. Каппадокийские пирокластолиты понтийского возраста к востоку покрываются андезитовыми лавами, получающими уже широчайшее распространение в виде мощной покровной брони в пределах вулканического нагорья Армении. На западе, наоборот, на денудационном срезе различных горизонтов этой вулканогенной свиты непосредственно располагаются четвертичные базальтовые лавы вулкана Эрджияс.

Обширный ареал развития стекловатых риолит-дацитовых игнимбритов и других вулканогенных образований в Анатолии, по представлению Вестервельда, связан с посторогеническими разрывными нарушениями альпийской зоны и приуроченных к ним эксплозивных крупных очагов.

Разломы эти приурочены, главным образом, к так называемым «активным» зонам Таврид, где нарушению подвергнуты также различные неогеновые осадочные образования.

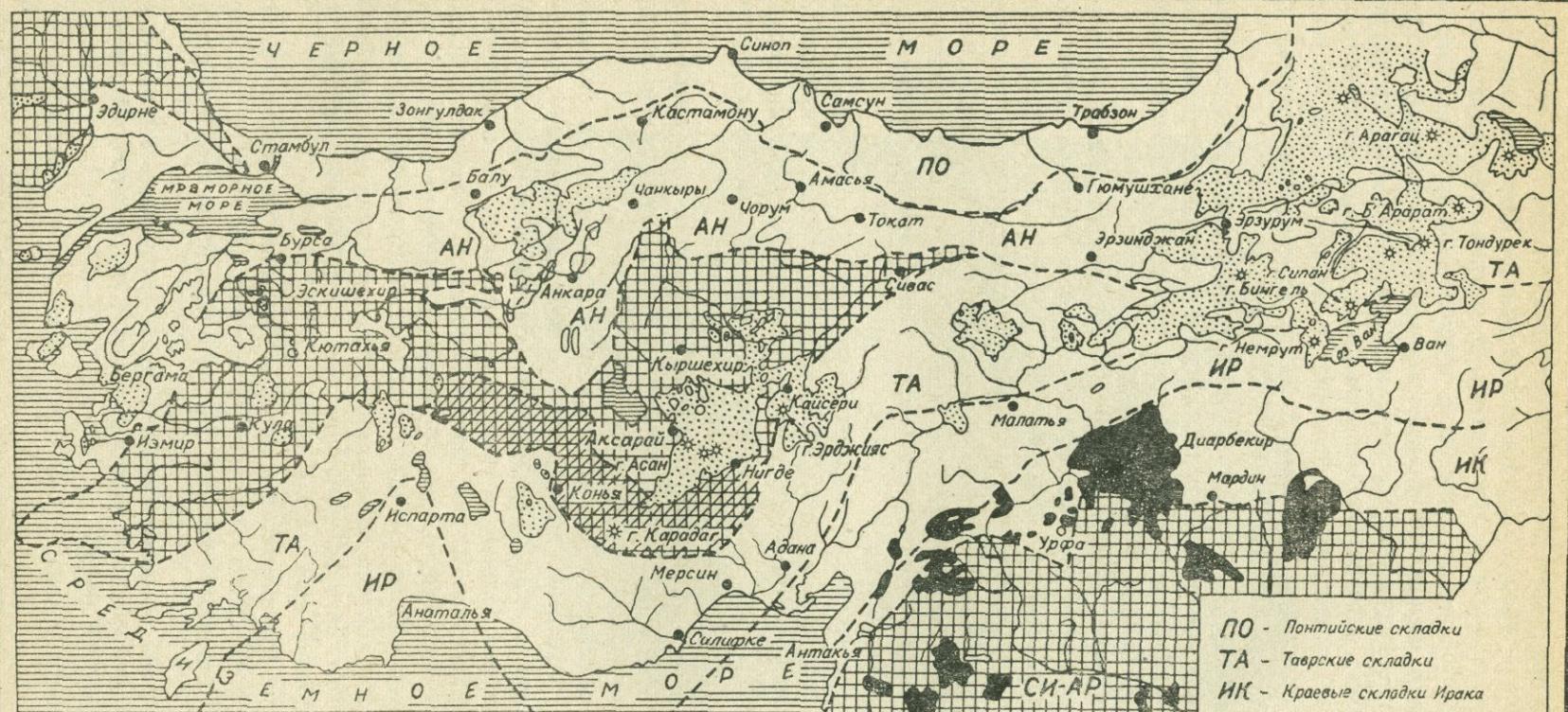
При дальнейшем разборе материалов исследований по отдельным регионам мы увидим, что аналогичные по возрасту и составу вулканогенные образования имеют широчайшее развитие и на Армянском вулканическом нагорье. Однако, в отличие от Анатолии, здесь развиты их более рыхлообломочные фации, прослаивающиеся с лавами и осадочными толщами типа моласс. Описанная смена фаций от типичных плотных игнимбритов к более рыхлым их разностям и вулканогенно-осадочным фациям обусловлена различиями геотектонических условий Анатолии и Армянского нагорья, начавших свое обособленное развитие, как указывалось ранее, еще в олигоцене.

Морфология вулканического нагорья Армении не монотонна. Она изменяется с изменением химического состава эфузий от основного базальтового до наиболее кислого липарито-обсидианового. Ряд особенно-

* *Hippurion Gracile*, по исследованиям С. Жилле (1951), имеет понтический возраст (в широком понимании); по данным И. Барца (1949), возраст этой фауны определяется как нижний плиоцен.

Фазы неогенового и четвертичного вулканизма в Малой Азии

по И. Вестервельбу



- Срединные и континентальные массивы
- Часть срединного массива Анатолии, тектонически приобщенная к таврским складкам
- Резко дифференцированные эфузии неоген-четвертичного вулканизма в области анатолийских альпийских складок
- Основные андезито-базальтовые вулканические массивы
- Неоген-четвертичные базальты Сирио-Аравийского континентального массива
- СИ-АР - Сирио-Аравийский, континентальный массив (по Л. Ари)

ностей проявляется также в развитии комплекса туфовых накоплений, встречающихся в изобилии вокруг одного очага (Арагац, Сипан) и отсутствующих вокруг другого (Джавахетское нагорье, Гегамское нагорье, Аладаг, Арарат, Бингель и т. д.).

В морфологии вулканического нагорья важнейшее значение имеет положение долавового рельефа, который, представляя собою в целом слаженную продолжительной денудацией поверхность, отличается в разных районах разной степенью расчленения, зависящей не только от интенсивности и продолжительности процессов эрозии, но и от структурно-литологического строения субстрата нагорья.

О положении субстрата, особенно по территории Западной Армении, еще нет исчерпывающих данных.

В советской части Армянского вулканического нагорья мы можем получить достоверные сведения о положении субстрата, вследствие скопившегося в настоящее время большого фактического материала, основанного на данных:

1. Буровых работ, проведенных в связи:

а) с гидрогеологическими исследованиями (Араратской, Ширакской, Севанская котловин, Егвардского, Сюникского, Джавахетского, Цалкинского нагорий и плато);

б) с поисками нефтегазоносных структур и фаций, погребенных под неогеновыми эфузиями;

в) с инженерно-геологическими исследованиями, ввиду постройки различных гидротехнических сооружений, плотин, водосборных галерей, деривационных тоннелей (Арагац, Варденисское нагорье, Цалкинское плато и т. д.);

г) с картировочным бурением (Гегамское нагорье, Котайкское плато и др.).

2. Геофизических исследований, в частности электроразведочных работ, проведенных для целей обнаружения подлавовых водотоков и речных долин и магнитометрических наблюдений, позволяющих выделить различные по возрасту лавовые комплексы, отличающиеся друг от друга различным остаточным магнетизмом.

3. Детальных геолого-съемочных работ, при которых кроме геолого-петрографических показателей различных эфузий, использовались и материалы аэрофотоснимков.

4. И, наконец, проведенных автором детальных геоморфологических съемочных работ, охватывающих всю область Армянского вулканического нагорья в пределах СССР.

Использование этих материалов в совокупности с палеоморфологическим и фациальным анализом различных континентальных и озерных толщ (возраст которых достаточно четко определяется на основании имеющихся в них ископаемых остатков позвоночных и археологических находок), переслаивающихся с молодыми лавовыми покровами, позволило нам получить довольно ясные представления о характере подлавового субстрата (С. П. Бальян, 1952-1965).

На основании этих материалов в настоящее время можно говорить,

что под эфузивным покровом вулканического нагорья Армении расположены два различных структурно-геологических региона.

1. Регион пленелизированного в основном глыбового и складчато-глыбового субстрата, сложенного из палеозойских (Армянский срединный массив) и мезозойских (Внутренний Тавр), преимущественно осадочных пород, слагающих основную часть фундамента вулканического нагорья Армении.

2. Регион складчатого, разбитого сбросами субстрата, сложенного в основном из третичных и, частично, мезозойских, преимущественно рыхлообломочных вулканогенно-осадочных пород (Понто-Малокавказской складчатой системы). Для этого региона, подобно окаймляющим нагорье краевым складчатым цепям, значительная часть которых, как уже отмечалось, была покрыта неогеновыми эфузивами, характерны кулисообразно расположенные замкнутые структуры как общекавказского северо-западно-юго-восточного простирания, так и широтного (Понтийского) простирания. Этот регион окаймляет широкой полосой Понто-Малокавказские складчатые системы гор, занимая основную часть вулканического нагорья на территории Армянской, Грузинской и Азербайджанской ССР.

В морфологии Армянского вулканического нагорья мы выделяем следующие основные типы рельефа, в порядке хронологической последовательности их возникновения (С. Бальян, 1962).

I. Тектоно-вулканический (деформированный) денудационный рельеф. Данный рельеф включает в себя следующие типы:

- 1) Литоскульптурные, расчлененные эрозией плато, сложенные пирокластами и перемежающимися с ними молассами.
- 2) Бронированные плато типа «меза», сложенные внутриформационными (в пирокластолитах) лавами.
- 3) Экструзивные липарито-дацитовые куполы и вулканы.
- 4) Щитовидные массивы на гетерогенном (складчато-глыбовом) субстрате.
- 5) Андезитовые лавовые покровы, приуроченные к подстилающим их вулканогенным образованиям предшествующих типов.

II. Вулканический аккумулятивный рельеф включает в себя следующие типы:

- 6) Стратовулканы (среди них есть и более древние, интенсивно расчлененные).
- 7) Лавовые потоки.
- 8) Туфовые покровы.

Кроме описанных типов рельефа имеются многочисленные более мелкие, но весьма характерные формы вулканического рельефа, различные эруптивные аппараты, шлаковые конусы, гарнитосы и пр.

Необходимо дать краткую характеристику перечисленных выше типов вулканического рельефа.

1. Литоскульптурные денудационные плато распространены в тех районах вулканического нагорья, где денудацией вскрыта вулканогенно-обломочная формация меотис-понтического и частично верхнепалео-

теноового возраста. В описанную формацию входят годерзская, вохчабердская, варденицкая, бингельская, ургюпская толщи, представленные мощными пирокластами, агломератами и внутриформационными молассами (подробнее описание см. в региональной части настоящего раздела.*

Эти денудационные плато подверглись новейшим тектоническим движениям, выраженным в основном сбросовыми и флексурными деформациями.

В Армянском нагорье они имеют обширный ареал развития в бассейнах рек Аракс, Евфрат и Кура, ими заняты большие площади Арсиканского, Гегамского и Сюникского нагорий и их отрогов и предгорий, область Годерзского перевала, Вохчабердского хребта, Горисского, Акеринского плато, предгорных плато Ардаганской и Гельской котловин, плато Басен, южная часть Карского плоскогорья, предгорные плато Алашкертской, Хнысской котловин, плато Тутах, Маназкерт, Буланых, Хозат, Харберд и много других.

2. Бронированные плато типа «меза» встречаются почти всегда совместно с описанным выше типом рельефа литоскульптурных плато. Эти плато представлены внутриформационными долеритовыми или мандельштейновыми базальтами, выведенными на дневную поверхность продолжительной континентальной денудацией и эрозией. Местами на описанных «бронированных» плато сохранились останцевые холмы или более или менее высокие ступени плато, сложенные плотными пирокластолитами.

3. Экструзивные куполы и плотные кислые пирокластические образования.

В современной морфологии вулканического нагорья экструзивные куполы приурочены к наиболее возвышенным частям крупных массивов, а также в ряде случаев — к их склонам. Они сложены липарито-дацитами и обсидианами, перемежающимися с литойндной пемзой и другими пирокластическими образованиями. Во многих обнажениях, в оврагах, глубоко расчленяющих эти куполы, отчетливо видны фациальные переходы экструзий в вулканогенно-обломочные образования описанной выше меотис-понтической формации.

Экструзивные куполы морфологически представляют собой останцевые возвышенности, обтекаемые у своих пьедесталов лавовыми потоками более молодых излияний. Значительное число их в четвертичный период подвергалось интенсивной ледниковой экзарации и высокогорным процессам выветривания, в результате чего они приобрели формы интенсивно расчлененных массивов, зазубренных вершин, глубоких каровых, чащ, ступенчатых и обрывистых склонов, у подножья которых располагаются каменные россыпи — чингилы гравитационно-солифлюкционного генезиса. Экструзивными куполами высокогорной зоны являются

* В тип литоскульптурных плато мы включаем также денудационные поверхности предгорий типа педипленов, врезанные в континентально-лагунные отложения более древнего возраста (нижнего или среднего миоцена), имеющие одинаковые с вышеописанными литоскульптурными плато тип рельефа и историю развития.

ются на Гегамском нагорье—Спитак-сар, Гегасар; на Варденисском нагорье—Варденик, Сандухтасар (Дик-Пилакян), на Сюникском нагорье—Мец Ишханасар; на Джавахетском нагорье—Легли, Елмикли, Дали-даг; на Абул-Самсарском нагорье—Самсар, Годореби; на Арсианском нагорье—Арсиан, Джин-даг, Улгар, Зиарет, Алахюэкбер; на Соганлугском нагорье—Чимдар-даг, Гумри; Палантекян, Такялту, Малый Аарат, Кетван, Белиджан—на южном нагорье и много других. Часть описанных массивов представляет собой экструзивные моногенные вулканы с характерной для них кальдерой взрыва (вершины Арагаца, Самсари, Ишханасара, вероятно, вершина Бингеля и др.). В депрессиях этих кальдер создавались благоприятные условия для накопления ледников.

Вследствие экзарации кальдеры утратили свои первичные формы и превратились в типичные цирки и кары.

На склонах и предгорьях вулканических массивов, а также на вулканических денудационных плато имеются отдельные, более мощные экструзивные куполы и вулканы, достигающие иногда громадных размеров. К ним относятся конус Малого Араката, представляющий, по сообщению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1936), моногенный экструзивный вулкан, Кетван-даг, Велиджан-даг в области южного вулканического нагорья; Большой Яглужда, Гаджа-даг, Артени, Атис—в Центральном нагорье, Тавшан, Мадатапа, Ель-даг, Ксыр-даг—на северном—Арсиано-Ахалкалакском нагорье и много других.

4. Щитовидные массивы занимают важное место в морфологии всего Армянского нагорья, являясь, несомненно, очагами центральных или трещинных излияний, давших основные массы пирокластолитов или покровных андезитов.

Громадные массивы Арагаца, Гегамского, Варденисского, Джавахетского, Абул-Самсарского, Арсианского, Соганлугского, Аладагского, Бингельского нагорий имеют макроморфологию асимметричных вулканических щитов, располагающихся на абсолютных высотах от 2000 до 3000-3400 м (зона привершинных плато) и выше. На них расположены многочисленные полигенные сложные вулканические конусы, шлаковые конусы или же описанные выше древние останцевые возвышенности расчлененных экструзивных куполов. Эти щитовидные массивы обычно перекрыты в значительной своей части андезитовыми покровами, а также четвертичными потоками лав различного состава. Слоны и подножья этих массивов часто окаймлены периферическими лавовыми плато, переходящими иногда в предгорные депрессии, где лавы погружаются под мощный чехол четвертичных осадочных образований. Слоны массивов асимметричны, обычно полого-волнистые с одной стороны и ступенчато-обрывистые—с другой.

Массивы расчленены глубокими речными или каньонообразными долинами, превышающими 600-700 м. Особенно глубоки ущелья, обращенные к предгорным депрессиям. В них под эфузивными покровами вскрываются рыхлообломочные, легко размываемые вулканогенные серии (ущелья р. Азат—на Гегамском нагорье, р. Каран-

гу-Варденик—на Варденисском нагорье, Амберд—на Арагаце, Гумгум—на Бингёле, Евфрат на Аладаге и т. д.).

Асимметричность морфологического строения щитовидных массивов обусловлена, в первую очередь, гетерогенным строением подлавового субстрата, подвергшегося дифференциальным тектоническим движениям до и после образования покрывающего его неогенового эфузивного чехла.

5. Андезитовые лавовые покровы занимают, помимо описанных щитовидных массивов, большие площади предгорных плато. Плато на ряде участков отображают унаследованные черты погребенного под андезитами палеорельефа.

Характерной чертой морфологии покровных андезитовых лав является то, что общие контуры площади развития покрова отражают палеотипный, полого-складчатый, нередко подвергшийся сбросовым нарушениям структурный рельеф.

6. Стратовулканы на вулканическом нагорье изолированы друг от друга.

В типичных стратовулканах (Везувий, Ключевая сопка, Фудзияма и др.) отмечается последовательное и правильное чередование слоев лав и пирокластического материала. Стратовулканы Армянского нагорья имеют отличительные черты. Правильнее было бы назвать их просто полигенными вулканами, так как не всегда в них заметна характерная для стратовулканов слоистость. В некоторых случаях пироклазты почти отсутствуют и лавовые потоки наложены один на другой.

Однако их нельзя отнести к гавайскому типу щитовидных вулканов, так как в стратиграфическом разрезе наблюдается смена химических составов лав от самого основного-базальтового до кислого-дацитового. Причем, это может повторяться не один раз. В других случаях подавляющая масса продуктов излияний представлена почти целиком кислыми дацитовыми или андезито-дацитовыми эфузиями, вследствие чего образуются гигантские экструзивные полигенные вулканы, лавы которых распространены близ склонов.

Так Аарат, который имеет относительную высоту более 4 км, при неоднократных излияниях андезито-дацитовой магмы образовал крутой колоссальный бескратерный конус. Примерно такой же характер имеет и другой полигенный вулкан Армянского нагорья—Сипан.

Стратовулканы (иначе, полигенные вулканы) Армении, в своем истинном понимании расположены изолированно, имеют различные морфологию и величины.

Полигенные вулканы относительно небольших размеров расположены также на крупных щитовидных массивах.

Большинство полигенных вулканов сохранило свои первоначальные формы. Формы их варьируют в зависимости от соотношения лав и выбросов пирокластического материала и кислотности эфузий. В случае преобладания основных (базальтовых, андезито-базальтовых) лав они приближаются к щитовидным массивам.

Некоторые древние слоистые вулканы подверглись интенсивному воздействию эрозионных процессов, в результате чего кратеры их превратились в типичные эрозионные кальдеры, внутри которых сохранились жерловые пробки—некки, дайки.

7. Лавовые потоки. Лавовые потоки свойственны большей частью четвертичным образованиям и приурочены к вулканам центральных типов. В отличие от покровных лав трещинных излияний, они располагаются протяженными языками, занимая речные эрозионные долины, врезанные в древние лавы или идущие по контактам с вулканогенно-осадочными породами фундамента. Большинство этих долин, которые залиты лавовыми потоками, имеют поперечное или диагональное к древним структурам направление, что связано с изменением направления гидрографической сети в четвертичный период. В зависимости от химического состава излившихся лав и их структурно-текстурных особенностей на Армянском вулканическом нагорье выделяются глыбовые лавы типа «аа», волнистые лавы типа «пахохое» и пещеристые лавы.

В целом выделяются следующие комплексы четвертичных лавовых потоков.

1. Нижнечетвертичные лавовые покровы и потоки.
2. Среднечетвертичные лавовые потоки.
3. Верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки.

Каждый из этих комплексов существенно отличается один от другого площадным развитием, морфологией и гидрогеологическими свойствами.

Нижнечетвертичные лавовые покровы в своем пространственном развитии выступают совместно с плиоценовыми андезитовыми покровами. Лавы занимают полого наклонные междуречные водораздельные плато, широко развитые на тектоно-вулканических массивах. Они подвержены значительной денудации ледниковой экзарации среднечетвертичного горно-покровного оледенения и местами перекрыты моренами.

Среднечетвертичные лавы морфологически устанавливаются более четко. Они разделяются на две серии: а) лавовые потоки догоорно-покровно-ледниковые—дорисские и б) лавовые потоки послепокровно-ледниковые—послерисские. Первые образуют широкие языки, вложенные в древние пологосклонные долины и образуют обычно форму пологовыпуклых продолговато вытянутых плато. Вторые образуют относительно узкие языки лав, залившие глубокие речные долины.

Верхнечетвертичные лавы морфологически оконтуриваются весьма четко. Они имеют большей частью бугристо-глыбовую, сильно трещиноватую, лишенную растительного покрова поверхность.

Каждый из перечисленных литолого-стратиграфических комплексов лавовых потоков имеет определенное геоморфологическое строение и гидрогеологические свойства, специфичные для данного возраста.

8. Эруптивные куполы имеются в изобилии в пределах лавовых на-
гэрий. Обычно располагаются цепью вулканов на водораздельных
плато тектоно-вулканических массивов, а также группами на их пери-
ферии, большинство которых—моногенные шлаковые конусы и эруптив-
ные аппараты с характерными формами кратеров, барранкосов, да-
ек и пр.

ГЛАВА IX

ОБЛАСТЬ СЕВЕРНОГО, АРСИАНО-АХАЛКАЛАКСКОГО НАГОРЬЯ

В состав северного нагорья, которое можно назвать Арсиано-Ахалкалакским, входят крупные тектоно-вулканические массивы: Джавахетский (Мокрые горы), Абул-Самсарский, Гукасянский (Члдырский), Докуз-Пунарский, Улгарский и Арсианский. Эти высокие, покрытые лавами горные возвышенности имеют пологие скаты во все стороны с широкими и округлыми гребнями водоразделов, на которых насажены отдельные вулканические конусы и останцевые вершины. Поэтому для них мы применяем термин **нагорье**.

Кроме отмеченных вулканических нагорий, в описанную область входят Ахалкалакское, Цалкинское, Гомарет-Башкегетское и Лорийское плато, Ардаганская, Гельская Члдырская и ряд более мелких межгорных котловин, глубокие речные долины и каньоны р. Куры и ее притоков.

Эффузиями северного вулканического нагорья покрыты также значительные площади водораздельных пространств Шавшетского хребта и горных отрогов между речья Мерджахеви и Аджарисцхали, принадлежащих к краевым хребтам Восточно-Понтийских гор, а также Аджаро-Триалетского хребта, которые относятся к системе Малого Кавказа.

В глубоких речных долинах, расчленяющих склоны хребтов, обнажаются древние дислоцированные породы и срезающие их денудационные поверхности, на которых располагаются пирокластические и лавовые накопления.

*Годерзская свита
и ее роль в образовании морфо-
структурь Северного вулканиче-
ского нагорья*

Основой для эффузивного комплекса северного вулканического нагорья (как и для всего Армянского вулканического нагорья в целом) служат отложения так называемой «годерзской» свиты. Эта свита широко развита по всей области, начиная от Арсианского нагорья на западе, кончая долинами рр. Храми и Мешавера—на востоке.

В 1919 г. И. В. Палибин в районе Годерзского перевала, расположенного в северной части Арсианского нагорья, в области верховья р. Аджарис-Цхали, в мощных отложениях различных туфогенов, конгломератов и пепловых отложений, собрал и описал богатую и хорошо сохранившуюся флору так называемого «ископаемого Годерзского леса». Годерзская флора была описана И. В. Палибиным вторично в 1937 г.

С тех пор годерзская свита вызывает неослабевающий интерес различных специалистов—палеоботаников, литологов, петрографов, геологов, географов, геоморфологов и др.

Вопросу о генезисе и возрасте годерзской свиты посвящено много работ: Б. Ф. Мефферта (1933), К. Н. Паффенгольца (1937, 1949), П. Д. Гамкрелидзе (1949), М. Д. Узнадзе (1946, 1949), Г. М. Заридзе (1944), Н. И. Схиртладзе (1950, 1951, 1958), К. Е. Габуния (1951, 1955), П. И. Мchedлишвили (1949), Л. И. Маруашвили 1951, А. А. Тахаджян, А. А. Габриелян, (1948), А. Т. Асланяна, (1949) и др. Вулканогенно-осадочные породы этой свиты изучены всесторонне и детально. Описаны многочисленные опорные разрезы разнородных пород, принадлежащих, по мнению названных авторов, к годерзской свите— на Годерзском перевале, на правом берегу р. Кваблиани, у с. Уде, Кисатиби, в Ахалцихской котловине, на берегу р. Кура—у средневекового пещерного города-монастыря Вирдзия, у с. Гумбати (на Цалкинском плато), в ущелье р. Паравани, в разрезах Чоборетского, Самсарского хребтов, в разрезах многочисленных буровых скважин на Цалкинском и Ахалкалакском плато и т. п. Однако о возрасте и стратиграфическом положении этой свиты до сих пор имеются разноречивые представления. Возраст свиты датируется как олигоцен (К. Н. Паффенгольц), миоцен (М. Д. Узнадзе), верхний миоцен П. Д. Гамкрелидзе), олигоцен—средний плиоцен (Л. И. Маруашвили), сармат—верхний миоцен (А. Т. Асланян, Н. И. Схиртладзе), плиоцен (И. В. Палибин), верхний плиоцен (П. И. Мchedлишвили), миоплиоцен—нижний плиоцен (К. Е. Габуния), верхний миоцен—плиоцен (Г. М. Заридзе), миоплиоцен (А. А. Габриелян, А. Л. Тахаджян) и т. д.

Схематический разрез годерзской свиты, слагающей северную часть Арсианского нагорья, по данным Н. И. Схиртладзе, представляется в следующем виде: см. рис. 26.

Годерзская свита имеет свои стратиграфические и литологические аналоги в Центральном и Южном вулканических нагорьях Армении; это—вохчабердская толща, свиты массивов Бингёль, Палантекян, Басен, Аладаг, Карского плоскогорья—Аладжа-Согунлуг. О них будет подробно сказано в соответствующих разделах. Аналогом этой толщи, являются вулканогенные отложения Каппадокии, района Ургюп-Кайсери, описанные в общей части раздела.

В настоящей работе не затрагиваются дискутируемые вопросы о генезисе и возрасте этой свиты, которые детально разбираются в монографии Н. И. Схиртладзе (1958). Мы постараемся осветить некоторые стороны литологии, тектоники, стратиграфии слагающих свиту отдельных слоев пирокластолитов и подчиненных им эфузивных покровов, которые прежде всего имеют важнейшее морфологическое значение. Кроме того, пользуясь методами морфологического анализа, в совокупности с геологическими данными, постараемся уточнить возраст этой свиты.

В районе Годерзского перевала общая мощность вулканогенно-обломочной свиты, по данным Н. И. Схиртладзе, превосходит 1600 м. Свита представлена псаммитовыми туфами, конгломератами, туфобрекциями и межформационными покровами базальтов. Весь этот комплекс

перекрываются андезитовыми и андезито-дацитовыми покровами, средняя мощность которых доходит до 200 м.

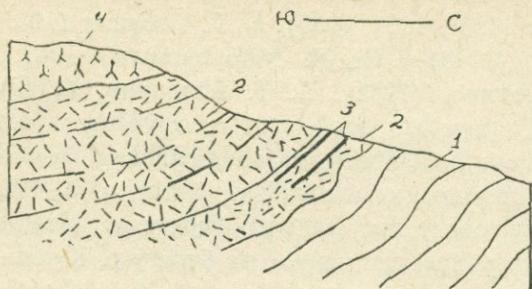


Рис. 26

1. Глинисто-песчанистые вулканогенные образования верхнего эоценена. 2. Годерзская свита-преимущественно пирокластолиты. 3. Внутриформационные покровы долеритов. 4. Средние и кислые лавы—самая верхняя часть годерзской свиты.

ных глин олигоцена и глинистых песчаников верхнего эоценена.

Описанные пестроцветные глины, имеющие широкое развитие в Ахалцихской котловине у с. Бенар (по данным Л. К. Габуния, 1951), содержат верхнеолигоценовую фауну позвоночных (халикотерий, грызуны и др.).

В районе с. Кисатиби, в долине р. Уравели в разрезе годерзской свиты, кроме туфогенов, конгломератов, туфобрекций и подстилающих их долеритовых лав, проявляются также мощные (более 40 м) отложения диатомитов. Эти диатомиты кверху переходят в пелитовые туфы, чередуясь с ними, и снова покрываются туфобрекциями и конгломератами. Кисатибский разрез годерзской свиты располагается на денудационном срезе дислоцированных песчаников верхнего эоценена.

В отложениях кисатибских диатомитов обнаружена богатая фауна, которая, по данным А. И. Криштофовича и М. Д. Узнадзе, имеет миоплиоценовый возраст.

Здесь же Л. К. Габуния (1955) обнаружены костные остатки *Hippurion* sp., которые он относит к верхнему миоцену—нижнему плиоцену.

Южнее ахалцихской котловины в районе пограничного Улгарского и Эрушетского нагорий разрез годерзской свиты Н. И. Схиртладзе иллюстрирует следующим образом. См. рис. 27.

Отложения годерзской свиты широко развиты в области верховьев долины р. Псохов, располагающейся уже в пределах Турции. Здесь комплекс пирокластолитов этой свиты фациально переходит в экструзии липарито-дацитов вершины Арсиян (3165) и одновременно подстилаются андезитовыми покровами.

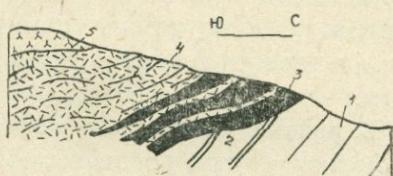


Рис. 27

1. Верхний эоцен. 2. Олигоцен. 3. Андезито-дацитовые пирокластолиты и лавы годерзской свиты. 4. Долеритовые покровы. 5. Андезито-дациты.

Примерно такой же разрез отмечается П. Д. Гамкрэлидзе в обнажениях годерзской свиты у с. Уде. Здесь конгломераты, туфолесчаники, туфобрекции, песчаники и подчищенные им покровы мандельштейновых базальтов общей мощностью в 300—350 м налегают на более древние отложения пестроцвет-

Многие обнажения годерзской свиты имеются в долине р. Куры, начиная от северных склонов Члдырского хребта до слияния с р. Ахалкалаки (район сс. Хертвиси-Хизабавра). Наиболее характерными разрезами этой свиты являются разрезы у руин средневекового пещерного города и монастыря Зада-Вардзия, разрезы у крепости Тмогви, у сс. Накалакеви, Клде, Шалошети, Хертвиси. В обнажении Зада-Вардзия андезито-дацитовые и дацитовые пирокласты, туфы, туфобрекчи, агломераты, туфопесчаники имеют общую мощность 500—600 м. Примерно в середине разреза обнажаются туфы белесоватого оттенка, имеющие среднюю мощность 15—20 м. Эти туфы прослеживаются почти по всем вышеотмеченным разрезам вплоть до сс. Хертвиси и Хизабавра.

Детальное изучение всех разрезов годерзской свиты в долине р. Куры позволило Н. И. Схиртладзе вывести заключение, что годерзская свита в целом имеет одинаковый литологический состав и представлена в основном кислыми пирокластолитами. К низам этой свиты обычно приурочены покровы основных лав (долеритовых и мандельштейновых базальтов). Эта картина наблюдается также в разрезах скважин в Цалкинском и др. районах северной области вулканического нагорья. Необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что годерзской свите и ее аналогам, развитым в области вулканического нагорья Армении, почти всегда и всюду сопутствуют андезитовые лавы (трахиандезитовые и прочие эфузии андезитового ряда), покрывающие при денудационном срезе различные верхние слои описанной свиты.

Разберем теперь вопрос о взаимоотношении годерзской свиты с эфузивными покровами, развитыми в области северного вулканического нагорья, в частности Джавахетского и Абул-Самсарского нагорий.

По наблюдениям ряда исследователей (П. Д. Гамкрелидзе, Н. И. Схиртладзе, К. Е. Габуния и др.), годерзская свита в своих различных фациях продолжается под лавовыми покровами Ахалкалакского плато и отмеченных выше нагорий.

Свита обнажается во многих местах каньона р. Ахалкалаки (Правани), притока р. Куры. Иногда она выступает на дневную поверхность на плато в виде меридионально вытянутых гряд, состоящих из андезито-дацитов, их туфобрекций, лавовых брекчий, переходящих местами в дациты и обсидианы (между сс. Арагва и Куликам).

Отдельные фации этой свиты вскрываются также в эрозионных срезах Абул-Самсарского нагорья. По наблюдениям Н. И. Схиртладзе, А. М. Фокина (1947), Н. Е. Астахова (1951) и др., пирокластолиты типа вардзия развиты в районе Самсарского массива, где они фациально замещаются обсидианами. Наглядным примером является обнажение у с. Б. Самсари, где в туфобрекциях вардзийского типа высечены кельи средневекового монастыря. Аналогичная картина наблюдается также в районе с. Абул. Здесь дацитовые туфы переходят в дацитовые покровы. По данным Схиртладзе (1958), крупные экструзивные образования Джавахетского хребта (Дали-даг, Коун-даг, Инак-даг, Елмикли и др.) составляют фацию годерзской свиты.

Аналогичные образования широко развиты также на Эрушатском,

Дохкузунарском, Арсианском нагорьях и других областях вулканического нагорья Армении.

Таким образом, фактически все главные экструзивные образования вершинных поясов области северного вулканического нагорья являются эрозионными останцами. Они обычногибаются андезитовыми лавами трещинных излияний, образующих почти сплошные покровы на этих нагорьях. Более обстоятельно на этом вопросе мы остановимся при описании областей центрального и южного вулканических нагорий.

Важное геолого-геоморфологическое значение имеет также выяснение стратиграфии долеритовых лав Ахалкалакского плато и их взаимоотношение с пирокластами годерзской свиты.

Большинство исследователей считает долеритовые покровы Ахалкалакского плато верхнеплиоценовыми или нижнечетвертичными образованиями, не указывая, однако, как ни странно, на очаги их излияний. Между тем, общеизвестно, что молодые лавы и центры их излияний морфологически хорошо прослеживаются. Сильно запутан вопрос о взаимоотношении долеритов с андезитами Абул-Самсарского и Джавахетского нагорий.

Группа исследователей (А. С. Белянкин и В. П. Петров (1945), Е. Н. Дьяконова-Савельева (1937) считают, что долериты гораздо древнее андезитовых и трахитовых эфузий. Для доказательства этого следует отметить наличие ксенолитов долеритов в дацитах экструзивного купола Тавшен-тапа (южнее г. Ахалкалаки).

Б. Ф. Мефферт (1933) также считает, что ахалкалакские долериты более древние, чем окружающие их андезитовые покровы Абул-Самсарского хребта.

Н. И. Схиртладзе, Л. И. Маруашвили, К. Е. Габуния и др. указывают, что, наоборот, ахалкалакские долериты покрывают некоторые экструзивные образования Самсарского и Джавахетского нагорий, хотя Н. И. Схиртладзе и отмечает, что в ряде мест на перифериях Самсарского и Джавахетского нагорий ахалкалакские долеритовые лавы покрывают молодыми (?) С. Б.) андезитами Самсарского хребта.

К. Н. Паффенгольц (1948, 1949) отмечает, что серия дислоцированных долеритов, развитых на перифериях Ахалкалакского плато (в районе Духоборья и Гектапинской возвышенности на границе Грузии с Арменией), фациально переходит в кислые серии андезито-дацитов, дацитов, липаритов годерзской свиты.

П. Д. Гамкрелидзе (1949) долериты считал молодыми образованиями, но впоследствии (1954) изменил свои взгляды, высказавшись за древний возраст их по сравнению с Абул-Самсарской свитой. В 1951 г. мы также затронули этот вопрос при геоморфологических маршрутных исследованиях в Ахалкалакском районе. Допуская возможность, что часть ахалкалакских долеритов, морфологически имеющая форму лавового потока, имеет молодой возраст, мы склонны однако считать, что основные серии долеритовых лав Ахалкалакского плато являются древними образованиями, приуроченными к низам годерзской свиты.

В пользу древнего возраста долеритов, кроме приведенного выше

факта (наличие их ксенолитов в экструзиях), важнейшим критерием является, по нашему мнению, их дислоцированность. Заметим, что как здесь, так и в Центральном вулканическом нагорье четвертичные лавы **всюду имеют форму хорошо прослеживаемых потоков (реже покровов) с отчетливыми центрами их излияний**. Морфология четвертичного вулканализма настолько свежа, что нередко улавливается даже из топокарт (особенно для верхнечетвертичных и голоценовых лав).

Четвертичные эфузии в основном не дислоцированы. В редких случаях более древние из них нарушены некоторыми дизъюнктивами.

В отличие от четвертичных, миоплиоценовые эфузии, в число которых входят долеритовые и мандельштейновые базальты, годерзские пирокласты и покрывающие их андезиты подвержены значительным дислокациям. Они иногда образуют хорошо выделенные в рельфе складки, которые большей частью фиксируются там, где в фундаменте, подстилающем лавы, имеются крупные сбросовые нарушения.

Конкретно, в области Северного вулканического нагорья дислоцированность долеритовых базальтов и древних эфузий отмечается по краям Ахалкалакского и Цалкинского плато.

На южном крыле триалетского антиклиниория многими исследованиями отмечено нарушение — надвиг, который обоснован и детально картирован П. Д. Гамкрелидзе. На

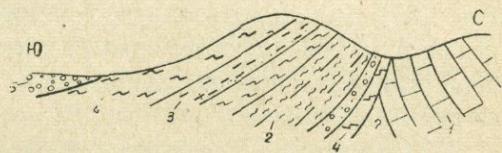


Рис. 28

склонах и в вершинной зоне Разрез у с. Гумбати (по Н. И. Схиртладзе). Триалетского хребта располагаются эфузивные покровы

Северного вулканического нагорья. Например, на перевале Цхара-Цкаро (высота более 2400 м, т. е. на несколько сот метров выше Ахалкалакского плато) лавы слагают высокие карнизы водораздела хребта. Они явно дислоцированы и падают на юг в сторону Ахалкалакского плато под углом 15—20°, погружаясь под андезитовые лавы Абул-Самсарской системы.

Далее, к югу эти древние лавы вновь выступают на дневную поверхность уже по краю собственно Ахалкалакского плато в виде окаймляющих его увалоподобных антиклинальных поднятий. Несколько восточнее в Цалкинском районе, недалеко от с. Ашкала находится довольно широкая антиклинальная складка, сложенная из долеритовых лав и подстилающих их так называемых «озерных» отложений. В описанную складку широтного простирания поперечно врезано антецедентное ущелье левого притока р. Кция. Эти «озерные» отложения представляют типичные туфогенные песчаники, состоящие из совершиенно не окатанных частиц. При вторичном посещении этого района в 1963 г. с участниками Кавказской геоморфологической конференции, в разрезе этой «четвертичной озерной» толщи был обнаружен бивень мастодонта во всяком случае нижнеплиоценового возраста. Эта фауна, характерная для годерзско-ургюпской свиты, находится в Институте геологических наук АН Грузинской ССР.

Восточнее с. Ташбashi, в рельефе местности четко вырисовывается андезито-базальтовый антиклинальный вал, отмеченный многими исследователями (В. В. Богачев, Г. М. Заридзе, Л. И. Маруашвили и др.). Ядро этой складки сложено долеритовыми базальтами. Между андезито-базальтами и долеритами имеются так называемые «озерные осадки», которые по нашим наблюдениям весьма сходны с фациями туфогенных песчаников годерзской свиты. Они очень сильно смяты, имея углы падения более 60° . Аналогичные отложения отмечаются в каньоне р. Ташбashi рядом с Храмским гранитным массивом.

Следует подчеркнуть, что все наддолеритовые отложения, именуемые «озерными», содержат в своем составе в основном пепловые и грубозернисто-песчанистые выбросы дацитового или липаритового состава, характерные для фации годерзской свиты. Напомним, что не только в описанных выше обнажениях, но также в скважинах, липаритовые лески и туфогены переслаиваются с долеритовыми базальтами.

Возвратимся теперь к морфологии лав, развитых на водоразделах Триалетского хребта. Лавы располагаются на различных высотах вершинной зоны Триалетского хребта, покрывают вершину Саквелос-мта (отм. 2811 м), а к юго-западу, понижаясь у перевала Цхра-Цкаро, достигают отм. 2464 м; затем далее, несколько повышаясь у горы Чарели (2653 м), снова понижаются до отм. 1884 (гора Кутюглуг) и ниже в долине р. Куры.

По данным Б. Мефферта (1933), видимая мощность лав в районе вершины Саквелос-мта составляет около 500 м. Лавы представлены микролитовыми андезитами. Эти андезиты, распространяясь до горы Шуана-мта и далее вдоль берегов Табацкурского озера, уходят под новейшие лавы вулкана Тавкветили. Те же андезиты по северному краю плато слагают высокий антиклинально-бросовый вал вершин Чарели и Арчеуль. На горе Чарели, по Б. Мефферту, развиты дислоцированные покровные андезиты, которые несогласно налегают на эоценовые песчаники, имеющие обратное—северное—падение. Описанные андезиты Триалетского хребта, как уже отмечалось, слагают антиклинальный вал на севере Ахалкалакского плато и располагаются гипсометрически на несколько сот метров выше ахалкалакского долеритового покрова.

Наши наблюдения показывают, что на перевале Цхра-Цкаро под андезитами располагаются базальты. Важно отметить, что границы распространения андезитов и базальтов разные. Андезиты дальше гребней зоны Триалетского хребта (вершин Саквелос-мта, Кончицкаро (2363) и т. д.) не распространяются, погружаясь, как было отмечено выше, на юго-запад в сторону долины р. Куры. Подстилающие их базальты, расположенные гипсометрически ниже андезитов, обнажаются далеко на северных склонах Триалетского хребта.

Базальтовый покров, простирающийся в область Ахалкалакского плато, налегает на древнюю поверхность триалетского пенеплена. Этот же пенеплен местами покрывается также андезитами. Между андезитами и базальтами существует, однако, значительный стратиграфический перерыв ввиду того, что между базальтами и андезитами на юге,

в области вулканического нагорья расположены пирокласты и экструзии годерской свиты значительной мощности.

Древняя поверхность денудации на Триалетском хребте срезает породы мела, нижнего, среднего и верхнего эоцена и рыхло-обломочные пирокласты годерской свиты (в долине р. Куры). Из этого описания можно заключить, что водораздельная поверхность Триалетского хребта представляет собой уровень денудации верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста.

Очень интересно сопоставить границы развития эффузивов со структурным планом Триалетского хребта. Лавы дугообразно, глубоко вдаются на север в Триалетском хребте, слагая наиболее высокую часть его водораздельной зоны, которая сохранилась от размыва благодаря защитной броне лав. В структурном плане здесь располагается синклинальный прогиб Триалетского антиклиниория со значительным выплаживанием складки.

Антиклинальные выступы, перегибы пластов, сложенные мелом, отходят далеко от водораздела хребта, располагаясь на его низких, южных склонах гор Чобарети (на краю Ахалкалакского плато) и Гумбати (на краю Цалкинского плато).

Таким образом, несколько дугообразно широтно вытянутая гребневая зона Триалетского хребта представляет собой характерный тип инверсионного рельефа. Свободные от эффузий древние поверхности хребта оказались глубоко срезанными денудацией и представляют пепленизированные склоновые ступени антиклинальных вздутий, а синклинальные прогибы—наиболее возвышенные участки водоразделов.

Описанные выше морфологические черты Триалетского хребта доказывают древний (миоплиоценовый) возраст лав Ахалкалакского-Цалкинского плато, во всяком случае его северного обрамления.

Древние же долеритовые лавы распространяются дальше на восток. Характерный разрез у с. Клдеси, в районе Беденского хребта отмечен Л. И. Маруашвили и Н. И. Схиртладзе. См. рис. 29.

Долеритовые лавы, мощность которых выше 250 м, распространяются и на расчлененном древнем плато Тетрис-Цхаро и Аракло. Древний облик рельефа этих плато и окружающих их денудированных холмов, сложенных меловыми и палеогеновыми породами, не оставляет никакого сомнения. Центры излияния этих лав, заполнивших неровности рельефа, здесь отсутствуют. Лавы проникли в эту область из Цалкинского плато, перекрыв участки, расположенные восточнее Храмского массива. В последующие периоды, в результате продолжи-

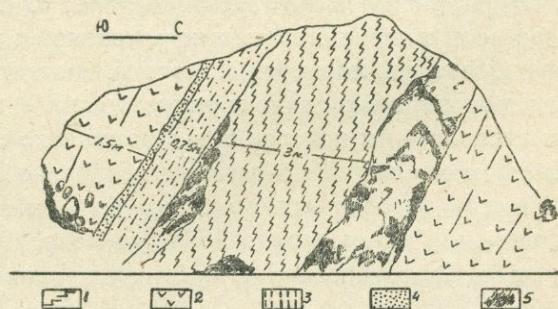


Рис. 29

1. Долериты. 2. Андезито-базальты. 3. Озерные пески (пеплы годерской свиты? С. Б.) 4. Песчаники.

5. Осыпи.

Лавы проникли в эту область из Цалкинского плато, перекрыв участки, расположенные восточнее Храмского массива. В последующие периоды, в результате продолжи-

тельной континентальной денудации, часть покрова долеритовых лав, развитых на Храмском массиве, была снесена, погребенный рельеф был обнажен почти в ископаемом виде. И если долеритовый покров останцевого массива Тетрис-Цхаро-Арахло соединен с Цалкинским нагорьем узким перешейком севернее массива Храми, это отнюдь не означает, что покров проник сюда из Цалки через отмеченный «язык». Положение здесь гораздо сложнее.

При беглом осмотре Храмского массива, сложенного гранитоидами и меловыми породами, мы обнаружили на нем большое количество обломков и глыб, состоящих из обсидианов, дацитов и долеритовых базальтов. Они расположены в оврагах, рассекающих склоны массива, а также на высоких склонах водоразделов, располагающихся на 100—150 м выше Цалкинского плато. Весьма вероятно, что такие глыбы можно найти и на водоразделе массива. Наряду с описанными выше данными, факт этот служит неоспоримым доказательством того, что Храмский массив был когда-то покрыт эффузиями годерзской свиты, к низам которой приурочены уцелевшие от размыва долеритовые лавы, образующие ныне бронированные останцевые покровы Цалкинского плато. Денудационный врез в покрывающие долериты слои годерзской свиты достигает по крайней мере 150 м, судя по сохранившимся остаткам эффузий на Храмском гранитоидном массиве.

О фациальном взаимопереходе долеритовых лав в пирокластолиты годерзской свиты и их аналоги впервые было доказано К. Н. Паффенгольцем (1937—48). Весьма возможно, однако, что некоторые из лав основного базальтового состава, имеющие долеритовую структуру, как это отмечает Н. Е. Астахов (1951), имеют молодой возраст. Однако следует подчеркнуть, что важнейшим критерием для определения их возраста служит морфология, а не петрографические или петрохимические свойства пород, ввиду незначительного различия друг от друга кайнотипных эффузий. Важнее всего определить, поток это или покров: центральный тип излияния или трещинный и, наконец, приуроченность лав к структурному плану. Древние лавы, т. е. покровы, заливают обычно депрессии и синклиниории, приурочиваясь к древнему структурному рельефу. Молодые лавы, т. е. потоки, языки, проходят по четвертичным и, вероятно, верхнеплиоценовым долинам, которые в большинстве своем расположены поперек или диагонально миоплиоценовым структурам. На этом мы подробно остановимся при описании Центрального вулканического нагорья Армении. Как было сказано, не менее важным критерием для установления возраста покровных эффузивов является степень их дислоцированности. Дислоцированность как пликативного, так и дизъюнктивного характера была отмечена по северному краю Ахалкалакского, Цалкинского плато и нагорий Абул-Самсарской системы, т. е. по линии главного надвига триалетской складчатой системы на вулканическое нагорье.

То же самое наблюдается и по южному краю Северного вулканического нагорья, вдоль Гектапинской возвышенности и южных склонов Джавахетского нагорья у Карабачского перевала. Дислоцированность

долеритов годерзской свиты обусловлена надвигом Базумского хребта на север, на Сомхетскую глыбу. Надвиг этот четко прослежен и закартирован А. Т. Асланяном (1958).

Приступим теперь к описанию морфологии крупных тектоно-вулканических массивов и расположенных между ними плато и депрессий области Северного вулканического нагорья.

Арсианская система представляет собой ме-

Арсианская система меридионально вытянутое, извилистое асимметричное нагорье. На севере оно примыкает к Аджаро-Триалетским горам, а на юге—к северо-восточным отрогам Внутреннего Тавра (хребтов Чехырбаба, Алахюэкбер и Соганлуг).

Арсианский хребет слагается в основном из неогеновых эфузий гидерзской свиты и перекрывающих их мощных покровов андезитовых лав.

Нагорье имеет резко выраженное асимметричное строение. Западные склоны крутые и обрывистые, принадлежат к бассейнам рр. Чорох, Олты, Ардануч, Мурджахеви и их притоков, которые в своих верховьях образуют глубоко вдающиеся циркообразные водосборные бассейны. Регрессивной эрозией этих рек и их притоков изъедены не только древние осадочные серии, но и перекрывающие их мощные эфузии. Западный край нагорья—гигантская обрывистая извилистая стена, протягивающаяся на сотни километров.

Основанием Арсианского нагорья, по данным Л. Ф. Бацевича (1885), служат интенсивно дислоцированные породы верхнемелового флиша, вулканогенно-осадочного эоцена, а также различные интрузии. Все они раздроблены многочисленными, большей частью субширотными, разрывными нарушениями, по которым или вдоль которых расположены зоны гидротермально измененных и других метаморфизованных пород. В юго-западной части нагорья в бассейне р. Олты большое развитие получили гипсоносно-соленосные фации верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Эти отложения, по данным Г. Абиха (1899), являются фациально-возрастными аналогами пород, развитых в долине р. Аракс, в районе Кагызманского месторождения соли, датируемого Г. Абихом как верхний олигоцен, а также отложений района Ашкала между Эрзерумом и Мамахатуном.

По данным В. В. Богачева (1915, 38), в бассейне р. Олты широко распространены пестроцветные глинисто-мергелистые песчаники и конгломераты, среди которых имеются гипсоносные и соленосные пласти. В мергелистых слоях В. В. Богачевым собрана богатая пресноводная фауна. Под мергелями и глинами располагаются пласты соли, содержащие прослойки серых глин. Под ними появляются глинистые отложения и красно-бурые песчаники.

Недалеко от Олтинского месторождения каменной соли, в долине р. Кенлысу, притока Пеняк-чай—Олты развиты пресноводные коричневые известняки, достигающие большой мощности. В основании известняков залегают тонкослоистые мергели и глины. В глинах име-

ются прослои угля. Толща подстилается конгломератом, песчаниками и глинами.

Около сс. Бал-кая и Сусуз этой толще подчинены залежи бурого угля.

Содержащийся в описанных отложениях комплекс пресноводной фауны и флоры, по данным В. В. Богачева, имеет миоценовый возраст. Однако, по последним данным геологической съемки МТА (Планшет Карс 1:500000 под редакцией С. Эрентоза, 1965), а также по данным Х. Памира (1937) и Л. Эрентоза (1960), возраст их датируется, как верхний олигоцен и нижний миоцен. Отложения бассейна р. Олты эти исследователи характеризуют как молассы и лагунно-континентальные осадки.

Кроме бассейна верховьев р. Олты и ее притоков рр. Панаскерт и Пеняк, эти отложения развиты также на севере в верховьях р. Мерджахави под эфузиями Арсианского покрова. Отсюда их уже легко проследить в долине верховьев р. Поцхов, а дальше — в Ахалцихской котловине.

Арсианский эфузивный покров располагается на денудационной поверхности, врезанной в древние интенсивно дислоцированные (мел-палеоген) слои, а также более молодые отложения нижнего и среднего миоцена, расположенные в синклинальных мульдах близширотного профиля. Нижние серии арсианской вулканогенной формации слагают характерные фации гидерзской свиты, представленные туфогенами и рыхлыми конгломератами и переслаиваемые, по данным Г. Абиха, базальтами. Эти базальты нависают высокими обрывами над отложениями пестроцветной толщи верхнего олигоцена — нижнего миоцена бассейнов рр. Олты и Мурджахеви. Г. Абих отмечает здесь также наличие более древних, залегающих в основании конгломератов долеритовых лав, которые, уходя под отложения Арсианской вулканогенной формации, снова выходят на дневную поверхность далеко на востоке в котловинах Геле и Ардаган; здесь они подстилают рыхлообломочные вулканогенные отложения, а также андезиты Арсианского покрова.

Возвращаясь снова к описанию морфологии крутых западных склонов нагорья, отметим, что исключительная расчлененность склонов Арсианского нагорья и большая крутизна обусловлены прежде всего близостью Черного моря и большой разницей высот между базисом эрозии и верховьем рек, которая составляет в среднем 2200—2300 м. Вторым важным фактором является эрозионная податливость рыхлообломочных пород гидерзской свиты, подстилающих их гипсонасно-соленосных слоев неогена, флишоидов палеогена и мела. Все они охвачены интенсивной регressiveнной эрозией водосборов верховьев рек. Интенсивности эрозии способствует также наличие продольных к структурам крупных сбросовых нарушений, рассекающих породы субстрата Арсианского нагорья. Сбросы большей частью имеют субширотное направление и многие речные долины приспособлены к ним. Благодаря описанному выше геолого-тектоническому строению склонов Арсиан-

ского нагорья при наличии интенсивной регрессивной эрозии огромные массы глинисто-гипсонасыщих (соленосных) пород сползают вниз по крутым склонам, захватывая и покрывающие их вулканогенные толщи. Поэтому на участках развития описанных пород речная сеть бассейна р. Чорох и своих верховьях достигла почти состояния перехвата верховьев рек противоположного склона (бассейна р. Куры). Это отлично вырисовывается в долинах рр. Олты-Аундыр и Пеняк-чай, где нагорье образует обращенный выпуклой стороной на восток огромный полукруг, диаметром свыше 25 км. На юге Арсианского нагорья выпрямляется, присоединяясь к хребту Алахюэкбер и принимает северо-восточное—юго-западное направление. Южный край северной области вулканического нагорья Армении отмечается на стыке Арсианского нагорья с северо-восточным отрогом Внутреннего Тавра хребтом Алахюэкбер.

Восточные склоны Арсианского нагорья довольно пологие. Эрозией многочисленных притоков р. Куры вскрыты только подстилающие андезиты вулканогенно-обломочные породы гидерской свиты, ее различные горизонты, вплоть до долеритовых базальтов и подстилающих их конгломератов. Нижний, осадочный, древний фундамент по всей области Северного вулканического нагорья не обнажается (за исключением глубоких участков долины р. Куры). А подстилающие андезиты отложения пирокластов гидерской свиты получают широкое развитие в обширных котловинах Геле, Ардаган и Члдыр. Арсианское нагорье на востоке выделяет ряд отрогов, которые морфологически представляют тип высоких плато с расчлененными склонами. Продолговатые полосы плато дугообразно огибают отмеченные выше крупные озерные котловины. Наиболее выдающиеся из них Кемара-даг и Улгарская. Последний к востоку переходит в широкое расчлененное нагорье Дохкуз-Пунар.

Водораздельная зона Арсианского нагорья и его отрогов представляет собой высокогорное, волнистое, иногда ступенчатое лавовое плато. Возвышающиеся над ним вершины Арсиан, Зиарат и др. достигают высоты 2800—3000 м. Большинство вершин Арсианского нагорья и его отрогов являются или куполовидными вздутиями (А. С. Белянкин, В. П. Петров), или древними, подверженными денудации, тектническими формами (И. И. Схиртладзе, Л. И. Мархашвили), или же трахитовыми обсидиановыми экструзиями (А. М. Марголиус).

Гельская котловина или котловина Геле представляет собой обширную пологую впадину трапецидальной формы, площадью более 250 кв. км. Основная часть котловины занята озерно-аллювиальными отложениями. Дно котловины представляет собой обширное заболоченное пространство, откуда берут начало р. Карабу и ее многочисленные притоки. Под озерными отложениями, согласно данным геологической карты—МТА. Планшет Карс, (1964), располагаются туфобрекции гидерской свиты, которые выступают наружу по краям котловины, в окрестностях населенных пунктов Мерденик, Демиркапу, Салот, Туркашен и др.

Помимо туфобрекчий и конгломератов, здесь выступают и подчиненные им внутриинформационные покровы долеритовых базальтов (Абих, 1899).

Обширные болотистые пространства Гельской котловины образованы многочисленными родниками,итающими истоки р. Куры. Родниковые выходы приурочены, судя по данным геологической и топографической карт, к контакту туфобрекчий гидерзской свиты и покрывающих их андезитов. Водосборный бассейн, питающий эти родниковые горизонты, составляет около 1500 кв. км.

Гельская котловина отделена от расположенной севернее Ардаганской, откуда берет начало р. Кура, довольно высоким и широким тектоническим валом горсто-антклинального строения. Дислоцированы также андезиты, образующие пологую складку широтного простирания. На обеих концевых частях погружения складки расположены крупные экструзивные трахидацитовые моногенные вулканы—Угурчадаг (2808 м—на западе) и Шако (2551 м—на востоке). Возможно, что на участке погружения складки проходят поперечные разрывы, обусловливающие трапециедальную форму котловины.

Ардаганская котловина Занимает бассейн верховьев р. Куры. В центральной части котловины расположена обширная заболоченная равнина, занятая широкой поймой и надпойменной террасой Куры и ее многочисленных притоков. На этой равнине реки образуют широкую сеть меандри и стариц. Равнина расположена на абсолютной высоте 1800 м и занимает площадь около 150 кв. км. Она сложена мощными аллювиальными отложениями, перекрывающими четвертичные и верхнеплиоценовые озерные, песчано-глинистые, перемежающиеся слои, содержащие обильную фауну дрейссенид и других пресноводных моллюсков (В. В. Богачев, 1915). Озерные отложения Ардаганской котловины выходят наружу из-под аллювия по окраинам равнины, на высоких склонах эрозионных уступов древних террас, расположенных над равниной на относительной высоте 80—100 м. Отдельные останцы этой толщи в виде столоидных возвышенностей эрозионных террас расположены также в центральной части равнины у с. Ортакей, Абигюль и т. д.

Выше по окружающим котловину склонам Арсианского нагорья и его отрогов Кемара-дагского и Гельского хребтов, на средних абсолютных высотах 2200—2500 м, выступают вулканогенные отложения гидерзской свиты, имеющие литолого-петрографический состав, аналогичный описанным ранее отложениям в разрезах ущелья р. Куры (у монастыря Вардзия и др.).

Мощность пологозалегающих пластов гидерзской свиты, по данным геологической карты (МТА. Планшет Карс, 1964), колеблется от 100 до 300 м.

Эти отложения перекрываются мощным пластом андезитов арсианского покрова. По описанию Г. Абиха, в составе вулканогенно-обломочной толщи (т. е. гидерзской свиты) выступают внутриинформационные покровы долеритовых базальтов, которые, по данным геологии

ческой карты, слагают глубоко вдающиеся в центральную часть котловины, высокие (относительной высотой 100—220 м) бронированные денудационные плато. Наиболее значительные из этих столоидных плато располагаются в юго-западной части котловины, между с. Сындилем и Кешали, на правом берегу р. Куры.

Отложения годерской свиты более широко развиты за пределами Ардаганской котловины. Примерно вдоль шоссейной дороги Ардаган-Карс простирается грязь, средняя абсолютная высота которой 2200—2400 м, а ширина до 5—8 км. Эта грязь почти меридионального простирания, является водоразделом между верховьями р. Куры и ее правым притоком р. Карабасу, сложена она в основном слоями годерской свиты.

Описанная грязь имеет денудационный среднегорный рельеф с преобладанием водораздельных столовых вершин. Мы полагаем, что последние являются останцами древней денудационной поверхности, большая часть которой погребена под эфузивами Арсанского нагорья. Ширина водораздельных плато от 0,5 до 1,5 км, склоны их пологие и расчленены неглубокими оврагами и балками, врезанными в отложения годерской свиты.

Наибольшей глубины эрозионный срез достигает в низовьях долины р. Карабасу, приблизительно в 5 м от слияния ее с р. Курай. В этой части Карабасу образует довольно узкий каньон глубиной в 60—80 м, врезанный в долеритовые лавы и подстилающие их пеплово-туфогенные отложения (Г. Абих).

Начинается в районе вершины Алакюэкбер (3119 м) и на расстояние более 70 км простирается на северо-восток, заканчиваясь у широтно вытянутой антиклинальной Гектапинской возвышенности, на стыке границ Турции, Армянской и Грузинской ССР.

Члдырский хребет в южной и центральной частях представляет собой среднегорное нагорье, сложенное андезитовыми покровами. На этом нагорье возвышаются отдельные вулканы с относительной высотой 300—500 м, и экструзивные, подверженные ледниковой экзарации конусы.

Северная часть хребта начинается от перевала Сакалтутан, по которому проходит дорога Ардаган-Карс, и представляет собой крупные высокогорные, интенсивно расчлененные массивы Ксыр-даг и Хичар, высота которых превышает 3100 м.

Хребет служит водоразделом между бассейном верхнего течения р. Куры (в области Гельской и Ардаганской котловин) и бассейном рр. Аракс, Карс-чай (в области Карского плоскогорья). В целом оно имеет симметричное строение, так как базисы эрозии расчленяющих его склоны речных долин располагаются почти на одинаковых гипсометрических отметках.

В строении хребта кроме андезитовых покровов принимают участие обломочные породы годерской свиты. Мощные отложения туфобрекций, конгломератов и рыхлых пемзово-пепловых, перемежающихся пи-

рокластолитов обнажаются в водосборных бассейнах верховьев рр. Байдуру-чай, Бердик-чай, принадлежащих бассейну р. Карс, а также ряду рек, протекающих на противоположной стороне и принадлежащих бассейнам р. Олты (Гельская котловина) и р. Куры (Ардаганская котловина). Слои годерской свиты обнажаются также в некоторых участках средней, более пониженной части водораздельных пространств нагорья. Остаточные поверхности денудации, срезающие различные слои годерской свиты, располагаются на высотах от 2600 до 2200 м. Кроме типичных вулканогенных отложений, на Члдырском хребте распространены также различные континентальные отложения неогена, занимающие в структурном плане межгорные синклинальные прогибы, приподнятые ныне до отметок 2200 м.

В этом отношении наиболее примечательным является участок Сакалтуатского перевала, отделяющего массив Ксыр-дага от центральной части Члдырского хребта. Этот участок представляет собой инверсионный тип скульптурного денудационного рельефа.

В морфологии области значительную роль играют кварц-трахитовые и липарито-дацитовые и обсидиановые экструзивные образования (Г. Абих, 1899). Обычно они представляют расчлененные радиальной речной сетью купола, возвышающиеся над андезитовым пьедесталом на 300—500 м. Имеются также моногенные экструзивные вулканы, которые дали потоки вязкой бугристо-глыбовой дацитовой лавы (лехштейновые трахиты по Г. Абиху). Этими конусами являются Бугда-тапа (2727 м), Кадахман-даг (3051 м), Бамур-даг (3022 м) и др.

По данным Г. Абиха, отдельные вулканы и эруптивы, различные паразитические аппараты имеются также на обоих склонах Члдырского хребта. Один из них образовал большую кальдеру, заполненную ныне озером Айгер-гель (высота 2125 м).

Возвышается над котловиной оз. Члдыр и *Массив Ксыр-даг* представляет собой огромный экструзивный вулкан, интенсивно расчленённый радиальной речной сетью. Сложен, главным образом, трахиандезитами (Г. Абих, 1899) и является, очевидно, главным очагом андезитовых излияний Члдырского хребта. В четвертичный период массив подвергался значительному оледенению. Г. Абих отмечает в каровых углублениях массива фирновые ледники и пятна вечного снега. Несмотря на то, что абсолютная высота массива не превышает 3200 м, процессы оледенения здесь были значительными, так как описанная область вулканического нагорья и ныне является наиболее холодной. Кроме того, по сравнению с другими областями вулканического нагорья Армении, этот район отличается значительно большим выпадением осадков. Описанные климатические условия, будучи более суровыми в четвертичный период, способствовали развитию оледенения. Развитию мощных ледников карово-долинного типа благоприятствовала также морфология Ксыр-дагского массива.

Анализируя топокарту массива Ксыр-даг и по аналогии с сосед-

ним ему массивом Арагац, мы считаем, что Ксыр-дагский массив в предледниковый период был глубоко расчленен радиальной речной сетью. В современной морфологии массив Ксыр-даг представляет собой огромный выпуклый щит, который в результате интенсивной деятельности глубинной эрозии и ледниковой экзарации приобрел звездообразную форму горного узла. Расположенные между троговыми долинами водораздельные пространства сохраняют остаточные денудационные поверхности, врезанные в андезитовые лавы. Наибольшему расчленению подвергнута восточная часть Ксыр-дагского массива, где намечаются 6—7 широких и глубоких троговых долин и каровых впадин в области водосборов.

Глубина трогов колеблется от 150 до 300 м. Наибольшей глубины (400 м) троги достигают в области верховьев р. Джелоус (приток р. Карс-чай). Длина трогов—от 5 до 12 км.

В ступенчатых обрывистых склонах трогов и каров обнажается эфузивная толща Ксыр-дага, представленная по описанию Г. Абиха (1899) андезитовыми лавами и их брекчиями, расположеными параллельно слоям кирпично-красного шлака и светлых пирокластов, т. е. слоям, принадлежащим годерзской свите.

В четвертичный период в северной части массива Ксыр-даг происходили интенсивные тектонические подвижки в результате оживления древних разломов. Свидетельством этого предположения служит наличие термальных и минеральных источников на северных склонах массива и молодых вулканов.

В западных предгорьях массива расположено обширное плато, площадь которого около 150 кв. км. Оно сложено молодыми лавами периферических излияний, образующими характерную бугристо-глыбовую поверхность. Покров этих лав простирается почти до границ Ардаганской котловины. Лавы упираются в склоны описанной выше остаточной возвышенности. На плато имеется ряд мелких вулканов, а также лавовые конусы выпучивания, гарнитосы и пр.

Представляет собою межгорную депрессию, расположенную между Члдырскими и Гукасянскими горами. Котловина имеет форму треугольника, направленного острым концом к югу. Оз.

Члдыр занимает дно котловины, площадью около 100 кв. км., уровень зеркала озера расположен на отметке 1959 м.

Озеро проточное, от него берет начало р. Члдыр-чай, один из главных притоков р. Карс-чай. Сначала река протекает по заболоченной низине, затем к югу и юго-востоку врезается в толщу вулканогенно-обломочных пород годерзской свиты, образуя неглубокие ущелья. Береговая полоса дна озера занята четвертичными и верхнемиоценовыми озерными осадками, содержащими дрейссеновую фауну (В. В. Богачев, 1915).

Южная часть котловины занята отложениями годерзской свиты, которые, распространяясь далее на юг, в сторону городка Заришат (Члдыр), образуют широкое литоскультурное денудационное плато, соединяющееся с обширным Карским плоскогорьем.

Судя по тому, что на Ксыр-дагском массиве имеются следы четвертичного оледенения, надо полагать, что в котловине Члдырского озера значительное место занимают флювиогляциальные отложения, перекрывающие нижнечетвертичную и верхнемиоценовую озерную толщу. Следует полагать, что Члдырское пресноводное озеро, как и многочисленные озера этой области вулканического нагорья, является реликтом времен таяния ледников, занимавших вершинную область Члдырских и Гукасянских гор.

На севере, между Члдырским и Гектапинским поднятиями, расположена широтно вытянутая заболоченная равнина, занятая меандрами р. Кара-чай. Подобно Члдырской котловине, эта широкая равнина представляет собой тектоническую депрессию, очевидно, синклинально-бросового строения, так как пограничная Гектапинская широтная гряда — это антиклинальный вал, ограниченный по крыльям сбросовыми нарушениями.

Карабайская равнина замыкается у населенного пункта Зурзуна (Члдыр). Река врезается здесь в долеритовые лавы и подстилающие их вулканогенные отложения годерзской свиты, слагающие основу Гектапинского антиклинального поднятия. Глубокий каньон р. Кара-чай, носящий здесь название Шейтан-кала (т. е. Чертова крепость), имеет близмеридиональное, северо-западное простирание. По описанию Г. Абиха (1899), в разрезе каньона Шейтан-кала выступает ряд покровов долеритовых лав и межформационных слоев обожженного делювия. Долеритовые лавы подстилают туфобрекции. По данным геологической съемки МТА (Планшет Карс), в этом районе широко развиты вулканогенные отложения неогена (т. е. годерзской свиты). Вероятно, указанные Г. Абихом светлые, похожие на туфы пирокласты, подстилающие долеритовые лавы, являются фацией годерзской свиты, вскрытой в разрезе ущелья р. Куры у монастыря Зеда-Вардзия.

Каньон р. Кара-чай (ущелье Шейтан-кала) в структурном плане располагается поперек гектапинской антиклинальной складки. Эрозионный врез реки начинается внезапно у населенного пункта Зурзуна (Члдыр). Из широкой заболоченной пойменной равнины широтного простирания р. Кара-чай резко поворачивает на север, врезаясь в описанный вал каньоном, глубина которого составляет сначала 150, а в центральной части более 250 м. Несомненно, здесь имеют место новейшие интенсивные поднятия, с которыми связано образование на этом участке антecedентной долины Кара-чай.

Гектапинское поднятие

По данным Н. Схиртладзе (1958), Гектапинское поднятие сложено андезитами, переходящими книзу в андезито-дациты и более кислые разности эфузивов, принадлежащие годерзской свите.

Морфологически это — широтный, несколько дугообразный хребет с резко выраженным асимметричным профилем. Северные склоны его круто спускаются к соседней впадине оз. Хозапини, расположенной на 600—700 м. ниже Гектапинского поднятия. Южные же склоны, спускаю-

щиеся к котловине долины р. Кара-чай, довольно пологие. На юго-востоке Гектапинское поднятие почти незаметно переходит в Гукасянский массив. Такое резко асимметричное строение указывает, что под андезитовым покровом северной части этого тектонического поднятия, вероятно, скрывается сброс близширотного простирания, омоложение которого фиксируется надразломной флексурой, образующей крутой, высокий склон Гектапинского поднятия. По данным Н. И. Скиртладзе (1958), расположенные севернее этого поднятия котловины озер Хозапини и Ханчали представляют собой тектонические впадины, занятые долеритовыми лавами. Долеритовые лавы дислоцированы и падают в сторону котловины под углами 5—8°.

Депрессия Хозапинского озера ограничивается глубокой сбросовой долиной—ущельем р. Куры, в обнажениях которого выступают описанные ранее мощные отложения годерзской свиты.

Ущелье р. Куры дугообразно огибает с востока и северо-востока склоны интенсивно расчлененного большого массива Дохкуз-пунар, относящегося к системе Улгарско-Арсиянского нагорья.

Морфологически очень напоминает радиально-расчлененный массив Ксыр-даг. Он расположен на восточной части Улгарского нагорья. Высочайшей вершиной этого щитоподобного, но интенсивно

расчлененного массива является гора Зиарет (3031). Севернее ее, на границе Турции и Грузинской ССР расположена вторая по высоте вершина—гора Кюмбет (2964 м). На массиве находится ряд других вершин—Дохкуз-пунар, Ван-даг, Шабинабели и др., высота которых не превосходит 2800 м.

Дохкуз-пунарский массив сложен эффузиями гидерзской свиты. Наиболее возвышенная часть этого расчлененного нагорья, по данным Н. И. Скиртладзе (1958), сложена андезитовыми покровами, окаймляющими описанные выше останцевые вершины; последние состоят из более кислых разностей гидерзской свиты. Так, гора Кюмбет сложена однородными серыми дацитами (данные Б. А. Клопотовского). В некоторых случаях в нижних частях вершин в эрозионных врезах встречаются кислые, черные, обсидианоподобные разности этих эффузивов (горы Акута, Карапата и др.).

В Дохкуз-пунарское нагорье глубоко врезаны радиально отходящие речные долины Инджа-су, Уравели, Шалошети, Карзмети и др. В глубоких и часто обрывистых каньонообразных ущельях этих рек обнаруживаются мощные слои гидерзской свиты.

Верховья этих рек представляют собой обширные водосборные бассейны. Вероятно, что эти водосборные бассейны раньше являлись вместилищем древних фирновых ледников, экзарационные формы которых в дальнейшем были сильно видоизменены в результате длительных процессов эрозии и высокогорного выветривания, которые развиваются в относительно легко податливых рыхлообломочных породах.

Приступим теперь к описанию морфологии Абул-Самсарского и Джавахетского нагорий и окаймляющих их плато (Ахалкалакского,

Цалкинского, Башкечетского и др.) и котловин (оз. Таперавани, Табацкури, Мадатала и др.).

Представляет собой меридионально вытянутое **Абул-Самсарское** горное сооружение. В водораздельной части нагорья отчетливо выделяется платообразная поверхность, средняя высота которой равна 2300—2400 м.

Над ней возвышаются крупные вершины и массивы—Большой Абул (3304 м), Самсари (3285 м), Кер-Оглы (2925 в), Шавнабади (2929 м), отделенные от нагорья перевальной седловиной, несколько обособленный конус М. Абул (2801 м) и др. Большая часть этих вершин подвержена воздействию высокогорных гляциально-эрзационных процессов, сильно видоизменивших первоначальные их формы.

Гляциальные формы особенно четко выражены на вершинах Большой Абул и Самсари. Л. И. Маруашвили (1946—1951) в этой области описывает глубокие ледниковые цирки и каровые впадины и отходящие от них по обоим склонам массива короткие троговые долины, в которых сохранились конечно-моренные гряды и запрудные озера. На склонах вершин и привершинного плато имеются большие скопления каменников—«чингилей», создающих в ряде мест непроходимые каменные моря.

На восточных склонах нагорья расположен ряд вулканов и шлаковых конусов—вершины Григорий, Кзыл-даг, Кара-даг, Годореби и др. Из этих вулканов отчетливо выходят свежие, еще не затронутые эрозией лавовые потоки, большей частью андезито-дацитового и андезитового состава, создающие характерные формы бугристых, иногда темных, смоляно-черных глыбовых лав.

На северной окраине нагорья выступают крупные вулканы—Шавнабели (2829) и Тавкветили (2584 м). Последний является самым молодым вулканом описанной области. Лавы этого вулкана залили широкую долину р. Кциа, окаймляя склоны Абул-Самсарского нагорья и Триалетского хребта. Запрудой лав р. Палеокциа образовано большое Табацкурское озеро. Следует подчеркнуть, что благодаря относительно большой кислотности и вязкости четвертичных лав, потоки этих вулканов не отошли далеко от центров излияний. Более или менее значительными по площади и длине, помимо лав Тавкветили, следует отметить лавы вулкана Григорий и Годореби.

Морфологический анализ позволяет нам получить определенное представление о положении погребенных под эфузивной толщей Абул-Самсарского нагорья структур и о древнем рельфе. Однако эти вопросы могут быть освещены после разбора материала, касающегося Джавахетского нагорья и окружающих оба нагорья плато и котловин.

Простирается в меридиональном направлении, **Джавахетское нагорье (Мокрые горы)** располагаясь юго-восточнее Абул-Самсарской системы, кулисообразно относительно последней. Высота водораздела нагорья колеблется от 2800 до 3000 м.

О возрасте эфузивного покрова Джавахетского нагорья в лите-

ратуре существуют разногласия. К. Н. Паффенгольц отстаивает олигоценовый возраст вулканогенной толщи Джавахетского нагорья, считая ее фациальным аналогом годерзской свиты. А. Т. Асланян эфузивную толщу Джавахетского нагорья относит к годерзской свите (1958). Н. И. Схиртладзе считает поверхностные отложения нагорья, сложенные, по его данным, в основном долеритовыми лавами, верхне-плиоценовыми, а подстилающие их эфузии относит к фациям годерзской свиты.

Выходы кислых эфузий и экструзий годерзской свиты на дневную поверхность Н. И. Схиртладзе отмечает на северной части окраин Джавахетского нагорья, в массивах Дали-даг, Коун-даг, Инак-даг, а также в эрозионных долинах рек, расчленяющих склоны нагорья. Годерзская свита, по его данным, в описанном нагорье представлена в основном липаритами, обсидианами и частично дацитами и андезито-дацитами.

Указывая обширную площадь покровов долеритовых лав на этом нагорье, Н. И. Схиртладзе, к сожалению, не дает их петрографического описания, за исключением некоторых образцов, взятых со склонов и предгорий (район оз. Тапаравани, Сагамо). Единственный образец, взятый на вершинной зоне нагорья (конус Елмикли), по его описанию является андезитом. В действительности, на Джавахетском нагорье основные лавы, по данным большинства исследователей, отсутствуют. Главные массы покровов нагорья слагают андезиты, имеющие аналогичный состав с соседними с ними вулканическими массивами и нагорьями.

Выходы долеритовых базальтов отмечаются только в нижней части склонов нагорья, у берегов озер Тапаравани и Сагамо, а также на Цалкинском, Гомаретском, Башкечетском плато, окружающих Джавахетское нагорье почти со всех сторон.

Фактически долеритовые лавы всюду покрываются андезитами Джавахетского нагорья. Подчеркиваем, что нигде и никто, даже сторонники концепций молодого возраста долеритовых покровных лав, не отмечают какой-либо примечательный центр излияний этих обширных покровов.

Отметим, что в исследованиях К. Н. Паффенгольца (1948—1949), С. С. Кузнецова (1935—1937), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Тетришвили (1948) цалкинские, гомаретские долериты, а также ахалкалакские дислоцированные долериты (К. Н. Паффенгольц) считаются фацией годерзской свиты.

К такому заключению пришел также в своих ранних работах и П. Д. Гамкрелидзе (1949). По его данным, годерзские, кисатибские, абул-самсарские и ахалкалакские, цалкинские толщи объединены в единую свиту. В последующем П. Д. Гамкрелидзе (1954) резко изменил свои представления. Он считает цалкинские и ахалкалакские долеритовые покровы молодыми образованиями, перемежающимися с озерными отложениями, которые резко несогласно налегают на дислоцированные слои годерзской свиты, что же касается мощной толщи кислых пирокластолитов, долеритовых экструзий и андезито-дацитов, слагающих

Абул-Самсарское и Джавахетское нагорья, то они, по П. Д. Гамкрелидзе, перекрывают долеритовые лавы верхнеплиоценового возраста и, следовательно, также имеют верхнеплиоценовый, даже плейстоценовый возраст.

Эффузивный комплекс Абул-Самсарского и Джавахетского нагорий в основном является литолого-петрографическим и фациальным аналогом годерской свиты. Это основательно доказано в работе Н. И. Схицтладзе (1958) и предыдущими исследователями, и возвращаться к этому вопросу нет надобности.

В отношении возраста и взаимоотношения покровных долеритовых лав с эффузивным комплексом описанных нагорий, по нашему мнению, приведен достаточный фактический материал, подтверждающий точку зрения тех исследователей, которые считают эти лавы внутриформационной фацией годерской свиты. Следует еще раз подчеркнуть нахождение обломков эффузий годерской свиты Джавахетского нагорья на Храмском гарнитоидном массиве, расположенному гипсометрически намного выше долеритового покрова Гомаретского и Цалкинского плато.

Более полные данные, неоспоримо доказывающие фациальный взаимопереход покровных долеритовых лав с пирокластолитами неогена, будут приведены при разборе материалов по Центральному вулканическому нагорью.

Возвращаясь к морфологии Джавахетского нагорья, постараемся осветить вопрос о возрасте его андезитового покрова.

Джавахетское нагорье отличается сглаженными формами рельефа широких пологоволнистых водораздельных плато и возвышающимися над ними куполовидными андезитовыми вершинами, которые за исключением расположенных на южной части нагорья вершин — Елмикли (3150) и Легли (3198), имеют относительную высоту не более 300 м. Вероятно, поэтому Н. И. Схицтладзе считает их тектоническими брахиформами? Отметим, что пологоволнистый, иногда почти плоский рельеф отмечается особенно в северной половине нагорья, где и располагаются указанные куполы. Такая морфология отнюдь не случайна, если, забегая вперед, отметим, что в четвертичный период обширные области Цалкинского плато и Джавахетского нагорья были покрыты ледниками (см. ниже).

По водораздельной полосе Джавахетского нагорья вулканические центры, лавовые потоки и другие вулканические формы отсутствуют (Н. И. Схицтладзе, 1958, К. Н. Паффенольц, 1951 и др.). Наиболее возвышенные вершины южной части нагорья — г. Легли и г. Елмикли — по нашим наблюдениям являются древними эрозионными останцами, экструзивными куполами, сложенными дацитами и кварц-трахитами, которые составляют, как уже отмечалось, фацию годерской свиты (К. Н. Паффенольц, А. Т. Асланян, 1958 и др.).

Таким образом, можно заключить, что Джавахетское нагорье представляет собой древнее тектоно-вулканическое образование, поддержанное денудации и экзарации.

Переходим теперь к краткой характеристике морфоструктур, окружающих нагорье, плато и котловины.

Морфология и палеогеография Ахалкалакского, Цалкинского, Беденского, Гомаретского, Башкечетского плато и межгорных котловин, занятых частично озерами Табацкури, Тапаравани, Ханчали, Мадатапа и др., обстоятельно описаны Л. И. Маруашвили (1951, 1956).

Отдельные вопросы геоморфологии, касающиеся оледенения, поверхностей выравнивания, новейшей тектоники и т. д., освещены в работах К. Н. Паффенгольца (1949, 1951), Н. В. Думитрашко (1949—1950), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1946—1948), Е. Е. Милановского (1956), Н. Е. Астахова (1951—1952) и др.

В настоящей работе нет необходимости повторять материалы указанных исследователей. Мы остановимся на тех вопросах геоморфологии и геологии, которые помогут выяснить ряд спорных положений, относящихся к морфоструктурному строению этих плато.

Расположено между Триалетским хребтом и
Цалкинское Джалвахетским нагорьем на высоте 1500—1700 м.
плато

В строении плато принимают участие, главным образом, дислоцированные долеритовые лавы, образующие структурно-вулканические формы рельефа в виде целого ряда широтных или близширотных коротких антиклинальных валов. Эти складки описаны Л. И. Маруашвили, П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Заридзе, Н. И. Схиртладзе и др. Наиболее значительно выраженным в рельефе местности является антиклинальное плато Бедени. Другие складки, расположенные кулисообразно относительно один другого, выражены в рельефе короткими лавовыми грядами (Бешташенская грязь, группа Башкейских гряд, гряды Лаванда, Цалкинская, Ташбашская и др.). Расположенные между ними синклинальные котловины свалной формы заняты озерами, озерно-аллювиальными и флювиогляциальными отложениями.

Цалкинское плато занимает бассейн верховья р. Храми. Притоки р. Храми, спускающиеся с Триалетского хребта, в ряде мест врезаются поперек в описанные короткие складки и образуют неглубокие ущелья антецедентного типа. В разрезах этих складок обнажаются долеритовые лавы и подстилающие их «озерные» отложения, которые, как было описано ранее, по своему литолого-петрографическому составу напоминают фации годерской свиты.

Характерным для тектонического и морфологического строения Цалкинского района является наличие брахиформных, кулисообразно расположенных складок, которые выражены в рельефе в виде коротких сигарообразных поднятий лавовых покровов. Число их увеличивается в сторону Триалетского хребта. К югу, наоборот, эти складки удлиняются и одновременно выполаживаются. Описанные складки обычно асимметричны, с крутыми северными крыльями (до 70°) и пологими южными (до 10°). Описанная морфология эфузивных покровов, созданная новейшей тектоникой, по нашему мнению, определенно

указывает на оживление погребенных под эфузивной толщей годерзской свиты древних продольных разрывных нарушений.

Южнее Цалкинского плато, вдоль восточных склонов и предгорий Джавахетского нагорья, простираются Гомаретское, Башкечетское и Лорийское плато. Эти плато, сложенные долеритовыми лавами, представлены в основном денудационными формами и генетически характеризуются, по нашей номенклатуре, как бронированные денудационные останцевые плато, сложенные внутриформационными долеритовыми лавами. Весьма характерно положение и общие морфологические контуры эфузивных форм рельефа описанной области относительно структурного плана.

Гомаретское и Башкечатское плато имеют столоидные формы широтного простирания. Они глубоко вдаются в складчатые и складчато-глыбовые горные отроги Малого Кавказа, сложенные породами мезозоя и палеогена. С другой стороны, разделяющие их речные долины, наоборот, входят в область вулканического нагорья, образуя обширные и глубокие водосборные чаши в подлавовом фундаменте. Так, например, между Цалкинским (в данном случае Бедени-Ташбашком) и Гомаретским плато расположена широкая и глубокая долина р. Храми и ее притока Джуджиани. Эпигенетическая долина р. Храми, ширина которой более 5 км, а глубина 700—800 м, многочисленными боковыми притоками врезается в породы Храмского массива гранитоидов и дислоцированные серии юры и мела. В интенсивно расчлененной долине р. Храми, между боковыми притоками имеются отдельные горные отроги и возвышенности, на которых сохранились островки долеритового покрова или подстилающие его туфогены, пемзово-пепловые и другие кислые вулканогенно-осадочные породы, характерные для годерзской свиты. По нашим наблюдениям, эти отложения интенсивно дислоцированы, местами разбиты сбросами близширотного простирания. Обнажения годерзской свиты особенно широко развиты по северным и южным склонам Гомаретского и Башкечатского плато в долинах рек Карабулах, Машавера и их притоков. Морфология и степень расчленения этих долин ничем не отличаются от описанного выше участка долины р. Храми.

Имеющиеся в литературе представления о молодом озерном генезисе этих отложений не доказаны. Литология их описана поверхностно, не дается также петрографическая характеристика и, что весьма важно, не охарактеризованы палеографические условия и палеоморфология этих озерных бассейнов.

Следует подчеркнуть и то обстоятельство, что эти отложения по общему габитусу и кислому составу сохраняют полное сходство с годерзской свитой; фациально они весьма изменчивы и не выдержаны. Здесь имеются линзы диатомитов и осадочных дислоцированных песчаников, смешанных с туфогенами, являющиеся, по нашему представлению, внутриформационными отложениями, свойственными годерзской свите. Обнаруживаются они по всей обширной области развития го-

дерзской свиты, а также ее аналогов в пределах Центрального нагорья Армянской ССР.

В чем же причина образования описанных глубоких эрозионных врезов и водораздельных лавовых плато? Картина проясняется при сопоставлении структурного плана территории с морфологией эрозионных врезов.

Нами отмечалось, что на Цалкинском плато основные структуры имеют широтное («триалетское») простирание. Н. И. Схиртладзе (1958) указывает, что на Гомаретском плато долеритовые лавы весьма полого дислоцированы и образуют здесь пологую синклинальную складку. На южном крыле этой синклинали появляется небольшая антиклинальная складка, в которую врезан каньон р. Карабулах. Стало быть Гомаретское плато имеет инверсионный рельеф.

После этого можно прийти к выводу, что глубокие эрозионные грэзы в описанных выше долинах рр. Храми и Карабулах проходили в поднимающихся антиклиналях, в которые врезаны даже отдельные эпигенетические участки речных долин, например, на участке вреза р. Храми в гранитоиды и другие породы мелового и юрского возраста, имеющие различную эрозионную податливость. Отметим, наконец, что эрозии такого характера способствовало также наличие сбросовых нарушений. Они развиты большей частью по крыльям главных структур широтного простириания. Эти представления требуют, естественно, дальнейшего выяснения при проведении в этой области детальных исследований.

Итак, можно подтвердить высказанное Н. И. Схиртладзе (1958) предположение, что под основанием эфузивной толщи Джавахетского нагорья простираются широтные структуры, которые, как мы полагаем, подверглись омоложению после отложения эфузивной толщи гордерзской свиты. Мы считаем также правильной точку зрения Н. И. Схиртладзе (1958) о том, что на Джавахетском нагорье меридиональный разлом отсутствует.

Было уже отмечено, что на Джавахетском нагорье отсутствуют типичные вулканические формы, за исключением северной и южной частей. При внимательном осмотре расположения северных и южных экструзивных куполов можно заметить, что они, вероятно, сидят на разломах широтных структур.

П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1951) было указано, что для Артвино-Сомхетской глыбы характерны короткие широтные складки.

Если рассматривать структурное строение описанной области в более широком плане, то мы отчетливо видим, что южная часть Джавахетского нагорья располагается в Члдыр-Гектапинской брахискладчатой зоне близширотного простириания. Южнее этой зоны проходят северо-восточная ветвь глубинного Северо-Анатолийского разлома и сопутствующие ей породы офиолитовой формации Чахыр-баба—Алахюэкбер-Базумская.

Отметим также, что, по данным А. Т. Асланяна (1958), крупный сброс широтного простириания отчетливо прослеживается на стыке Джавахетского нагорья и Кахетии.

вахетского нагорья и Базумского хребта (у Каражачского перевала). Здесь дислоцированные метаморфизованные, превращенные в мраморы известняки мела чешуеподобно надвинуты на север на эоценовые породы. Надвиг погружен под неогеновый эфузивный комплекс Джавахетского нагорья.

Оживление погребенных нарушений получает свое отражение в вышележащих породах эфузивного чехла в виде широтных брахискладок и флексур, направленных на север. В частности, это хорошо наблюдается на погребенном вале Мумуханской гряды между Грузинской ССР и Армянской ССР, являющейся продолжением Гектапинского поднятия.

Продолжим теперь описание широтных морфоструктур, развитых на западе Джавахетского нагорья. Между северной частью Джавахетского и южной частью Абул-Самсарского нагорий расположена широкая межгорная депрессия, занятая самым большим озером области—Тапараевани. Описанная котловина на севере ограничена крупными экструзивными липарито-дацитовыми конусами Коун-даг (2415) и Дали-даг (2664), соединяющимися между собой перевальными седловинами. На западном продолжении этой полосы располагается крупный экструзивный массив Самсари.

Эти экструзии расположены, как мы полагаем, на крупном тектоническом поднятии широтного простиляния, продолжение которого на восток ясно прослеживается севернее Джавахетского нагорья к г. Булаг-даг (оваловидный вал, сложенный долеритовыми лавами), к антиклинальным поднятиям Таш-бashi—хр. Бедени.

Вероятным продолжением этой зоны тектонических поднятий на западе следует считать отмеченные П. Д. Гамкрелидзе, Л. О. Маруашвили, Н. И. Схиртладзе и др. кулисообразно расположенные брахискладки—у с. Самсари (выходы экструзий и туфобрекций годерзской свиты), у с. Котелия (гряды Архаджеби), у с. Арагва, далее на запад, у места слияния р. Ахалкалаки с р. Курой, так называемые Хертвиские и Тмогвинские антиклинали, где падение пластов годерзской свиты достигает 55° и, наконец, поднятие Дохкуз-пионарского нагорья.

Весьма крутые, необычные для пластов годерзской свиты падения (50 — 70°) в разрезах описанных поднятий (Дашбаш, Хертвиси и т. д.) указывают, что под этими поднятиями расположены сбросы, отображающиеся на поверхности крутопадающими пластами годерзской свиты. Из сказанного можно предположить, что **Абул-Самсарское нагорье, подобно Джавахетскому, имеет также гетерогенное строение:** северная часть его располагается вблизи зоны или в зоне дробления Триалетского надвига. И не случайно здесь сконцентрированы новейшие вулканические аппараты и отходящие от них лавовые потоки, с ясно очерченными контурами. Древние эрозионные формы экструзий Самсари, Большой и Малый Абул, Медатапа, Тавшал-тапа и другие принадлежат к годерзской свите.

По своему геолого-геоморфологическому строению Абул-Самсар-

ское нагорье весьма сходно с Гегамским нагорьем, которое более подробно изучено нами.

Лорийское плато. Некоторые вопросы развития прилегающих к вулканическому нагорью морфоструктур Малого Кавказа.

Лорийское плато занимает обширное пространство трапециевидной формы, располагаясь между Джавахетским нагорьем и Лалвар-Леджанским массивом (Сомхетские горы), входящим в состав складчато-глыбовой системы Малого Кавказа. Плато сложено в основном долеритовыми лавами. Помимо собственного плато, долеритовые лавы прослеживаются широкой полосой на воссток по долине р. Дзорагет и затем, на север по глубокому ущелью р. Дебед вплоть до его низовьев.

По данным К. И. Паффенгольца (1948—1951), долериты Лорийского плато имеют четвертичный возраст. А. Т. Асланян (1958) параллелизует долериты Лорийского плато с долеритами Джавахетского нагорья, на котором Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили найдены остатки нижне-четвертичной фауны позвоночных (см. ниже).

Основываясь на этих данных, А. Т. Асланян (1952, 58) считает долериты Лорийского плато акчагыльскими. Имеется точка зрения о верхнеплейстоценовом возрасте описанных лав (К. А. Мкртчян).

Таким образом, несмотря на отмеченные некоторые разногласия, в целом молодой (плиоцен-нижне-четвертичный) возраст долеритов Лорийского покрова принимается всеми исследователями.

Однако, проведенные нами в последнее время исследования в этой области дали некоторый материал, который при сопоставлении с известными уже геолого-геоморфологическими данными позволяет подметить новые тенденции, существенно меняющие имеющиеся представления о возрасте, стратиграфии и палеогеографии долеритового покрова Лорийского плато и окаймляющих его горных массивов и речных долин.

В первую очередь рассмотрим морфологию долины р. Дебед.

Долина р. Дебед после выхода из ущелья Гюлладаген (поперечно-врезания в Базумский хребет) и соединения с р. Дзорагет образует коленообразный изгиб, пересекая две геологические формации: 1) от Базумского хребта до ст. Дзагидзор (выше с. Туманян) долина заложена в вулканогенно-осадочных породах эоцена, представленных порфирами, их туфами, песчаниками и туфогенными песчаниками; 2) от Дзагидзора до низовьев долина проходит в порфиритах и туфобрекциях и вулканогенных породах юрского возраста.

В структурном плане первая эоценовая формация образует крупный синклиниорий СЗЗ—ЮВВ простирации. Мульда синклиниория располагается по зоне возвышенностей Айридаш-Барбот, в долине р. Марц, затем, пересекая ущелье Дебед у ст. Колагеран, проходит по Лорийскому плато через г. Степанаван, погружаясь под Джавахетское нагорье. Назовем его Марц-Дзорагетским синклиниорием.

Вторая—юрская формация образует крупный антиклиниорий по зоне Чатын-даг—долина р. Дебед (у с. Узунлар) и массив г. Леджан.

В пределах Марц-Дзорагетского синклиниория широким развитием пользуются кайнотипные лавы, налегающие на эродированную поверхность палеогеновых пород. Лавами залито Лорийское плато, долина р. Дзорагет и значительная часть долины р. Марц (правого притока р. Дебед). Здесь лавы расположены отдельными островками столоидных плато, которые простираются вверх по долине реки, начиная от с. Туманян вплоть до с. Икatak (Е. А. Нефедьева, 1962). Далее на восток и юго-восток лавы слагают широкое водораздельное плато хребта Барбот. Барботское плато служит водоразделом между р. Марц и ее притоком Чанахчи. Барботский водораздел, по которому проходит мульда описанного выше синклиниория, представляет, таким образом, инверсионный синклинальный хребет, уцелевший от эрозии благодаря мощной лавовой броне. В верхнем течении р. Марц долина заложена на крыле складки, представляющей собой древнюю выработанную эрозией моно-клинально-сбросовую ступень. (См. рис. 30).

Продолжая далее путь к востоку от Барботского синклинального водораздела в область водосборного бассейна верховьев р. Марц и ее притоков, в районе сс. Лорут, Шамут, Атан, Ахnidзор, мы улавливаем черты весьма широкой и древней долины, заложенной в полого за-легающих пластах палеогена, перекрытых (переслаиваемых?) угленосными отложениями. Высокие и широко развитые плоские поверхности древних денудационных ступеней сливаются здесь с общей линией горизонта. Переходя водораздел этого участка Базумского хребта, по той же линии перед нами открывается не менее широкая и древняя долина р. Гетик (Тарсачай)—левого притока р. Акстев.

Такое даже беглое описание морфоструктуры Дзорагет-Марцкого синклиниория делает понятным, почему в этой области оказались далеко оторванными от собственного Лорийского плато и в целом от области вулканического нагорья изолированные острова лавовых покровов.

К. Н. Паффенгольц, описавший высоко приподнятый над местностью Барботский покров, считает его остатком вулканогенного олигоцена; другие исследователи—миоплиоценом. Однако во всех исследованиях мы не находим ответа, каким образом покров этот оказался в таком удалении от основных очагов его излияний—Джавахетского нагорья?

Для расшифровки этой сложной картины вернемся к долине р. Дебед.

В морфологии этой глубочайшей и широкой долины мы видим весьма редкий случай в условиях Армянского нагорья и окаймляющих его горных цепей Малого Кавказа—совмещение двух (а может быть и больше?) разновозрастных долин.

Долина реки, глубина которой местами превосходит 1500 м (считая от водоразделов хребтов), является двухъярусной.

1. Верхний ярус между двумя водораздельными гребнями имеет в ширину 10—15 км и более, а в глубину более 1000 м до поверхности лавового покрова. Склоны долины, врезанные в древние дислоцированные породы, очень крутые и расчлененные многочисленными боковыми притоками.

2. Нижний ярус—это каньон (ущелье) р. Дебед, врезанный в лавовый покров и местами подстилающий его вулканогенно-осадочный фундамент. Лавовый покров прослеживается по долине вплоть до с. Ламбалу и сохранен лишь в виде отдельных останцев вулканических плато.

Наибольшая мощность лавового покрова (более 350 м) отмечается в зоне описанной Марц-Дзорагетской синклинальной мульды, в которую поперечно врезан каньон реки. Здесь покров лав имеет близширотное простирание, а на участке поперечного вреза в Леджанский антиклиниорий лавы располагаются отдельными островками то на правом, то на левом склоне ущелья. Мощность же покрова резко уменьшается, колеблясь в пределах 20—30 м и меньше. Таким образом, по долине Дебед отчетливо прослеживаются только верхние серии лавового покрова, что же касается нижних слоев, то они простираются, как было изложено выше, по синклинальной долине р. Марц. Мы полагаем, что **наиболее нижние серии эфузий базальтов являются**, вероятно, возрастным аналогом древнего Барботского, ныне приподнятого эфузивного покрова.

В низовьях р. Дебед снова появляются покровы базальтов. Они приурочены здесь к южному пологому крылу близширотного синклинального прогиба. Эрозией вскрыта только часть покрова. По-видимому, эфузии обладают здесь также большой мощностью. Остается неясным, являются они на этом участке продолжением Дебедского покрова или же остатками более древних эфузий, проникших сюда со стороны Джавахетского нагорья, по прогибу широтного простирания. Последнее предположение, на первый взгляд, кажется невероятным, так как описанный покров, развитый в низовьях реки, морфологически хорошо увязывается с лавами долины р. Дебед и его погружение под аллювиальные отложения легко объяснимо. Однако это укоренившееся представление оспаривается приведенными ниже данными.

По нашим наблюдениям, в низовьях реки **лавовые покровы имеют близширотное простирание**, располагаясь вдоль склонов и предгорий Сомхетских гор, т. е. поперек течения р. Дебед. Составляющие здесь продольные к склонам террасовые (или денудационные) ступени, которые принадлежат рр. Машавера-Храми, врезаны в типичные туфобрекчи и плотные конгломераты (типа годерзской свиты), в обнажениях которых располагаются внутриформационные долеритовые лавы. Поверхность лав обнажается только в долине р. Дебед.

Возникает вопрос, чем объяснить наличие мощного покрова андезитов на самой высокой вершине Сомхетских гор—г. Лалвар (2545 м), аналогичных андезитам Джавахетского нагорья.

Анdezитовое плато на Лалваре занимает значительное пространство. В лавы врезаны водосборные чаши верховьев рек, представляющие собой, как правильно описал М. В. Муратов (1946), крупные ледниковые цирки и короткие троговые долины*.

Анdezиты Лалвара покрывают денудационную поверхность, врезанную в дислоцированную вулканогенно-осадочную толщу юры и эоцена.

В области водосборных чащ верховьев рр. Качачкут, Алаверди, Шахтахт и др., приблизительно на отметках 2000—2200 м расположены выходы крупных родников, которые окаймляют вершину Лалвара и приурочены к контактам анdezитов и подстилающей их древней денудационной поверхности—Лалварского пенеплена. По всем своим физико-химическим свойствам воды этих родников аналогичны выходам подлавовых вод вулканического нагорья Армении. Описанная картина гидрогеологии подандезитового горизонта подземных вод вокруг Лалварского массива в совокупности с приведенными выше данными говорит о том, что здесь имеется останцевое эрозионное плато, которое является частью эфузивов Джавахетского нагорья.

Таким образом, генетическая связь анdezитового покрова Лалвара с покровными анdezитами Джавахетского нагорья несомненна и мы можем считать его хорошим «маркирующим горизонтом»—репером для расшифровки палеогеографии этой области.

Морфология Сомхетских гор, в отличие от многих краевых горных хребтов и цепей Малого Кавказа, отличается сильной сглаженностью форм рельефа. Широко развитые здесь древние денудационные поверхности незаметно спускаются к Лорийскому плато. Крутые и интенсивно расчленены только склоны Лалвар-Леджанского массива, обусловленные гляциальной эрозией.

Если представить, что в период плиоцена Сомхетский антиклиниорий был покрыт анdezитами, судя по сохранившимся фрагментам этого покрова на вершине Лалвара, то можно понять причину различной амплитуды эрозионно-денудационного, плиоцен-антропогенного времязавода в долинах рек этой области Малого Кавказа и сохранения положительных форм в Сомхетском антиклинальном поднятии, благодаря защитной броне анdezитового покрова. Нами подчеркивалось, что все четвертичные лавовые потоки отчетливо прослеживаются до хорошо сохранившихся довольно крупных центров их излияний, часть которых является стратовулканами. При описании геоморфологии Арагата, Гегамского, Варденисского, Сюникского нагорий, и т. д. мы ещё не раз встретимся с этим. Что касается покровов и «потоков» долеритов Лорийского плато, долины Машавера, Бедени, Тетри-Цкаро и значительной части Ахалкалакского плато, то их центры излияния не выражены. Несмотря на тщательные поиски, большинство исследователей вынуждено

* Л. Н. Зограбян (1962), отрицает наличие ледниковых форм на массиве г. Лалвар. Однако, проводя исследования, мы убедились, что в долинах имеются значительные моренные накопления, основной материал которых слагает крупные, хорошо окатанные анdezитовые валуны, иногда диаметром в 3—3,5 м, гальки и суглинки.

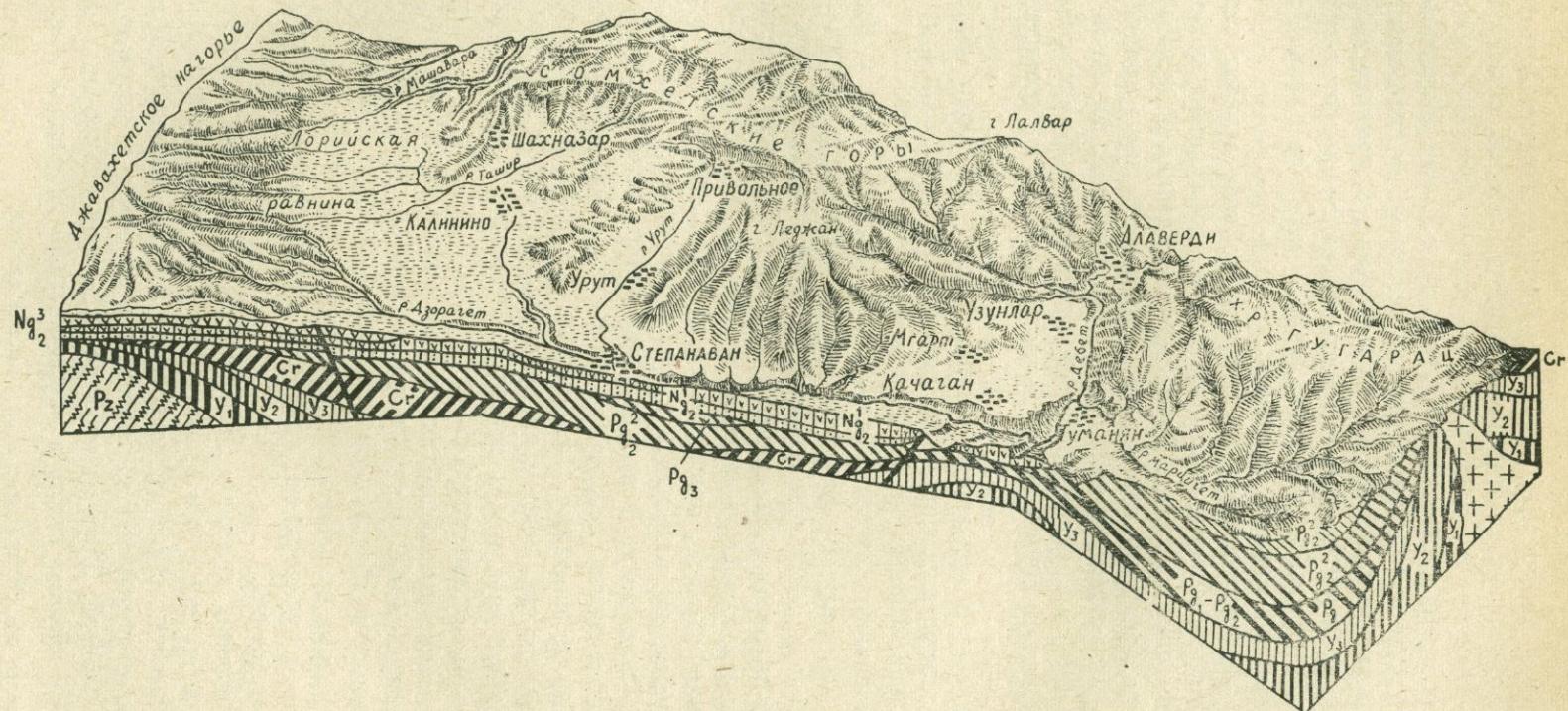


Рис. 30
Блок-диаграмма бассейна р. Дзорагет и среднего течения р. Дебед.

считать центрами излияний этих лав небольшие лавовые конусы выпучивания или эрозионные куполы, или же незначительные по своим размерам эруптивные центры, не имеющие, очевидно, самостоятельных выводных каналов. А долеритовые **покровные базальты**, обладающие местами огромной мощностью (плато Тетрис-Цкаро, Лорийское, Карсское, Егвардское и пр.), выступающие не только на поверхности рельефа, но и вскрытые многочисленными скважинами, намного увеличивающими ареал их развития, принадлежат к типичной «покровно-трапповой» формации. Центрами их излияний должны быть или крупные трещины земной коры, или крупные вулканы*.

Нами уже отмечалось, что долериты во всех случаях тяготеют к крупным тектоновулканическим массивам, сложенным вулканогенно-обломочной толщей неогена. Совместно с мандельштейновыми и оливиновыми базальтами они составляют эфузивную фацию мощной эксплозионной деятельности колоссальных вулканических массивов, приуроченных к крупным, унаследованным разломам, и имеют совместно с пирокластолитами общий ареал развития по всему вулканическому нагорью.

Что касается некоторых видимых форм «потоков» долеритовых лав этого комплекса, например, район низовья р. Дебед, в долинах рр. Машавера, Карабулах, то их можно рассматривать, как сохранившиеся эрозионные формы Джавахетского-Тетрис-Цкаро и Лорийского покровов. Эти «потоки» фактически выражены топографически. Развитые в долине р. Машавера долериты и приуроченные к ним туфогены годерзской свиты в районе низовья реки (у г. Болниси) отдельными останцами прослеживаются далее на юго-восток вдоль подножья и предгорий Сомхетских гор, примерно по линии с. Кочуло-Пахарло, Сарчало, Шаумян, присоединяясь к лавам низовья р. Дебед. В районе указанных селений на денудационной поверхности дислоцированного мела располагаются островки неогенового эфузивного комплекса, представленные дацитами, липаритами, их туфами и аггломератами (Н. И. Схиртладзе, 1958). Они представляют собой останцы древних денудационных предгорных ступеней Сомхетского хребта или уцелевшие от эрозии высокие террасовые ступени.

То же самое можно наблюдать в низовье р. Дебед на участке Ламбалу-Шулавер. Здесь четко вырисовываются карнизы долеритовых лав, перекрытые слоями вулканогенно-обломочной толщи годерзской свиты, в которые врезаны наиболее древние и высокие террасовые (или предгорные денудационные?) ступени, погружающиеся в сторону Куринской котловины.

Машаверские долериты непосредственно связаны с Башкечетским плато и составляют с ним единое целое. Сохранившаяся от эрозии форма так называемого «лавового потока» долины Машавера обусловлена структурно-литологическим строением этой зоны, в которую вложена долина Машавера. Здесь намечается сильно видоизмененная последующей эрозией древняя куэста и моноклинально вложенная в нее долина.

* Подробнее см. Центральное вулканическое нагорье.

Такую же точно морфологию и геологическое строение имеет «поток» р. Карабулах—Храми, составляющий единое целое с покровом долеритов Гомаретского плато.

А. Т. Асланян (1954), изучая строение эфузивов вулканического нагорья Армении, пришел к выводу, что долеритовые лавы Лорийского плато и долериты р. Дебед по своему петрографическому составу, структурно-текстурным особенностям и условиям залегания тождественны долеритовым базальтам Ширакской котловины, Амасийского, Гукасянского плато—котловин бассейна р. Ахурян и долеритовым покровам Центрального вулканического нагорья—Приереванского района, предгорной зоны Арагаца и т. д.

Одновозрастность долеритовых базальтов Северного и Центрального вулканических нагорий доказана магнитометрическими исследованиями Ц. Г. Акопяна (1955). Указанным автором установлено, что долериты описанных областей всюду показывают аномальную (обратную) полярность остаточного намагничения, включая и пирокластолиты, принадлежащие годерзско-вохчабердской свите, в то время, как все четвертичные лавы, включая и андезитовые покровы, обладают нормальной полярностью—положительными значениями магнитных аномалий.

Однако, несмотря на такое резкое различие магнитных аномалий, Ц. Г. Акопян, соглашаясь с предыдущими исследователями и отдавая дань традиции, считает, что долеритовые лавы имеют верхнеплиоценовый возраст, так как они залегают в основании четвертичных эфузивов. Мы уже указывали, что в области Северного вулканического нагорья долеритовые базальты приурочены к годерзской свите и занимают внутриинформационное положение. Доказательством этого мы займемся также и при описании Центрального вулканического нагорья. Необходимо подчеркнуть, что резко выраженные отрицательные аномалии магнитного поля над всеми долеритовыми лавами сами по себе указывают на гораздо более древний возраст долеритовых лав, чем верхнеплиоценовый, так как в таком случае непосредственно следующие за ними в стратиграфическом разрезе нижнечетвертичные и далее все четвертичные лавы обладают совершенно нормальной полярностью.

Таким образом, кроме всего сказанного, перед сторонниками концепции верхнеплиоценового возраста долеритовых лав встает вопрос, какие геологические явления и причины вызвали указанный резкий перелом в магнетизме эфузивов от обратной полярности к нормальной, при отсутствии важнейшего фактора остаточного магнетизма—времени.

Наконец, внутриинформационное положение долеритовых лав может быть доказано также гидрогеологическими данными.

Как увидим в дальнейшем*, каждый комплекс четвертичных эфузивов имеет совершенно определенное геоморфологическое строение и гидрогеологическое свойство, специфичное для лав данного воз-

* См. Центральное вулканическое нагорье—Варденисская свита, в частности.

раста. К четвертичным, вложенными в долины, лавовым покровам и потокам приурочены подлавовые горизонты родниковых вод и погребенные речных долин. Между тем, долеритовые лавы, слагающие денудационные бронированные плато внутриформационных лав, **почти исключительно сухие**. Только на тех участках, где долериты вложены в древние (предмеотические?) долины, выработанные в складчатом основании краевых цепей Малого Кавказа, возможно ожидать некоторое количество подземных вод, к тому же лишь в случае сохранения поверхности относительно больших водосборных площадей долеритовых лав.

Таким образом, можно еще раз подчеркнуть, что глубоко вдающиеся в вулканическое нагорье эрозионные долины верховьев бассейнов рек Алгети, Храми, Машавера представляют собой типичные инверсионные формы рельефа. Эти долины приурочены к антиклиналям или моноклинальным склонам древних куэст.

Описанные древние структурные формы рельефа, по-видимому, будучи свободными от лав, создали благоприятные условия для интенсивной глубинной и регрессивной эрозии, образования эпигенетических долин в процессе интенсивного поднятия этих структур или погружения Кулинской депрессии. Такая участь постигла бы и массивы Сомхетских гор, не будь они покрыты андезитами.

В области крупных тектоно-вулканических массивов (Джавахетское нагорье, Ареан, Арагац) андезитовая фация является верхним членом всей вулканогенно-обломочной формации неогена. Однако, между ними существуют стратиграфический перерыв, эрозионное и некоторое тектоническое несогласия. Несогласия в пределах описанных массивов не всегда четко выражены, хотя андезитами одновременно кроются различные горизонты разреза неогеновой толщи Годерзской свиты и их аналогов. Эти несогласия улавливаются более четко за пределами вулканического нагорья, на хребтах и массивах Понто-Малокавказских складчатых и складчато-глыбовых цепей, окаймляющих вулканическое нагорье.

Отметим, что острова андезитовой формации сохранены и находятся на высоких вершинах отмеченной области: на гранитоидном массиве Качкар — в Понтском хребте на водоразделе Карчхальского и Шавшетского хребтов, на массивах Персати (Пирсагат), Чихели и др., на Аджаро-Триалетском хребте, на массиве Лалвар-Сомхетские горы, на массиве Техенис (Алибек) — хр. Цахкуньяц (Мисхана), на гранитоидном массиве Арамазд-Баргушатский хребет и на Айоцдзорском, Мегринском хребтах и т. д.

Наличие остатков андезитовых эфузий на отмеченных участках указывает на более обширный ареал их развития. Оно может служить важнейшим репером для выяснения палеогеографии и истории развития рельефа обширных территорий Понто-Малокавказской горной области. В дальнейшем некоторые эти вопросы будут освещены по мере

изложения и разбора нового фактического материала. Ограничимся указанием, что отмеченные выше субширотные и широтные хребты Малого Кавказа, на которых сохранились «острова» андезитовых, предположительно средне-верхнеплиоценовых покровов, обнаруживают приблизительно общие черты плиоценового палеорельефа, «откопанного» четвертичной денудацией и эрозией.

ГЛАВА X

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Краткая характеристика

Эта область занимает широкую полосу в центральной части Армянского нагорья. Она начинается на западе в районе Эрзерумской котловины и окаймляющих ее возвышенностей Палантекян, Деве-бой-

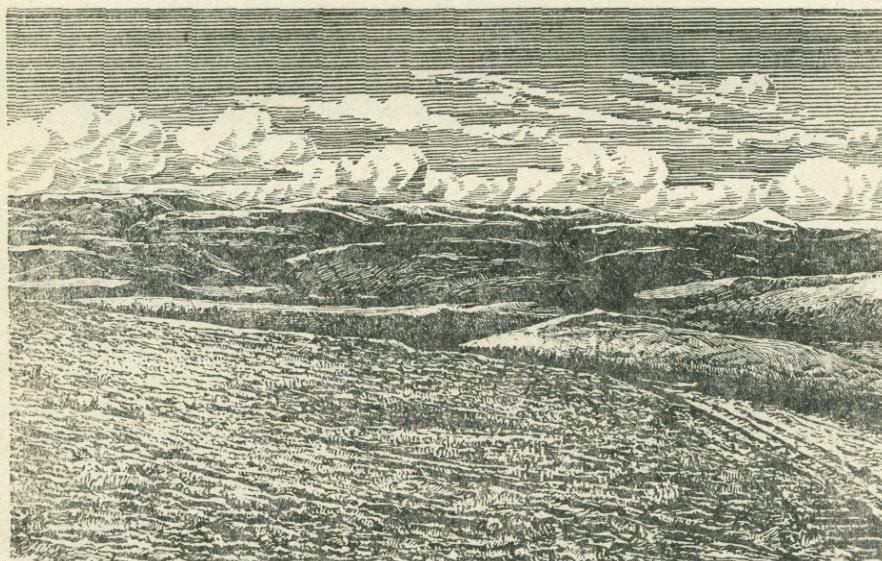


Рис. 31

Центральное лавовое нагорье. На заднем плане г. Бингель. По фото Х. Линча.

ну, Оваджик и простирается сначала на восток, постепенно расширяясь, достигает своей максимальной ширины (более 70 км) в пределах Карабского плоскогорья и Арм. ССР, затем, образуя дугу вдоль склонов краевых цепей Малого Кавказа, погружается в Кура-Араксинскую низменность. В этой области располагаются обширные денудационные плато-плоскогорья, сложенные вулканогенно-обломочными толщами гордерзской (вохчабердской) свиты, долеритовыми базальтами и перекрывающими их во многих местах андезитовыми покровами, а также четвертичными лавами и туфами, получающими в этой области особенноши-

рокое развитие. К числу их относятся Оваджикское, Басенское, Кареское, Кармрашен-Октемберянское, Егвард-Котайкское, Ератумберское, Горисское плато и др.

Подобно северной области вулканического нагорья, эту область характеризует также многочисленные тектоно-вулканические горные сооружения—нагорья Деве-бойну, Соганлугское, Арагац, Гегамское, Варденисское, Сюникское и др. В эту область входят также крупные межгорные котловины—Эрзерумская, Ширакская, Араратская, Севанская, Нахичеванская и ряд других более мелких.

Немалое место в рельефе области занимают вулканические аккумулятивные образования: экструзивные куполы, стратовулканы и многочисленные полигенные и моногенные вулканы различного типа, и лавовые потоки.

Приступим к региональному описанию отмеченных выше морфоструктур в следующей последовательности—с запада на восток.

Занимает промежуточное положение между соседними депрессиями, принадлежащими к системе Внутреннего Тавра, и депрессиями Центрально-го вулканического нагорья Армении.

По своему морфоструктурному строению она незначительно отличается от Ерзинджанской котловины. Однако, ввиду того, что котловина окружена тектоно-вулканическими массивами и нагорьями (Палантекян, Деве-бойну, Оваджик), мы считаем целесообразным включить ее в состав Центрального вулканического нагорья. Котловина представляет собой крупную широтновытянутую осложненную сбросами мульду, выполненную мощными отложениями неогена, содержащими пресноводную фауну моллюсков, описанную Г. Абихом, В. В. Богачевым, Б. Ф. Меффертом. Основание осадочной толщи неогена, по данным Э. Лана (1948), слагают гипсоносные слои, относимые им к лютетскому ярусу, аналогичные развитым в Сивасской котловине. На них несогласно залегают морские отложения бурдигала, получающие более широкое развитие в Сивасской, Ерзинджанской и Мамахатунской депрессиях. Затем следуют туфогены, трахитовые конгломераты, пемзовые туфы меотис-понтического возраста, которые образуют высокую и широкую ступень—плато северной части Эрзерумской равнины.

В центральной части котловины широко развиты мощные озерные отложения плиоценена, содержащие обильную фауну дрейссенид (Г. Абих, В. В. Богачев и др.), и перекрывающий их аллювий р. Евфраг, которая образует здесь сеть террас и широкую пойму.

Наконец, значительное место в котловине принадлежит делювиально-пролювиальным и флювиогляциальным фациям, образующим мощные шлейфы на склонах и предгорьях Палантекянской системы. Ниже приведенный эскизный рисунок Г. Абиха характеризует ландшафт, типичный для склонов и предгорий Эрзерумской котловины. См. рис. 32.

На заднем плане выделяются глубокие каровые впадины вершинной зоны с лестничными уступами, ошибочно относимые Г. Абихом

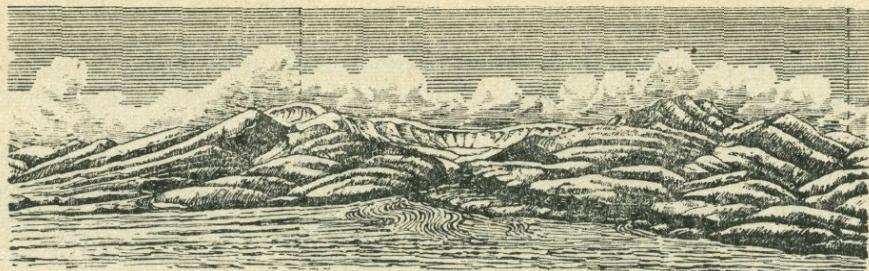


Рис. 32

к вулканическим формам типа «барранкос»*. Из каров выходят короткие троговые долины, открывающиеся к Эрзерумской котловине и образующие здесь мощные флювиогляциальные конусы выносов.

В структурном отношении Эрзерумская котловина, подобно описанным депрессиям Ерзинджанской, Мамахатунской и т. д., характеризуется сбросовым генезисом.

Крутой сброс или взброс четко прослеживается вдоль склонов Палантекянского хребта, который на востоке скрывается под андезитовые покровы нагорья Деве-байну и затем снова выходит на дневную поверхность в Басенской котловине в долине р. Аракс (Н. Эгеран, Э. Лан, 1947, 1953).

Второй сброс прослеживается на северной части Эрзерумской депрессии по обрывистым склонам плато Оваджик. Это отрезок описанного нами ранее Северо-Анатолийского сброса, который, следуя на северо-восток, проходит далее по долинам рр. Олты-Чорох.

Интенсивный процесс омоложения отмеченных разломов в новейшем этапе доказывается многими геологическими и геоморфологическими признаками.

В зоне Палантекянского разлома установлен целый ряд обновленных сбросовых нарушений, охвативших неогеновые морские, озерные и континентальные отложения, включая и дрейссенсевые слои. Этими отложениями образованы морфологически четко выраженные склоновые уступы, в которые поперечно врезаны субсеквентные долины, спускающиеся с Палантекянских гор. К сбросовым нарушениям приурочены выходы четвертичных (плиоценовых) травертинов и многочисленных ныне действующих минеральных и термальных источников, среди которых следует отметить знаменитые Ильиджинские горячие ключи. Выходы горячих источников имеются и на севере котловины, в зоне омоложенного Северо-Анатолийского сброса. Среди них наиболее примечательны крупные выходы горячих углекисло-железистых источников Арзати, Гасан-Кала. Эрзерумская котловина является одним из наиболее сейсмичных районов Армянского нагорья. Гор. Эрзерум подвергался разрушению 13 раз. С. Тромп (1947) связывает проявив-

* См. Внутренний Тавр—Палантекян.

шиеся здесь сейсмические явления с обновлением глубинного разлома Измит-Эрзерум.

Эрзерумская котловина отделяется от расположенной восточнее Басенской хребтом Деве-бойну, составляющим водораздел между бассейном рр. Евфрат (Карасу) и Аракс. **Деве-бойну** представляет собой высокое, вытянутое на северо-восток останцевое нагорье, сложенное вулканогенной толщей миоплиоценом. Она составляет узкую перемычку, соединяющую обширные нагорья Палантеян-Бингельской системы с высокими плато Оваджик и Карагбазар, входящими в состав северного вулканического нагорья. Нагорье Деве-бойну на востоке спускается к равнине, омываемой левым притоком Аракса, р. Гасан-Кале.

Имеет аналогичное с Эрзерумской геологическое строение. По обеим сторонам равнины ясно Равнина Гасан-Кале очерчиваются сбросовые уступы, характеризующие эту равнину, как широтно вытянутый грабен.

В депрессии Гасан-Кале Г. Абих (1899) отмечает мощные накопления вулканогенно-осадочных пород, представленных кислыми, риолитовыми туфами и белесоватыми пемзово-пепловыми отложениями, переслаиваемыми конгломератами и мергелями. В конгломератах встречается много галек известняков, ультраосновных пород, трахитов, порфиритов и других древних эфузивных пород. Описанные отложения прорываются липаритовыми и обсидиановыми экструзиями; среди них особенно рельефно выделяется господствующая над равниной меридиональная крутосклонная грязь, на которой располагаются крепостные сооружения Эрзерума. Судя по описанию Г. Абиха, здесь мы, по-видимому, имеем разрез, идентичный вохчабердской свите Приереванского района.

Долина Гасан-Кале с севера ограничивается высоким сбросовым уступом, за которым начинается плато Карагбазар. Карагбазарское плато, поднимаясь волнистыми ступенями, сливается с высокими склонами хребта Сивридаг, составляющего водораздел между бассейнами рр. Аракс и Чорох.

Сложен интенсивно дислоцированными породами меловой формации и прорывающими их офиолитовыми интрузиями. На денудационной поверхности этих пород залегает вулканогенная толща неогена (МТА, 1960). Вдоль склонов хребта проходит много сбросовых нарушений, приуроченных к описанной ранее северо-восточной ветви Северо-Анатолийского глубинного разлома. Со сбросами связаны громадные по своим масштабам оползневые явления и обвалы, широко развитые на обрывистых и интенсивно расчлененных склонах верховья рр. Олты и Тортум.

По данным Э. Лана (1948), Тортумское озеро имеет обвальное происхождение, причем обвал возник в результате обновления сбросового нарушения. Слоны Сивридагского хребта и Карагбазарского нагорья глубоко расчленены ущельями и каньонами, по которым в

долину р. Аракс приносятся огромные массы обломочного материала.

В эрозионных врезах ущелий вскрывается полный стратиграфический разрез неогеновой вулканогенной толщи, описанный Г. Абихом (1899).

В основании толщи залегают глины, мергели и конгломераты, далее следуют пемзовые и пепловые отложения и другие туфогенные породы. Разрез заканчивается трахитовыми, липаритовыми и обсидиановыми экструзиями, возвышающимися на поверхности нагорья в виде останцевых куполов. Наиболее выдающейся из них является высочайшая вершина Қаргабазар-Сивридагского нагорья — экструзивный вулкан Гасан-даг (3133 м). Экструзии отмечаются также в бассейне верховьев рр. Тортум, Олты. Они прорывают здесь мел, флиш эоцена и гипсонасные отложения олигоцен-миоцена (Э. Лан, 1948).

Непосредственным структурно-морфологическим продолжением Сивридагского хребта на юго-западе является описанная выше возвышенность Деве-бойну, которая, как нам кажется, является горстоподобным поднятием, ограниченным с обеих сторон депрессиями Эрзедум и Гасан-Кале. Все горные массивы перекрыты андезитовым покровом.

Исходя из вышеизложенного, можно представить, что в этой части

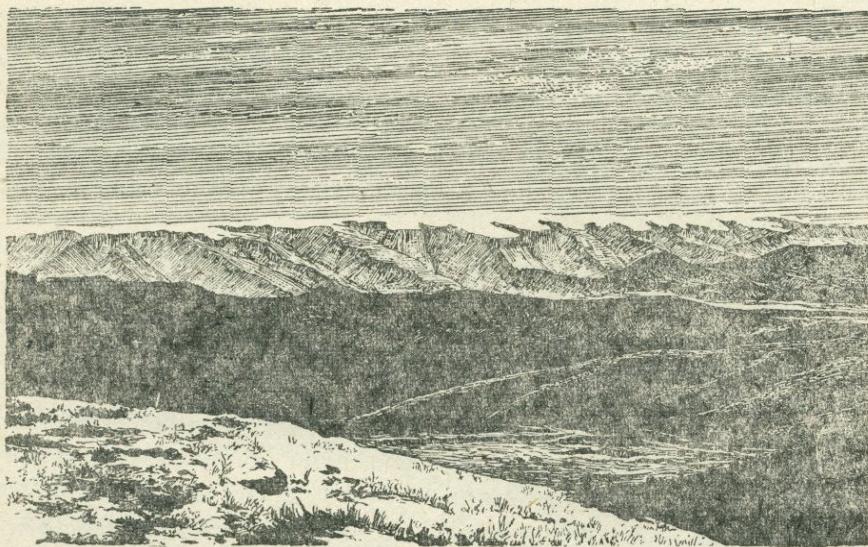


Рис. 33

Каргабазарское нагорье с южной окраины Центрального вулканического нагорья через Басенское плато. По фото Х. Линча.

вулканического нагорья Армении повторяются стратиграфические разрезы, аналогичные годерской свите Арсианского нагорья.

Новейшие тектонические движения, имеющие глыбовый характер, достаточно хорошо выражены в описанной области.

Свидетельством интенсивного поднятия Каргабазар-Сивридагско-

го массива (или опускания Гасан-Калийской депрессии) служат следующие интересные наблюдения Г. Абиха.

На южных обрывистых склонах сбросового уступа Карагбазар имеются уплотненные травертины и другими осадками, выпадающими из действующих до сих пор горячих ключей, конгломератовые аллювиально-пролювиальные (возможно, флювиогляциальные, С. Б.) накопления, очевидно, верхи плиоцен-нижнечетвертичного возраста. В составе конгломератов преобладают породы Палантекянского комплекса (известняки, кварциты, серпентиниты и пр.). Г. Абих (1899) исключает возможность их сноса со стороны Карагбазар, так как последний сложен вулканогенно-обломочными породами неогена.

Это дает основание думать, что депрессия Гасан-Кале представляет собой косо наклоненный к северу омоложенный древнечетвертичный или среднечетвертичный грабен.

Восточнее долины Гасан-Кале расположено несколько более высокое и обширное денудационное плато Басен.

Начинается у слияния р. Гасан-Кале и р. Аракс, там, где Аракс образует крутое колено,

Плато Басен меняя свое направление с меридионального на восточное. Река Аракс образует здесь глубокое ущелье, проложенное по разлому, отмеченному многими исследователями (Ф. Освальд, Х. Линч, Э. Лан, Н. Эгеран).

В обнажениях ущелья вскрывается следующий разрез, описанный Г. Абихом (1899). Наиболее широко развиты чередующиеся песчаники охристой окраски, перекрытые глинисто-туфогенными слоями и конгломератами, содержащими большое количество галек и обломков серпентинитов, габбро. Имеются и слои более светлых песчаников, которые к востоку, за г. Хорасан, получают уже первенствующее значение. Поперечный разрез Басенского плато вскрывается в меридиональном ущелье р. Еникей—левого притока р. Аракс. На крутых склонах и обрывах выступают мощные красно-бурые туфогены, пемзовые конгломераты, образующие характерные для вулканогенной меотис-понтической свиты формы выветривания—пирамиды, скалы и прочие причудливые формы. Внутри трахитовых туфогенов Г. Абих отмечает пластообразные залежи своеобразной базальтовой ошлакованной лавы и перекрывающие ее белые травертиновые образования. Исследуя многочисленные разрезы Басенского плато, Г. Абих описывает его сводный стратиграфический разрез в следующей последовательности (сверху вниз): 1. Белые порошковатые туфы. 2. Мелкозернистые трахиты. 3. Пемзовые и обсидиановые конгломераты. 4. Зернистые уплотненные песчаниковые пласты, состоящие из мелких угловатых осколков модифицированных наподобие пемзы полевошпатовых трахипорфиров охряно-желтого и белесоватого цветов.

В этих пластах имеется много пресноводных и полупресноводных моллюсков, образующих местами песчаники-ракушники. Из этих моллюсков Г. Абих отмечает *Mytilus polymorphus*, *Neritinae*, *Paludinae*, *Risoae* и т. д. Отложения желто-бурых песчаников содержат трудно

определенные обломки раковин мелких двустворчатых и гастропод третичного габитуса.

Б. Ф. Мефферт (1917) в отложениях описанной белесоватой свиты отмечает ряд угольных пластов, содержащих пресноводную фауну моллюсков (см. рис. 20 и рис. 34).



Рис. 34

Описанные отложения в пределах центральной части плато находятся в почти горизонтальном залегании. К востоку, постепенно повышаясь, они уходят под андезитовые покровы Соганлугского нагорья, которое представляет здесь полого наклонное к юго-западу плато. Долина р. Аракс в этой части предгорного плато, на отрезке от Хорасанской котловины до Дарахана (юго-восточнее Соганлугского перевала) пропиливает очень глубокий, трудно проходимый каньон.

Судя по описанию Г. Абиха, «басенская свита» представляет собой полный аналог «белесоватой свиты Приереванского района» (см. Ааратская котловина).

В каньоне, по описанию Г. Абиха, под андезитовыми покровами залегают полого возвышающиеся к востоку слои басенской свиты, представленные зеленовато-серыми мергелями, песчаниками и трахитовыми конгломератами. Они образуют, как всегда, причудливые формы выветривания в виде пирамид, грибков, скал и пр. Свита со значительным угловым несогласием налегает на пестроцветные мергелисто-молоссовые образования верхнего олигоцена—нижнего миоцена (см. ниже). Контакт этих двух свит четко отбивается кремнистыми слоями, имеющимися в основании басенской свиты. У устья Алинджа-чай, левого притока р. Аракс, пестроцветная свита нарушена сбросом, пласты лежат вертикально, на ней с большим угловым несогласием залегает басенская свита. Г. Абих отмечает также характерные литолого-литографические различия между описанными свитами. В составе конгломератов басенской свиты встречается большое количество галек, состоящих из обсидианов, литоидных риолитов. «Пористые светло-серые риолиты и мелкозернистые брекции с пемзообразной связующей массой являются иногда основным типом пород» басенской свиты. В составе пестроцветной свиты кислые продукты вулканических выбросов отсутствуют.

При пересечении Соганлугского нагорья на участке экструзивных куполов Сурб-хач и Ксыр-даг глубина каньона р. Аракс с отвесными стенами достигает 700 м. На этом отрезке Г. Абих отмечает в составе

басенской свиты наличие внутриинформационных долеритовых лав, которые у подножья крупного вулкана Аладаг выходят на дневную поверхность. См. рис. 35.

Восточнее лавы слагают поверхность южного края Карского плоскогорья, где отложения наддолеритовой части басенской свиты сохранились в виде отдельных, изолированных останцев.

По всему бассейну верхнего течения р. Аракс, начиная от Гасан-Кале до Сарикамышской котловины простирается широкая зона сбросовых нарушений, приуроченных к глубоким разломам хребтов Палантекян-Армянского (Агридаг) — на юге и Сиври-даг-Алахюэкбер — на северо-востоке. В этом расширяющемся к востоку треугольнике расположен ряд сбросовых глыб, следующих с запада на восток друг за другом. Наиболее опущена косо наклоненная к северу Гасанкалинская глыба, перекрытая мощными озерно-речными отложениями плиоплейстоцена. Басенская глыба несколько приподнята относительно Гасан-Калийской и представлена горизонтально залегающими пластами вулканогенно-обломочной свиты меотиса-понта. На востоке отмечается уступ более высоко приподнятой Соганлугской глыбы, перекрытой андезитовыми покровами. Каждая из этих глыб осложнена, в свою очередь, второстепенными сбросами, образующими ярко выраженные морфологически ступенчатые уступы сперва близширотного, а далее кверху, по мере расхождения отмеченных выше глубинных разломов, северо-восточного и юго-восточного простирания.

Перейдем теперь к описанию морфоструктуры Соганлугской глыбы — нагорья.

Соганлугское нагорье

Имеет близмеридиональное простиранье, располагаясь между долинами рр. Олты и Аракс.

Подобно Арсианскому, Соганлугское нагорье имеет асимметричное строение. Восточные склоны его, обращенные к Карскому плоскогорью, пологоволнистые, а западные, обращенные к долине р. Олты, крутые и обрывистые (см. рис. 37).

Такая морфология обусловлена тектоническим строением нагорья, наличием высоко приподнятой и наклоненной на востоке крупной глыбы, перекрытой мощными покровами неогеновых эфузивов, верхним членом которых здесь являются андезиты, бронирующие склоны нагорья. О геологическом и морфологическом строении нагорья мы имеем довольно подробные сведения из работ Г. Абиха, Ф. Освальда (1916), А. О. Гукасова (1910), А. М. Марголиуса (1909) и др. Разрез толщи Соганлугского нагорья вскрывается на его западных, обрывистых и глубоко расщлененных верховьями притоков р. Олты склонах.

По данным А. М. Марголиуса (1909), здесь под маломощными карнизами андезитов располагается мощная толща трахитов, липаритов, обсидианов, кислых туфов и конгломератов. Среди них отмечаются выходы карнизов долеритовых базальтов. Иначе говоря, в Соганлугской вулканогенной толще полностью повторяется стратиграфический разрез Арсиано-Годерзской толщи.

Описанная толща с несогласно перекрывающими ее андезитовыми

покровами имеет общее пологое падение на восток в сторону Карского плоскогорья. Толща налегает на денудационную поверхность дислоцированных пород фундамента, представленных известняками, конгломератами мела и прорывающими их серпентинитовыми интрузиями, несогласно кроющимися песчаниками и флишоидными породами палеоцен-на-эоцен и, наконец, более полого дислоцированными гипсоносно-соленоносными отложениями верхнего олигоцена—нижнего миоцена (ольтинская свита). Общее простирание структур фундамента соганлугской вулканической толщи северо-восточное. По долине р. Олты простирается широкая мульда, выполненная мощными гипсоносными отложениями олигоцена-миоцена. На западе простирается интенсивно расчлененное, разбитое многочисленными продольными и поперечными нарушениями крыло Чорохского антиклиниория, сложенное нижнемеловым флишем, известняками и метаморфическими сланцами палеозоя (?).

На восточном крыле ольгинской мульды Э. Лан и Н. Эгеран (1944) установили ряд сбросово-надвиговых структур, образующих косо наклоненный в сторону Карского плоскогорья блок, сложенный описанными выше породами фундамента Соганлугской толщи.

Современная морфоструктура Соганлугского нагорья образована на фоне отмеченного блока. В результате происходивших в бассейне верховья р. Олты интенсивных процессов регрессивной эрозии известная часть Соганлугской толщи и подстилающего ее фундамента оказалась смытой. Вследствие этого меридионально простирающийся западный обрывистый край Соганлугского нагорья расположен под некоторым углом ($10-15^\circ$) относительно структур подстилающего его фундамента.

Исходя из вышеописанного, вряд ли можно считать правдоподобными предположения Г. Абиха (1899), Ф. Освальда (1916), намечающие на гребневой зоне нагорья меридиональную трещину, на которой расположена цепь вулканов. В действительности, такой цепи вулканов на Соганлугском нагорье не имеется. Большинство возвышеностей, судя по описанию А. Марголиуса и самого Г. Абиха, является эрозионными останцами экструзивных липаритовых и обсидиановых куполов Сурб-хач, Зиарет, Кумри, Эшак-Мейдан, Чиплакли; при этом они расположены не на одной линии. Если соединить эти возвышенности одной линией с юга на север от вершины Сурб-хач до вершины Алахюэкбер, то получится зигзагообразная линия. Между вершинами располагаются обтекающие их андезитовые покровы. Вершины же в грубых чертах отображают выходы на поверхность рельефа нагорья ядер ундулирующих кулисообразно расположенных складок пьедестала Соганлугского нагорья. Это обстоятельство более ясно видно в морфоструктуре Карского плоскогорья (см. ниже). Примечательно, что некоторые молодые вулканы, имеющиеся на Соганлугском нагорье—Гасан-Кзы, Чамак-даг и др., откуда излившиеся лавовые потоки устремились в сторону Карского плато, расположены как бы вперемежку между древними экструзиями, что определенно указывает на наличие омоло-

женных разрывных нарушений, расположенных вдоль погребенных под неогеновой толщей структур или диагонально по отношению к ним.

Карсское плоскогорье (нагорное плато)

Карсское плоскогорье представляет собой одну из наиболее крупных морфологических единиц Центрального вулканического нагорья. Оно имеет форму широтно вытянутого четырехугольника с ясно очерченными орографическими, морфологическими границами.

Северной его границей служит Базумско-Ширакская складчатая система, составляющая здесь широкую зону сложного веероподобного антиклиниория, отделенного от морфоструктуры Карсского-Ширакского плоскогорья (глыбы) разрывными нарушениями надвигового типа (см. ниже). Восточным продолжением этой зоны являются тектонические выступы Гукасянского и Ксыр-дагского массивов, перекрытые эфузивами неогена. Западной границей служат наклонно-бросовые Алахюэкбер-Соганлугские нагорья, полого переходящие в Карсское плоскогорье.

На юге граница ясно очерчена огромным сбросовым швом; по которому проложено глубокое и широкое ущелье р. Аракс. На востоке плоскогорье сливается со склонами гигантского тектоново-вулканического массива Арагац.

Таким образом, в общем структурном плане Карсское плоскогорье характеризуется как тектоническая депрессия. Однако, эта депрессия осложнена многими вторичными дислокациями, которые в той или иной мере отображаются в морфологии рельефа плоскогорья.

В строении поверхности плоскогорья принимают участие мощные вулканогенно-осадочные толщи меотис-пonta (аналоги годерской и вохчабердской свит), перекрытые во впадинах плио-плейстоценовыми осадками. Важной особенностью морфоструктуры плоскогорья является отсутствие в основной его части андезитовых покровов, которые широко развиты на соседних тектоново-вулканических нагорьях—Соганлугском, Алахюэкберском, Арсианском, Гукасянском, Арагаце и т. д. и в зонах их предгорных плато. Что касается собственно Карского плоскогорья, то здесь развиты древние денудационные формы литоскульптурных плато, сложенных пирокластами или бронирующими их внутриформационными покровами долеритовых базальтов. Важное место занимают также высокие стратовулканы и приподнятые вулканические массивы Аладаг, Яглуджа и Аладжа, образующие в южной части плоскогорья высокое нагорье, пологоволнистые склоны которого спускаются к депрессиям бассейнов рр. Карс и Ахурян.

Чтобы получить ясное представление о морфоструктуре плоскогорья, необходимо проследить разрезы слагающих плоскогорье толщ и выяснить характер структур, вскрытых в глубоких каньонах и ущельях рр. Аракс, Ахурян и их притоков.

Разрез ущелья р. Аракс достаточно подробно исследован Г. Абихом (1899), Барботом де Марни (1883), А. М. Марголиусом (1909).

Мы уже ознакомились с продольным разрезом глубокого каньона р. Аракс, антецедентно врезанным в склоны Соганлугской глыбы,

начиная от Хорасана до Дарахане. Проследим его дальше на восток вплоть до соединения с ним каньона р. Ахурян, на окраине Ааратской котловины.

Теснина Хорасан-Дарахане кончается у крупного стратовулкана Аладаг (3135 м), откуда начинается постепенно углубляющееся ущелье р. Аракс. Ущелье сначала образует дугообразный изгиб вокруг склонов вулкана, а затем принимает широтное простирание. Вулкан Аладаг возвышается над юго-западной окраиной плоскогорья более чем на 1000 м.

Вулкан сложен андезитовыми и трахитовыми эфузивами. Лавы этого вулкана покрывают значительную часть юго-запада Карского плоскогорья. В обрывистых склонах долины р. Аракс под андезитами и трахитами обнажаются долеритовые лавы, перекрывающие в свою очередь валунно-галечные конгломераты, перемежающиеся с песчаниками, белесовато-серыми перлитовыми туфами с включениями обломков и галек обсидиана. Весь этот комплекс несогласно залегает на пестроцветной мергельно-песчаниковой формации, которая, по предположению Г. Абиха, является «геогностическим эквивалентом пластов Ашканы, замечательных огромными скоплениями гипса и соляными ключами» и имеющих верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст*.

Описанная выше морфология зоны перехода теснины в широкое ущелье р. Аракс, в котором вскрывается отмеченный выше стратиграфический разрез, прекрасно иллюстрируется на нижеприведенном рисунке Г. Абиха.



Рис. 35

Характерен и другой, поперечный Карскому плоскогорью, разрез ущелья р. Алинджа-чай, левого притока р. Аракс, глубоко врезан-

* См. Внутренний Тавр.

ный в толщу андезитовых покровов Аладагского плато и подстилающих их осадочных образований.

В центральной части ущелья, по данным геологической карты Турции (МТА. Планшет Карс, 1965, составленный С. Эрентозом), выступает широтная антиклинальная складка, сложенная эоценовыми известняками и песчаниками (лютет). На оси этой складки расположены экструзивный конус Сурб-хач и вулкан Аладаг, между которыми в поперечном направлении проложено ущелье. На крыльях складки расположены слои пестроцветной свиты, причем характерно, что на северном, погружающемся к центральной части Карабской впадины крыле наблюдается постепенное увеличение грубости обломочного материала, переходящего в области водосборной воронки реки в типичные валунные конгломераты (Г. Абих). Несколько далее к северу, за водоразделом, в соседней депрессии, принадлежащей верховью р. Карс, выступает несогласно покрывающая меотис-понтическая вулканогенная свита (см. ниже).

Постараемся теперь подробно проанализировать геологическое строение долины р. Аракс на отрезке Кагыzman-Кульп, так как, по нашему мнению, это позволит получить более ясное представление о морфоструктуре Арагатской котловины.

Пестроцветная свита, в состав которой входят различные гипсонасно-соленосные мергелисто-глинистые отложения, непрерывно прослеживаясь по долине р. Аракс, достигает максимальной мощности в Кагыманской мульде близширотного простирания. Свита имеет пологое брахисинклинальное залегание, осложненное на крыльях складки многочисленными сбросовыми нарушениями, отмеченными перемещением пластов, многочисленными оползнями и пр.

Ущелье р. Аракс, по данным Г. Абиха (1899), слагают мощные толщи пестроцветных мергелей и песчаников. Мергели содержат много пропластков гипса и залежи каменной соли. Пестроцветная толща залегает под андезитовыми покровами Карабского плоскогорья, почти горизонтально. Это хорошо заметно в обнажениях ущелья р. Карс, левого притока р. Аракс, врезанного в лавы вулкана Яглуджа. Около устья этой реки, у г. Кагыzman пласти песчанисто-мергелистой и гипсонасной формаций нарушены мощным сбросом, протягивающимся вдоль ущелья р. Аракс.

В другом ущелье р. Джангиман (приток р. Аракс) вскрывается разрез вулканогенной толщи неогена, в основании которого залегают молассы (конгломераты и песчаники), слагающие, в свою очередь, венчающие горизонты пестроцветной толщи.

Выше по разрезу следуют туффитовые обсидиано-пемзовые отложения, составляющие основу эфузивной толщи Соганлугского нагорья. На них залегают 4—5 покровов лавы, прослеживаемые по обрывистому краю плато вулканов Аладаг и Яглуджа.

Расширенный участок Кагызмана на востоке замыкается, уступая место глубокому ущелью р. Аракс, образующему небольшой изгиб к

югу и, простираясь дальше на восток, вскоре переходит в более открытую, пологую и широкую Кульпинскую мульду.

Долина р. Аракс на описанном участке проходит по крупному сбросу, проходящему по северному крылу кульпинской синклиналии. Наиболее четко сброс выражен на участке слияния р. Ахурян на правом берегу р. Аракс (возвышенность Кзыл-кая). На левом берегу р. Аракс простирается широтная антиклинальная складка, в ядре которой вскрываются эоценовые песчаники и пуммилитовые известняки, на которых несогласно залегают неогеновые отложения Кульпинской мульды. Мощность гипсоносно-соленосного неогена в центральной части синклиналии, судя по составленному Г. Абихом поперечному профилю, достигает более 2,5 км (см. рис 36).

Амплитуда вертикального смещения сброса в неогеновых пластах у обрыва Кзыл-кая достигает не менее 700 м. У обрыва Кзыл-кая неогеновые пласти падают на юг под углом 45°, обнажая свои нижние горизонты, представленные фациями пестроцветной свиты верхнего олигоцена, нижнего миоцена.

К югу они глубоко уходят под миоценовые гипсоносно-соленосные отложения собственно Кульпинской мульды. Вся эта мощная толща, обозначенная в разрезе буквой «п», по данным Г. Абиха, имеет олигоцен-миоценовый возраст. Однако Г. Абих подчеркивает, что отложения «Кульпинской мульды каменной соли существенно отличаются в геогностическом и стратиграфическом отношении от Кагызманской», так как последние приурочены к пестроцветной свите (верхнего олигоцена—нижнего миоцена).

Вероятно, что в 2,5-километровом разрезе центральной части мульды следует ожидать непрерывную последовательность всего неогена, содержащую две разновозрастные гипсоносно-соленосные толщи, из которых первая (Кагызманская) приурочена к низам разреза, а вторая (собственно Кульпинская)—к верхам разреза.

Соленосные отложения Кульпа достаточно подробно исследованы Н. Н. Барботом де Марни (1883), А. М. Марголиусом (1909), В. В. Богачевым (1913, 1914).

Н. Н. Барбот де Марни в Кульпинском месторождении каменной соли отмечает между мергелями и глинами не менее пяти пластообразных залежей каменной соли. Общая мощность гипсоносно-соленосных пластов, обнажающихся в карьере Кульпинской горы, достигает 250 м. Описанные отложения образуют отчетливо выраженную синклинальную складку, ось которой имеет ЗЮЗ—ВСВ направление. При этом северное крыло складки более крутое, чем южное, которое содержит основную часть полого залегающих соляных залежей.

В. В. Богачев (1913, 1964) на основании собственных наблюдений и сопоставления разрезов, составленных Н. Барботом де Марни и А. М. Марголиусом, описывает детальный стратиграфический разрез гипсоносных и соленосных пластов Кульпинской горы. Здесь отмечаются многочисленные слои пестроцветных (красновато-серых) в большинстве гипсоносных и бурых, зеленовато-серых мергелей и глин, перемежаю-

шихся с линзами и пропластками каменной соли. При этом, согласно приведенному В. В. Богачевым списку А. М. Марголиуса, пестроцветные слои содержат пресноводную фауну моллюсков (*Paludina*, *Bithinia*, *Melanopsis*), а зеленовато-серые и желтоватые—морскую (*Tapes*, *Sagdium*, *Venus*, и др.).

Кроме того, в нижних слоях разреза морская фауна как будто смешана с пресноводными. У В. В. Богачева вызывает справедливое недоумение смесь средиземноморских сарматских и меотических форм с миоценовыми пресноводными.

Однако, при детальном анализе тектонического строения этого участка можно убедиться, что здесь имеются, по всей вероятности, две разновозрастные толщи, находящиеся в тектоническом контакте.

Ключ для выяснения этого запутанного вопроса можно найти при анализе разреза глубокого оврага Гюнь-Гермез, расположенного в 1,5—2 км северо-восточнее Кульпинской горы. Г. Абих в разрезе оврага описывает крутую антиклинальную складку, свод которой простирается на протяжении многих километров в восточно-западном направлении.

В описанном разрезе мы видим мощный сброс вдоль северного крыла складки с характерными для него показателями (вертикально падающими пластами, милонитизацией, брекчированием, заполнением трещин вторичными кварцитами, травертинами). По представлению Г. Абиха, по этой зоне широтного простирания происходило обрушение антиклинального свода. Однако из анализа разреза скорее всего следует полагать, что здесь имеется чешуевидный надвиг эоценовых пластов, слагающих южное крыло Армянского хребта (Агадаг), на пестроцветную толщу Кульпинской сбросовой мульды.

Ко всему этому прибавим, что последними исследованиями Н. Эгерана и Э. Лана (1947), С. Эрентоза (1954) устанавливается разлом, проходящий через Кагыzman-Кульп-Игdir.

Если предположить, что отмеченный выше комплекс интенсивно раздробленных и милонитизированных пород, на который надвинут эоцен, относится к пестроцветной свите с характерной для нее пресноводной фауной (*Paludina*, *Bithinia*, *Viviparis*), то становится совершенно ясным, почему в разрезе Кульпинского месторождения каменой соли оказались смешанными типичные пресноводные формы верхнего олигоцена-нижнего миоцена с сарматскими соленовато-водными, а именно, по той причине, что разлом Гюнгермаз ясно прослеживается через Кульп на Игdir.

С этой точки зрения следует внести некоторые коррективы в разрез Г. Абиха, проведенный поперек Кульпинской мульды по тому участку, где эоценовые известняки горы Такялту (m) погружаются под неоген (n) у Кульпа.

Здесь следует предположить крупное сбросовое нарушение, подобное Гюн-Гермазскому, тем более, что в разрезе неогеновые слои (n), мощность которых более 2 км, как будто фациально замещаются (?)

эоценовыми известняками (m) или выклиниваются (?), что в обоих случаях невероятно.

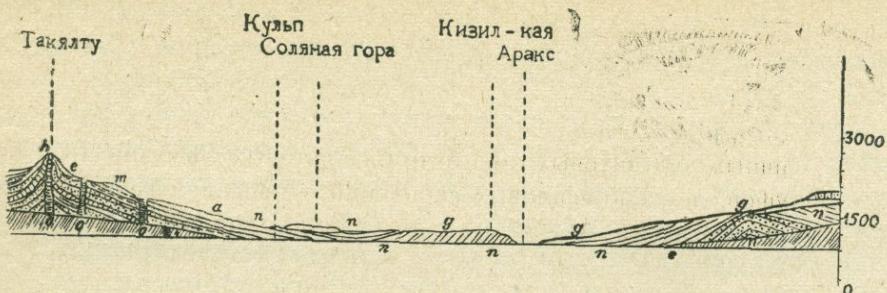


Рис. 36

В разрезе каньона р. Ахурян обнажаются в основном вулканические фации годерзско-вохчабердской свиты, потому трудно судить об истинном стратиграфическом положении неогеновых слоев и образованных ими различных структур, погребенных под вулканогенной свитой плоскогорья. Однако некоторые данные, полученные при бурении скважин, заложенных на западных склонах Арагаца, вдоль долины р. Ахурян и в Ленинаканской котловине в совокупности с анализом морфологии плоскогорья позволяют нам получить определенное представление, сводящееся к следующему: Карское плоскогорье представляет собой обширную широтно вытянутую, разбитую многими тектоническими нарушениями сложную сбросовую мульду, завершившую оформление своего современного тектонического облика в начале плиоцена.

Как было отмечено, в месте слияния р. Ахурян с р. Аракс южнее с. Бахчалар, прослеживается крутосклонная антиклинальная складка, имеющая близширотное простижение. В ядре складки выступают известняки и известковистые песчаники эоценена. На крыльях складки эоцен несогласно перекрыт мергелисто-глинистыми слоями Кульпинской свиты.

Северное крыло антиклинали осложнено двумя продольными асимметричными складками с падением крыльев первой из них севернее на 20° , южнее—на 30° и второй—соответственно на 30° и 50° (А. Т. Асланян).

Несколько дальше к северу, у обрывистого левого борта ущелья р. Аракс неогеновые пласти перекрываются полого дислоцированным, наклоненным к северу покровом долеритовых лав, составляющих здесь мощные карнизы южного края Карского плоскогорья. В этом месте долина р. Ахурян образует резкий коленообразный изгиб, меняя свое направление с юго-запада на юго-восток под углом 90° . Отсюда и начинается собственно ущелье-каньон р. Ахурян. Непосредственным продолжением этого отрезка каньона на северо-западе является ущелье р. Дигор. На этом участке каньона р. Ахурян отложения Кульпинской мульды глубоко погружены под песчано-конгломератовой свитой, перекрытой в свою очередь долеритовыми лавами. Описанная свита полу-

чает широкое развитие в бассейне р. Дигор, слагая большие пространства левобережной части плато долины р. Дигор, которая образует широкую разветвленную сеть, глубоко врезающуюся в периферическую часть массива Аладжа.

В ущелье р. Дигор и Сибни-дара Г. Абих описывает пемзово-пенитовые отложения, переслаиваемые конгломератами, которые при выветривании образуют причудливые формы грибов, пирамид и т. д. Эти отложения разбиты сбросовыми трещинами.

Аналогичный разрез описывается и в другом овраге. Переслаивание туфовой конгломератовой формации с базальтами отмечается также в устье оврага и в каньоне р. Ахурян.

Г. Абих подчеркивает литолого-petрографическое и стратиграфическое сходство отложений бассейна р. Дигор с отложениями, развитыми на юго-западных склонах Гегамского нагорья, в Вохчабердском хребте.

По данным А. М. Марголиуса, вулканогенная свита в разрезе долины Дигор дислоцирована с углом падения до 40°.

А. Т. Асланян (1958) по отмеченному выше изгибу каньона р. Ахурян, на продолжении которого располагается долина р. Дигор, предполагает сбросовое нарушение. Это предположение мы можем подкрепить следующими данными. По ущелью р. Дигор проходит резко очерченная граница между долеритовыми лавами, слагающими юго-восточную часть Карабского плоскогорья и туфогенно-конгломератовой свитой, развитой в левобережном бассейне р. Дигор. Морфологически долеритовые лавы слагают полого наклоненное к северу (со средним уклоном 3--4°) плато, в южной части которого возвышаются крупные вулканические массивы Яглуджа, Ала-даг.

С левого склона долины р. Дигор начинается следующая расположенная ниже ступень денудационного плато, сложенная пирокластолитами и конгломератами. Отмеченная ступень и прорезающие ее овраги и ущелья имеют уклон на ЮВ, т. е. в сторону долины р. Ахурян. Опущенная ступень ограничивается с севера ущельем р. Магасберд примерно такого же направления, какое имеет ущелье р. Дигор. Отметим, что каньон р. Ахурян на указанном опущенном участке образует в плане резко выраженный зигзаг, крутые изгибы которого совпадают с направлением течения рр. Дигор и Магасберд.

В Магасбердском ущелье Г. Абих описывает следующий разрез. Под новейшими туфами небольшой мощности располагаются мощные трахитовые и туфовые конгломераты, которые и слагают основную часть поверхности денудационного плато. Конгломераты подстилаются пятью покровами базальтов, среди которых наибольшую мощность имеют долериты.

Большой интерес представляют заключения Г. Абиха (1899) о характере излияний долеритовых базальтов. Он пишет: «Более подробное и точное изучение тектоники долины Арпа-чая (Ахуряна—С. Б.) и Аракса может дать доказательство того, что покровообразные мас-

сы различных долеритовых и базальтовых пород ни в коем случае не вышли все из центральных жерл, а что, напротив, существовало немало отверстий и в виде продольных трещин, которые обуславливали выход огненно-жидких масс и вызвали лавообразное их распространение по горизонтальным протяжениям на обширном пространстве».

Севернее развалины гор. Магасберд на участке Ани-пемза нами прослежен следующий разрез. На левобережном плато непосредственно над каньоном реки Ахурян вскрыт карьер месторождения пемзы.

Пемзовые залежи чередуются с глинами. Отложения наклонены под разными углами с общим наклоном на восток-юго-восток, срезаны денудационной поверхностью и перекрыты горизонтально залегающим покровом четвертичных туфов. Последние к востоку быстро выклиниваются, уступая место покрову долеритовых лав. Под пемзой залегают древние лавовые покровы (до 15 ярусов), вскрытые каньоном р. Ахурян, глубина которого здесь достигает 130 м. К северу каньон образует новый, крутой (90°) загиб с северо-запада на северо-восток.

В левобережной части плато расположено много вулканических и шлаковых конусов, среди которых наиболее значительный полигенный вулкан Калаус-тапа, откуда изливались потоки древнечетвертичных лав и выбросы пирокластолитов.

На левобережье каньона, напротив развалин древней столицы Армении г. Ани картина меняется. Здесь вскрывается следующий восходящий разрез. 1. Долеритовые лавы (7—8 ярусов). 2. Пемзовые пески и туфогены с глинистыми прослойками мощностью 8—10 м. 3. Андезито-базальтовая лава. 4. Черный тuff. 5. Темно-серые андезиты. 6. Кирпично-красные туфы и пемзовые прослои. Общая видимая мощность разреза — 150 м. Наддолеритовые пемзы заметно дислоцированы. На противоположном берегу мощность их, особенно, туфобрекций увеличивается, достигая 20—30 м. В каньоне реки туфобрекции обнаруживают характерные формы выветривания в виде земляных пирамид, грибов и пр. Аналогичный разрез описывается под развалинами Ани в ущелье р. Гюмджа, правого притока р. Ахурян. В описанных туфах вырыты подземелья, катакомбы, длина которых, по свидетельству армянского историка Лео, исчисляется сотнями метров.

Таким образом, из описания стратиграфических разрезов вулканогенной толщи Карского плоскогорья можно заключить, что мы, **несомненно**, имеем здесь типичные возрастные и литолого-петрографические аналоги годерской и вохчабердской толщ, которые как повсюду, так и здесь представлены двумя свитами, разделенными покровами долеритовых базальтов; нижняя в основном конгломератово-песчаниковая поддолеритовая, свита — аналог белесоватой свиты Приереванского района (см. Гегамское нагорье), слагающая южную часть Карского плоскогорья — правобережного плато Дигор, и верхняя — наддолеритовая, в основном, пемзово-пепловая липарито-дацитовая свита, слагающая центральную часть сбросовой депрессии Карского плоскогорья (в разрезе каньона р. Ахурян — участок Дигор-Магасберд).

Сбросы отчетливо фиксируются, помимо отмеченных выше геолого-

геоморфологических показателей, различного высотного положения долеритовых базальтов, располагающихся в обрыве правобережья р. Дигор на отм. 1480—1450 м, а в центральной части Дигор-Магасбердской депрессии на отм. 1260—1240 м (пойма р. Ахурян); вертикальная амплитуда смещения таким образом составляет около 200 м. Процесс обновления отмеченных сбросовых нарушений (опускание депрессии Дигор-Магасберд) выявляется увеличением мощности плиоцен-четвертичных андезитовых, андезито-базальтовых эфузий и их пирокластовтуфов, пемзово-пепловых скоплений в пределах депрессии, особенно на левобережье р. Ахурян и на юго-западных склонах Арагата. Четвертичные эфузии, налегая на денудационную поверхность неогеновой вулканогенно-обломочной толщи со значительным угловым, в основном, эрозионным несогласием играют в рельефе плато нивелирующую роль, приурочиваясь к тектоническим, выработанным эрозией углублениям палеорельефа.

Прослеживая долину р. Ахурян от развалин гор. Ани до села Джрапи, мы замечаем, что каньон р. Ахурян образует врезанные в туфы и лавы пемзово-глинистые отложения, характерной формы меандры, которые вложены в небольшую и пологую синклиналь близширотного простирания. Далее к северу следует крутой выступ плотных туфобрекций и конгломератов типичных пластов вохчабердской свиты. По данным К. Н. Паффенгольца (1948) и А. Т. Асланяна (1958), здесь проходит широтная Мараликская антиклинальная складка, круто погружающаяся под озерные отложения Ленинаканской толщи у села Агин.

Таким образом, несмотря на то, что в каньоне р. Ахурян, начиная от ее устья до Ленинаканской котловины, вскрываются в основном вулканогенные толщи неогена и местами перекрывающие их четвертичные лавы и туфы, можно получить достаточно ясное представление о синклинально-сбросовом строении Карского плоскогорья. Характерно, что вдоль крупных сбросовых нарушений, прослеживаемых по долинам рек Аракс и Қарс (см. ниже), на крыльях описанной и осложненной сбросами мульды, отмечаются пликативные деформации второго порядка (Бахчаларская, Хербеклинская складки на юге, Мараликская на севере).

Такая «гофрировка» вулканогенно-осадочного чехла асимметричнымы складками, по нашему представлению, может служить важным критерием для выявления процессов обновления дизъюнктивных нарушений—глыбовых подвижек фундамента. Вероятно, к основным линиям глубоких тектонических нарушений и были приурочены излияния покровных внутриинформационных долеритовых базальтов, как это подчеркивает Г. Абих.

Следует отметить, что аналогичная картина отражения структурных элементов фундамента вышележащими породами в результате возобновления тектонических движений наблюдается и в других крупных и малых структурных единицах земного шара, где обнаруживаются тектонические нарушения. Это доказано, например, исследованиями

Г. Моравского (1959), в районе Нижнерейнского грабена и Боденского озера.

Кроме того, унаследованность структур доказывается также излияниями покровных базальтов, приуроченных к региональным разломам глубинного заложения. Мощные базальтовые покровы миоценового возраста, залившие обширные территории Лейнетальского грабена, депрессии Боденского озера и долины Рейна, Моравский связывает с омоложением глубинного разлома, заложенного еще в новокиммерийское время.

Почти аналогичные геологические и геоморфологические условия наблюдаются в области Сирийско-Израильского грабенов, в долине р. Иордан, Тивериадского озера и Мертвого моря. Здесь, по описанию Бентора (1961), наблюдается вторичная брахискладчатость в неогеновых и антропогеновых эфузивных покровах, образовавшихся в результате обновления разрывных нарушений.

Наконец, напомним, что такая же характерная брахискладчатость в эфузивах, описана нами в области северного вулканического нагорья (Ахалкалакское и Целканское нагорья).

Как же отображаются структурные элементы на поверхности Карского плоскогорья и увязываются ли они с описанным выше структурным планом, выявленным в разрезах долин рек Аракс и Ахурян.

Важнейшее значение для выяснения морфоструктуры Карского плоскогорья имеет невысокая широтно вытянутая грязь Бозкала, расположенная западнее гор. Карс. Бозкалинская грязь, сложенная дислоцированными меловыми известняками и серпентинитовыми интрузиями, прослеживается отсюда на запад, вплоть до водораздельной части Соганлугского нагорья и хребта Алахюэкбер, (МТА, Планшет Карс, 1960). Описанное древнее поднятие фундамента нагорья Бозкала-Алахюэкбер отчетливо выражено также дислоцированностью эфузивного покрова плоскогорья, образующего пологую сводообразную мегаскладку широтного простирания. Эта структура отчетливо видна на нижеприведенном эскизном рисунке Г. Абиха.

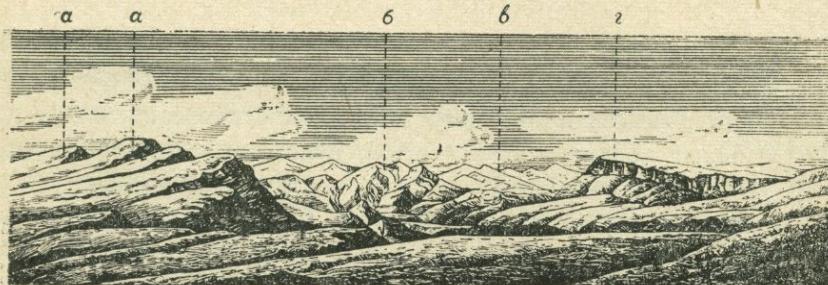


Рис. 37

На дальнем плане выделяются интенсивно расчлененные горные массивы Алахюэкбер (б) и Нариман-даг (в), сложенные меловыми,

палеогеновыми породами и липаритовыми экструзиями (Г. Абих, А. М. Марголиус).

Слева располагаются андезитовые покровы и подстилающие их неогеновые пирокластолиты Соганлугской толщи (а), полого падающие на юг в сторону Сарикамышской котловины. Справа — тот же самый комплекс (г), падающий на север в сторону Гель-Ардаганской котловины.

Указанное выше широтное поднятие Бозкала, которое едва заметно среди других возвышенностей вулканов и экструзивных конусов, играет предопределяющую роль в морфологии Карсского плоскогорья и, в частности, бассейна р. Карс. Бассейн верхнего течения р. Карс занимает обширную оваловидную, широтно вытянутую котловину, расположенную южнее этого поднятия. В центральной части котловины простирается широкая болотистая равнина, в которой р. Карс и ее притоки — рр. Кягач, Байдуру образуют меандры. На этой равнине расположен г. Селим. Селимская котловина выполнена мощными плио-плейстоценовыми озерно-речными отложениями.

Слоны котловины, по данным геологической карты (МТА, 1965), слагают вулканогенно-осадочные породы соганлугской басенской свиты, в которую врезаны эрозионные террасы и денудационные ступени. По своему геолого-геоморфологическому строению Селимская котловина ничем не отличается от описанных ранее Гельской и Ардаганской котловин.

Селимская котловина замыкается у выступа Бозкала. Отсюда долина р. Карс принимает меридиональное направление, образуя глубокий каньон, врезанный в долеритовые базальты. Последние образуют в рельефе местности короткий увалоподобный выступ (антеклинальное поднятие?), в которое поперечно врезано глубокое антецедентное ущелье р. Карс. Через 8—10 км каньон реки открывается на болотистую равнину города Сусуз и селений Чакмак-Мелик; отсюда долина реки Карс снова принимает широтное направление до села Шахналар, расположенного на западной окраине Ширакской (Ленинаканской) котловины.

Таким образом, исходя из описанного выше морфологического строения, в частности из чередования эрозионных и аккумулятивных участков долины р. Карс, можно заключить, что Алахюэктебер-Бозкалинские поднятия продолжаются на востоке под эффузивной толщей Карсского плоскогорья в виде широтного выступа дислоцированных долеритов. Северный край уступа плато, сложенного долеритами, круто обрывается вдоль правого борта долины р. Карс.

В зоне широтно вытянутых котловин бассейна среднего и нижнего течений р. Карс широкое развитие снова получают рыхлые вулканогенно-обломочные толщи неогена и покрывающие их озерно-речные отложения. По данным тектонической карты Турции (И. Кетин, Э. Лан, 1965 и др.), здесь проходит край Карсской тектонической впадины. Вероятно, что здесь, подобно Дигор-Магасбердской депрессии, развиты

отложения наддолеритовой свиты, которые к востоку еще глубже опускаются под озерные отложения Ширакской депрессии.

Таким образом, в морфоструктурном строении Карабского плоскогорья отчетливо прослеживаются следующие зоны широтных поднятий:

1. Южная, простирающаяся по левому борту ущелья р. Аракс, которая в структурном отношении представляет собой косо склоненный к северу горстоподобный уступ. Назовем его Сурб-Хач—Яглуджинским блоком.

2. Центральная—Алахюэбер-Бозкала-Мараликская зона горстовых поднятий.

3. Северная—Ксырдаг-Гукасянско-Базумская зона краевых поднятий.

Между этими поднятиями расположены сбросовые уступы-депрессии на юге—Селим-Дигор-Октемберянский, на севере—Сусуз-Шахналар-Ленинаканский.

На отмеченном общем фоне широтных поднятий и расположенных между ними депрессий отчетливо прослеживаются вторичные нарушения, превратившие их в отдельные блоки, которые расположены кулисообразно относительно друг друга. Это особенно хорошо подчеркивается резкими коленообразными изгибами долин рр. Карс, Карабан, Чорлу и собственно каньона р. Ахурян, переходом от расширенных участков долины, где реки меандрируют среди аллювиальных и озерных отложений, к глубоким каньонам и типичным антecedентным долинам в зонах косонаклонных горстоподобных блоков.

Характерно, что р. Карс, помимо ряда других врезов локального характера, образует два крупных каньонообразных участка близмеридионального простирания: первый—в верхнем течении, между котловинами Селим-Сусуз (каньон, проходящий через гор. Карс) и второй,—в нижнем течении, на участке Шахналар-Агин. Эти участки глубинной эрозии отражают интенсивный рост тектонических поднятий блоков, расположенных в зоне древнего выступа фундамента плоскогорья Бозкала-Маралик.

Дифференцированность тектонических блоковых подвижек четко отображается также в морфологии перемежающихся участков аккумуляции и эрозии в долинах рек Байдуру-чай, Джелоус, Карабан—притоков рр. Карс, Дигор и Чорлу—притоков р. Ахурян.

Среднеараксинская межгорная котловина (Краткая характеристика)

В бассейне среднего течения р. Аракс, начиная от устья р. Ахурян до Мегринского ущелья, в общекавказском СЗ—ЮВ направлении располагаются две крупные котловины—Арагатская и Нахичеванская, которые разобщены выступами палеозойского фундамента—Армянского срединного массива—в районе Садарака и Волчьих ворот.

Структурно-геологическому строению этих котловин посвящено много работ А. Т. Асланяна (1949), А. А. Габриеляна (1948), К. Н.

Паффенгольца и других (по Ааратской котловине), Ш. А. Азизбекова (1949—1961), К. Н. Паффенгольца (1940) и др. (по Нахичеванской котловине).

За последнее время в связи с поисками нефти и газа в описанных котловинах, в частности в Ааратской, были проведены геологические и геофизические исследования широкого масштаба, сопровождаемые бурением многочисленных скважин, часть которых имеет в глубину 2—3 км. Эти работы позволили уточнить существующие представления о структурном строении этих сложных депрессий.

Морфологический анализ котловин и окаймляющих их горных массивов позволяет нам внести некоторые корректизы в определение характера выявленных ряда блоковых структур, их новейших тектонических движений и путем экстраполяции полученных данных обнаружить погребенные под эфузиями различные структуры предгорных плато.

Несмотря на общее морфологическое сходство, описанные котловины имеют значительные отличия в своей структуре, которые начинают проявляться более отчетливо с конца последней ингрессии сарматского моря и выражаются все более ярко по мере последующего, уже обособленного, континентального их развития в плиоплейстоценовое время.

Главными отличительными признаками этих котловин является следующее:

В Ааратской котловине выделяются две крупные морфологические ступени.

1. Ааратская равнина, расположенная на отм. 800—1000 м, выполненная мощными (до 400 м) озерно-аллювиальными отложениями.

2. Предгорные плато, расположенные на отм. 1200—1600 м, сложенные эфузивным комплексом неогена и антропогена (пирокластолитами, лавовыми покровами и потоками, с насаженными на них вулканами, шлаковыми конусами и пр.).

В Нахичеванской котловине описанные четко выраженные морфологические ступени отсутствуют. Четвертичные озерно-речные отложения имеют здесь спорадическое развитие и незначительную мощность, а лавовые покровы и потоки отсутствуют вовсе. Указанные резко выраженные отличия обеих котловин говорят о том, что континентальное развитие их в новейшем этапе шло разными путями, а это, естественно, отражает в известной степени разнородность унаследованных от палеогена структур и возникших в последующем разрывных нарушений.

В свое время Ф. Освальд наметил в бассейне Среднего Аракса крупную депрессию-грабен, ограниченную мощными разломами общекавказского простирания.

Развивая взгляды Ф. Освальда, А. А. Габриелян (1948) указывает, что Ааратская котловина представляет собой крупную межгорную синклинальную впадину, превращенную в дальнейшем в грабен-синклиниорий сбросовыми нарушениями, проходящими по линиям г. Арте-

ни—сел Паракар-Агамзалу, Веди-Садарак и далее в черте Нахичеванской котловины—Норашен-Азнабурт-Иландаг с севера и г. Арагат-Армянский хребет с юга. К. Н. Паффенгольц (1948), принимая в основном синклинальный генезис Арагатской котловины, указывает, что образование мощных озерно-речных отложений в центральной ее части обязано подпруде молодыми лавовыми потоками, спустившимися со стороны Малого Арагата. А. Т. Асланян (1949) полагает, что котловина представляет собой молодой некомпенсированный прогиб, наследующий олигоцен-миоценовый прогиб. Последующие исследования С. К. Арзуманяна и работников нефтяной экспедиции Армянского геологического управления выявили под неоген-антропогеновыми отложениями котловины ряд структур как общекавказского, так и антикавказского направления и разбивающие их дизъюнктивные нарушения. Эти нарушения были более определенно подчеркнуты в исследованиях Г. Симоняна, отметившего наличие горстоподобных и грабенообразных блоков.

Существенным элементом в числе погребенных структур котловины является так называемый Тазагюх-Енгиджанский блок, представляющий собою, по мнению ряда исследователей, горстоподобное поднятие древнего-эопалеозойского (? , С. Б.) фундамента. Енгиджанский узкий и короткий блок вытянут в СЗ—ЮВ направлении южнее гор. Еревана. Поднятие выявлено гравиметрией, как зона относительного гравитационного максимума, и затем оконтурено буровыми работами, вскрывшими на этом месте под маломощными четвертичными и верхне-олигоцен-миоценовыми отложениями (с суммарной мощностью в наиболее приподнятой части блока всего 500—600 м) метаморфизованные сланцы неизвестного возраста. К СЗ поднятие быстро погружается, располагаясь около гор. Эчмиадзин уже на глубине более 2000 м.

Енгиджанское поднятие разграничивает две морфоструктурные ступени (зоны) котловины. К югу от этого поднятия располагается широкая Артават-Октемберянская впадина, выполненная полого залегающими мощными отложениями антропогена, неогена и палеогена со следующим общим стратиграфическим разрезом (сверху-вниз):

- а) четвертичные озерно-речные отложения мощностью 200—400 м;
- б) чередующиеся слои песчаников, мергелей, частично конгломератов с перемежающимися пластами соли и гипса, общая мощность которых 400—500 м (сарматский ярус);
- в) гипсоносно-соленосные слои среднего (нижнего?) миоцена со средней мощностью 1000—1200 м;
- г) пестроцветные молассовые толщи глин, песчаников, мергелей, конгломератов верхнего олигоцена мощностью 800—1000 м;
- д) песчаники, глины, известняки, мергели и другие флишевые серии палеоцена и датского яруса.

В северо-западной части депрессии (в районе Октемберянского плато) мощность неогена быстро увеличивается. Здесь под лавами и четвертичными отложениями (200—300 м) вскрыты отложения сармата, мощность которых более 2000 м, ниже следуют гипсоносно-соленосные

носные слои среднего-нижнего миоцена (400—500 м) и подстилающие их отложения пестроцветной толщи (500 м), в которой на глубине 3000 м было приостановлено бурение опорной скважины.

Арташат-Октемберянская впадина далее на северо-запад достаточно хорошо оконтуривается гравиметрией (полем ютицательной аномалии) по линии плато Талин-гора—Артени. Продолжение этой впадины на северо-запад прослеживается нами в Карском плоскогорье—в Магасбердскую впадину.

На юго-западе депрессия переходит через зону кулисообразно расположенных коротких складок в Кульпинскую мульду, в строении которой, помимо описанных выше отложений, принимают участие интенсивно дислоцированные нуммулитовые известняки и песчаники среднего эоцена, слагающие основание Кульпинской мульды. Эти породы выступают на дневную поверхность в виде крутых складок широтного простирания на крыльях мульды—в устье р. Ахурян и долины р. Гюн-Гермез, южнее Кульпа (см. Карское плоскогорье).

В целом описанная морфоструктурная ступень (нижняя зона) Ааратской котловины, выраженная в рельфе Ааратской равниной, четко ограничивается на юге мощным сбросовым нарушением глубинного заложения, омоложенным в неоген-антропогеновом этапе развития котловины (А. А. Габриелян).

Этот разлом с отчетливо выраженной взбросовой структурой прослеживается вдоль северных склонов и предгорий Армянского хребта и ущелья р. Аракс (см. описание разрезов горы Текялту, долины р. Гюн-Гермез). Далее на восток разлом прослеживается в виде омоложенных сбросовых нарушений, выраженных ступенчато-наклонными деформированными уровнями в конгломератово-песчаниковых отложениях плиоцена и нижнего квартера плато Пирли (между городами Кульп и Игдыр) (геол. карта МТА, 1964—1965). Наклонные и расчлененные глубокими оврагами галечно-конгломератовые деформированные слои плато Пирли являются лито-стратиграфическими и морфологическими аналогами Советашенского галечного комплекса Приереванского района.

Восточнее Игдира разлом, пересекая долину р. Аракс, получает ясное геологическое и морфологическое выражение в долине среднего течения р. Веди, вплоть до горы Дагна у Каражачского перевала. Сбросовые нарушения в этой зоне, диагонально секущие северные склоны Урцского хребта, отмечаются многими исследователями (Р. А. Аракелян, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, В. В. Егоян, К. Н. Паффенгольц и др.).

Сброс характеризуется признаками глубинного нарушения. Доказательством этого, в частности, служит наличие многочисленных выходов ультраосновных (пироксенитов, серпентинитов) и основных (габбро, габбро-диоритов) интрузий в отмеченной зоне, начиная от Каражачского перевала, хребта Кармир-Сакка до горы Бозбурун (у гор. Арташат). Далее, как известно, офиолиты получают широкое развитие в Армянском хребте.

Разлом разграничивает два разновозрастных структурно-геологических и морфоструктурных региона:

а) регион Урцского хребта выражен моноклинальными пластовыми уступами куэстового типа, состоящими из пород девона—в ядре мегаантеклинального свода—(Садарак-Волчье ворота), а также карбона (Аарат-Кзылдашский моноклинально-гребневидный скалистый уступ) и перми—(Урц-Дагининские наклонные пенепленизированные плато водоразделов), которые располагаются в структурном плане на крыле свода.

Между отмеченными древними куэстами простираются широкие продольные прогибы, выполненные полого дислоцированными породами среднего эоценена и нижнего олигоцена.

По нашему представлению, пликативные структуры, выраженные пологими асимметричными складками в верхнем структурном ярусе отображают дислоцированные черты развития древних, досреднеэоценовых моноклинальных блоков, разделенных продольными сбросовыми нарушениями. Так, например, в долине р. Шагап, левого притока р. Веди, среднеэоценовые (лютет) слои образуют асимметричную синклинальную складку с пологим СВ крылом, соответствующим моноклиниали в породах палеозойского субстрата. Юго-западное крыло складки относительно крутое, отражает, очевидно, сбросовый уступ на борту следующего к югу моноклинального блока. Мощность слоев лютетского яруса также изменяется в соответствии с особенностями структурного плана подстилающего его палеозойского основания. Моноклинально-сбросовые структуры нижнего яруса улавливаются также в распространении олигоценовых отложений, развитых на пологом крыле моноклиниали и отсутствием их на противоположном сбросовом уступе.

Ниже прилагается блок-диаграмма Ааратской котловины и ее предгорий, иллюстрирующая описанную выше картину структурно-геоморфологического строения этой области. См. рис. 38.

Севернее Урцкого блока располагается отделенный от него отмеченный выше глубинным разломом б) Бозбурун-Ераносский интенсивно складчатый регион, сложенный породами мела. Крутые, дугообразно вытянутые, в целом, параллельно друг другу, складки, огибают с севера Урцкий блок и, подходя к депрессии Ааратской равнины, круто погружаются и обрываются Енгиджа-Двинским разломом, составляющим восточный и северо-восточный борт нижней морфологической ступени Ааратской котловины.

Таким образом, границы нижней ступени Ааратской котловины четко оконтуриваются описанными выше разломами.

Расположенная, на юге Араздаян-Садаракская равнина, морфологически входящая в состав Ааратской котловины, по своему структурному строению и истории развития не имеет связи с последней и более связана с соседней—Нахичеванской котловиной (см. блок-диаграмму).

Севернее Енгиджанского поднятия и разлома Двин-Енгиджа, прохождение которого мы прослеживаем под массивом Арагац (см. ни-

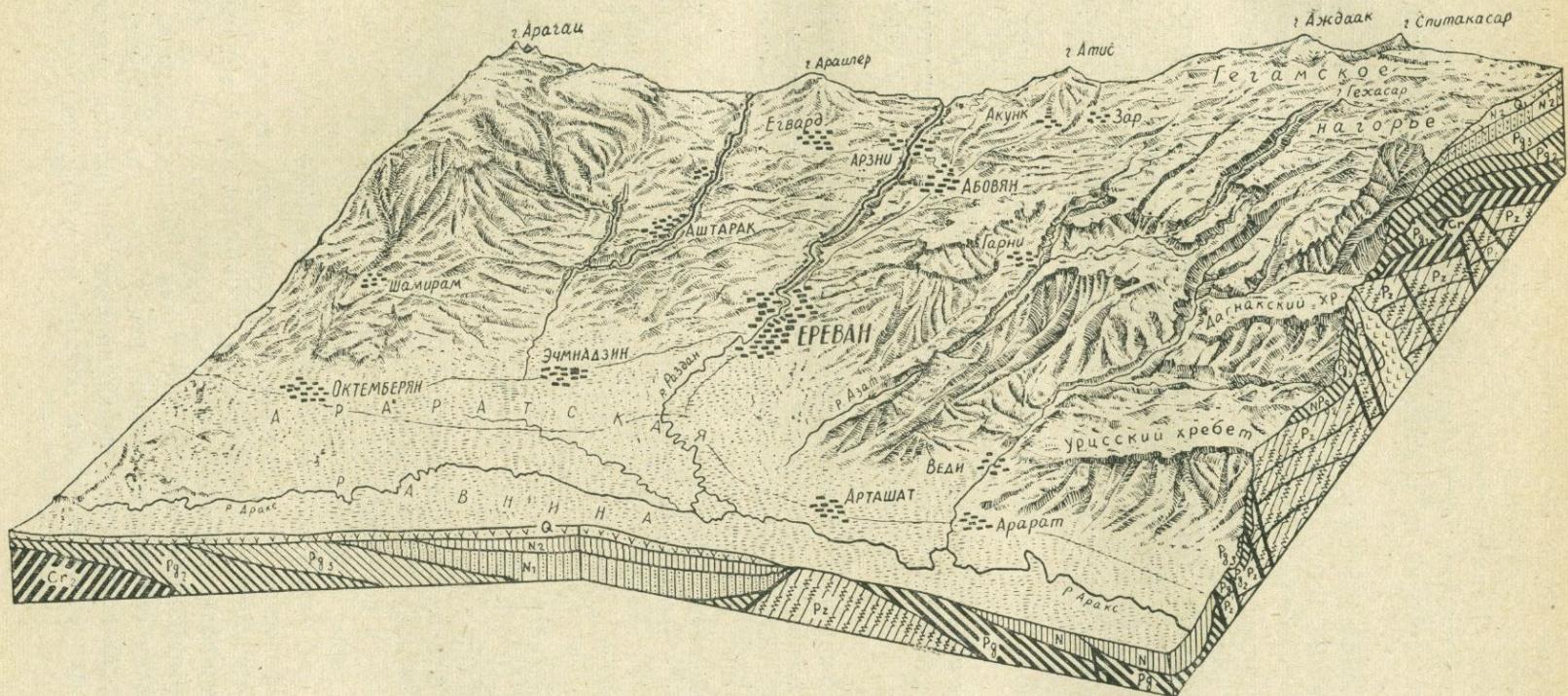


Рис. 38

Блок-диаграмма Араратской котловины и склонов Арагацского-Гегамского нагорий.

же), располагается вторая, высокая ступень Ааратской котловины, представляющая собой морфологически тип денудационных лавовых плато—Егвардско-Котайкское плато и плато южных склонов Арагаца (Шамирамское, Кармрашенское).

Описанная ступень плато имеет резко отличное структурное и морфологическое строение по сравнению с нижней ступенью Ааратской равнины.

Четвертичные наносы на плато или отсутствуют или имеют незначительное развитие. Вместо этого здесь широко распространены мощные неоген-антропогенные вулканогенные образования—пирокластолиты и лавы, налегающие непосредственно на осадочные гипсонасно-соленосные серии миоцена.

Таким образом, получается, что, начиная с верхнесарматской ингрессии, описанные выше ступени 1. Ааратской равнины, т. е. Октябрьян-Арташатской впадины-грабена и 2. Предгорных плато—блоков приобрели новые структурно-морфологические формы с обособленной историей развития.

Приступим теперь к описанию морфоструктуры предгорных плато.

Располагаются между долинами рек Касах,
Егвардское и Ко- Раздан и Джрвеж на средних отметках 1200—
тайдское плато 1400 м. В северной части плато возвышается крупный интенсивно расчлененный эрозией стратовулкан Арайлер.

Значительная часть Егвардского плато сложена покровными долеритовыми лавами. На Котайском плато долериты перекрыты андезитами и андезито-базальтами, туфами и наносными отложениями.

Долеритовые лавы заметно дислоцированы, пологая складчатость долеритов непосредственно отражается на волнисто-увалистой поверхности плато и в эрозионном врезе каньона р. Касах. Четко выраженная антиклинальная складка близширотного простирания, сложенная долеритами и подстилающими их пемзово-пепловыми отложениями, вскрыта в поперечном врезе каньона р. Касах, у села Мугни. Южное крыло складки с падением пластов на 5—8° образует на поверхности плато высокий вал со 120-метровым уступом, вдоль которого проходит Арзни-Шамирамский канал.

У гор. Аштарак складка выполаживается, переходя в пологую синклинальную мульду, в которой долериты перекрываются конгломератово-пепловыми и песчанистыми отложениями, являющимися, по нашему представлению, или реликтами наддолеритовой свиты вохчабердской толщи (см. ниже), или, возможно, отложениями древнечетвертичной гидрографической сети, подобно Советашенской террасе.

Южнее Аштарака в рельефе плато появляется новое выпучивание долеритов типа близширотных овальных брахискладок. А. А. Габриелян (1958) высказывает мнение, что такая брахискладчатость в долеритах вызвана соляной тектоникой ввиду того, что долериты образуют куполовидные вздутия с периклинально падающими пластами.

Однако при более детальном осмотре мы убедились, что эти ку-

половидные возвышенности скорее представляют оваловидные, куликообразно расположенные брахискладки, которые отображают на поверхности, как нам кажется, обновление сбросовых нарушений, проходящих примерно по линии Ереван-Франганоц (начала конуса выноса р. Касах) — вулканическая группа Кизилов (см. ниже).

Южнее этой зоны брахискладок долериты образуют довольно крутую флексуру (особенно ярко выраженную в интервале Ереван-Франганоц—А. Т. Асланян (1958), и погружаются (заканчиваются) под четвертичные озерно-речные отложения Ааратской равнины (Артшат-Октемберянской депрессии).

Для получения ясного представления о палеогеографии и морфоструктуре предгорных плато важное значение имеет прослеживание эфузивов, главным образом, поддолеритовых вулканогенно-осадочных отложений, изменение их мощности и фаций. Пробуренные в этой зоне многочисленные буровые скважины, как нам удалось выяснить, вскрывают обычную картину переслаивания пирокластолитов, конгломератов и лавовых покровов, обнаруживая одновременно следующую закономерность.

Начало осадконакопления мощной вулканогенно-осадочной свиты фиксируется конгломератами, мощность которых в ряде случаев достигает 200 м и более.

Следует, однако, отметить, что разрезы скважины до вскрытия кровли осадочного неогена, к сожалению, не изучены в надлежащей мере. По части вулканогенной толщи — лавовые покровы, переслаиваемые пирокластолитами и различными осадочными образованиями (песчаники, конгломераты, диатомитовые глины и т. д.) — имеются только данные полевой документации, петрографический состав и литологические свойства указанной толщи не описаны. Например, в одних скважинах, как мы убедились при анализе разрезов скважин, характерные для вохчабердской толщи переслаивающиеся слои конгломератов и туфопесчаников, достигающих нередко мощности 150—200—250 м, описываются как «валунно-галечные песчанистые отложения» без обоснования условий образования этих мощных отложений на плато (сс. Агарак, Парби, Маяковский и др.). В других скважинах документация проведена более точно. Те же слои характеризуются как «туфоконгломераты с прослойками песчаников». В ряде скважин (сс. Гямрез, Арамус, Дзорахюр — на Котайском плато; с. Спандарян, г. Аштарак, г. Ереван и его северная окраина и т. д.) отчетливо фиксируется переслаивание туфобрекций, туфопесчаников, диатомитовых глин, конгломератов с базальтовыми покровами.

Мощность вулканогенной толщи на Котайском плато колеблется в пределах от 100—120 до 500—600 м. В состав этой толщи входят также перекрывающие вохчабердскую свиту четвертичные андезитовые и андезито-базальтовые потоки Гегамского нагорья.

На Егвардском плато, где на поверхности обнажаются долеритовые базальты, мощность вохчабердской толщи уменьшается и колеблется в пределах 150—100 м (поддолеритовая часть толщи).

Мы подвергли тщательному анализу разрезы многочисленных скважин, пробуренных на плато и в предгорьях Арагатской котловины. Несмотря на несовершенство материалов скважин, нам удалось коррелировать их разрезы с открытыми обнажениями обрывов Вожчабердского хребта, ущелья р. Джрвеж, каньонов рр. Раздан, Касах и их притоков.

Мы пришли к совершенно определенному заключению, что Котайкское плато, сложенное слоями вохчабердской толщи, представляет собой раздробленную сбросами систему косо наклоненных блоков, образующих в целом сложный ступенчатый грабен-рифт. В дальнейшем опущенные сбросовые структуры оказались погребенными под четвертичными лавами, шедшими со стороны Гегамского нагорья, которые играли нивелирующую роль в рельефе плато.

Морфоструктурное строение плато наглядно иллюстрируется в нижеприведенной блок-диаграмме междуречья рр. Раздан-Азат.

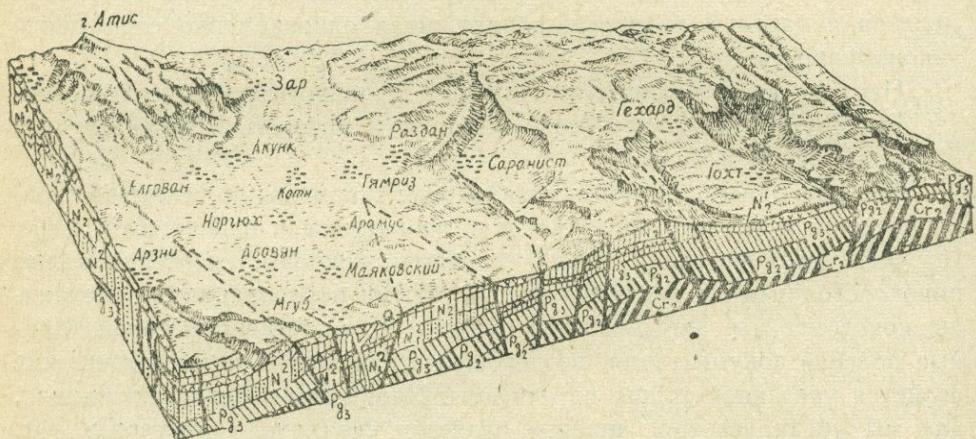


Рис. 39

Егвардское плато, которое расположено почти на одинаковом гипсометрическом уровне с Котайкским, в отличие от последнего представляет собой горстовое поднятие. В течение длительного периода (средний плиоцен-голоцен) оно подверглось континентальной денудации.

Анализируя разрезы буровых скважин, а также многочисленных обнажений речных долин Вожчабердского хребта, Карского плоскогорья и, увязывая их со структурным планом описанной широкой зоны предгорных плато Арагатской котловины, мы приходим к следующим заключениям:

замещение конгломератов и других осадочных фаций туфобрекчиями или выклинивание последних. Нередко в поднятиях долериты непосредственно подстилаются денудационной поверхностью осадочного миоцена, например, Эларская антиклиналь, Егвардское поднятие, Кирза-Арабкирское (Северо-Ереванское) поднятие.

Примерное такое же соотношение наблюдается и в наддолеритовой части толщи, однако на этот раз в блоковых (поднятых или опущенных) структурах. На поднятых блоках наддолеритовая часть толщи полностью размыта и на поверхности обнажаются характерные морфоструктуры бронированных внутриинформационными долеритовыми покровами денудационных плато. В опущенных блоках или структурно-эрэзионных сбросовых понижениях рельеф плато компенсируется плиоцен-четвертичными лавовыми покровами и потоками, сыгравшими нивелирующую роль в морфологии рельефа.

2. В основании поддолеритовой части толщи, которую мы считаем аналогом собственно белесоватой свиты Вожчабердского и Гегамского нагорий (см. Гегамское нагорье), прослеживаются большей частью осадочные фации, выраженные конгломератами, туфогенными песчаниками, иногда и глинами, несогласно налегающими на денудационную поверхность дислоцированного морского неогена (верхнего сарматы).

Конгломератовые или собственно молассовые фации, дающие возможность судить о начале послесарматского (меотического?) орогенеза, которыми созданы основные макроморфологические типы рельефа, имеют следующую общую закономерность распространения по отношению к структурному плану описанной области; мощность конгломератов увеличивается в унаследованных из миоцена прогибах ундулирующих коротких складок близширотного профиля.

3. Начало нового цикла тектогенеза намечается возникновением (возможно, и обновлением) сбросовых нарушений нередко с характерными для этого региона глубокими надразрывными флексурами, в результате которых широкая полоса предгорных плато распадается на отдельные приподнятые или опущенные блоки.

Надразломные флексуры, обычно диагонально секущие шарниры меотических ундулирующих коротких складок, устанавливаются накоплениями мощных моласс.

Доказательством этого могут служить Ереванская флексура и флексура Аштаракского сегмента.

4. Начало нового цикла тектогенеза с доминирующим в нем типом глыбовых подвижек, служившим основным фоном для развития и оформления современных морфоструктур, намечается несогласиями и сменой фаций (литолого-петрографического состава) в самой поддолеритовой части толщи. Примечательно, что поддолеритовая часть толщи, (т. е. «белесоватая свита»), как нам удалось проследить ее во многих разрезах Вожчабердского хребта, Гегамского и Варденинского нагорий*, имеет весьма неоднородный литолого-петрографический со-

* См. соответствующие главы.

став, связанный, преимущественно, с континентальным (озерным, дельтовым, пролювиальным) генезисом, содержащим гальки всевозможных пород—известняков, песчаников, мергелей, яшм, порфиритов, ультраосновных пород и т. д., скрепленных с туфогенным цементом андезитового состава. Эти литологические особенности характеризуют процесс интенсивного размыва растущих горных сооружений, возникших на месте равнинного (пенепленизированного) верхнемиоценового рельефа за счет вовлечения в область поднятия периферийных зон структурных равнин, превращенных поднятиями в предгорья и склоны.

5. С возникновением новых сбросовых нарушений, расположенных обычно поперечно и диагонально древним глубинным разломам, проходит также омоложение последних. Первые приурочены к верхнему структурному этажу и, вероятно, затухают книзу, в то время, как глубинные нарушения, подвергаясь неоднократному обновлению, сохраняют в целом унаследованный индивидуальный характер своего развития. На участках сопряжения разломов описанных двух типов, а именно там, где разломы нижнего структурного этажа приобретают большую глубину, возникают очаги трещинных излияний долеритовых базальтов.

Таким образом, долериты приурочены к глубоким разломам и корни их выходов локализуются в пределах крупных тектоно-вулканических массивов*.

В поперечных разломах очаги излияний долеритов отсутствуют. К ним приурочены обычно эруптивные аппараты центрального типа, излившие потоки андезито-базальтового состава и извергшие различные пирокласты (пеплы, болб, шлаки, ляпиллы и пр.).

Долериты, образующие обширные покровы по всему вулканическому нагорью Армении, сыграли нивелирующую роль в морфологии сохранившего свой черты структурного палеотипного рельефа.

Это четко проявляется во внезапном увеличении мощности долеритовых лав в структурно-эрэзионных сбросовых долинах и, наоборот, в резком уменьшении их мощности (и сокращении числа покровов) в зонах поднятий.

6. За нивелировкой рельефа базальтовыми покровами последовал новый цикл вулканических пароксизмов, отмечающийся извержением колоссальных масс пирокластолитов, агломератов, преимущественно андезито-дацитового и дацитового составов, закончившийся наиболее кислыми разностями эфузивов липаритов и обсидианов. В составе верхней—наддолеритовой вохчабердской толщи и ее аналогов материалы терригенного сноса, в отличие от нижней поддолеритовой свиты, занимают весьма подчиненную роль.

Таковы в нашем представлении условия возникновения и развития мощной вулканогенно-осадочной меотис-понтической формации, в состав которой входят вохчабердская, годерзская, бингельская, басенская толщи, развитые в районах вулканического нагорья Армении, но имею-

* См. Арсиансское, Джавахетское, Гегамское, нагорья, Карское плоскогорье.

ющие, однако, аналогичное стратиграфическое структурное положение и лито-фациальные черты.

Развитие морфоструктуры Ааратской котловины и морфологический анализ новейших тектонических движений.

После осадконакопления вулканогенно-осадочных толщ меотис-понтического возраста отмечаются резко выраженные тектонические дифференциальные движения в оформившихся до того блоках.

Ярким примером, свидетельствующим о последипонтической тектонической инверсии структурного рельефа, служит следующее обстоятельство. В нижней морфологической ступени (Ааратской равнины) мощные отложения антропогена непосредственно подстилаются различными слоями осадочного миоцена, верхним возрастным членом которых служат глины верхнего сармата. На верхней ступени, т. е. в предгорных плато четвертичные наносы отсутствуют (или имеют такую незначительную мощность, что ими можно игнорировать). Здесь же вулканогенно-осадочная вохчабердская толща имеет значительную мощность, в то время как на нижней ступени она отсутствует. Чем объясняется такое положение?

Возможно, например, следующее толкование вопроса: в предмеотическое время Ааратская равнина была расположена так высоко, что не могла быть перекрыта вохчабердской толщей.

В таком случае она должна была служить областью размыва, за счет которого образовывались бы коррелятивные сносы накопления поддолеритовой части толщи (т. е. «белесоватой» свиты). Однако такое предположение весьма маловероятно, так как, во-первых, конгломератовые и другие грубообломочные фации поддолеритовых молasses по своему лито-фациальному составу не имеют ничего общего с нормально-осадочными морскими и лагунными мергелисто-глинистыми соленосно-гипсонасыщенными фациями неогена, развитыми в Ааратской котловине.

Во-вторых, последние сохраняют свои максимальные мощности и непрерывные стратиграфические разрезы в Ааратской депрессии. Даже на участках тектонических поднятий, например, на Тазагюх-Енгиджинском, где неоген и палеоген имеют незначительные мощности, однако, и здесь они сохраняют непрерывный стратиграфический разрез, отмеченный в депрессиях.

Таким образом, возможность предполагаемого сноса из этой области, т. е. нижней ступени за счет размыва неогенового комплекса, исключается.

Возможно, что окружавшие тогда котловину с севера горные сооружения, а именно южные половины Арагата и Гегамского нагорья (подробный анализ см. в соответствующих разделах) располагались примерно на одних уровнях или даже несколько ниже, чем собственно Ааратская равнина, и представляли собою компенсационные впа-

дини, в которых накопились поддолеритовые молассы (С. П. Бальян, 1952, 1959, 1961).

Но каковы были структурно-морфологические условия, существовавшие тогда в зоне Ааратской равнины?

Мы предполагаем, что вслед за прекращением сарматской ингрессии относительно узкая зона этой нынешней депрессии была превращена в равномерно и замедленно поднимающейся базис денудации Армянского хребта (Агри-даг). Однако она не подходила вплотную к подошве хребта, а отделялась от него узкой полосой педимента, образовавшегося за счет разрушения и отступления склонов Армянского хребта (Агри-даг). Вероятно, значительная часть поступавшего отсюда материала принимала тогда участие в формировании поддолеритовых моласс зоны предгорных плато, в составе которых присутствуют породы, характерные для комплекса Армянского хребта (Палеоараратского массива). В структурном плане Ааратская равнина (Октемберян-Арташатская депрессия) представляла собой наклоненный к северо-востоку блок типа косо поставленного полугорста. Напомним, что идентичная картина наблюдается в Гасан-Калийской депрессии, охарактеризованной нами выше.

Развитие педимента подножья шло за счет размыва поднявшегося Армяно-Палеоараратского горного массива вдоль зоны глубинного разлома Кагыzman-Игдир-Веди.

В полосе Кагыzman-Кульп склон подходил тогда вплотную к Карсско-Дигорской и Октемберянской депрессии, и зона педимента захватывала некоторую часть Карского плоскогорья, о чем мы предполагаем, исходя из непосредственного налегания поддолеритовых моласс на маломощные отложения неогена и палеогена в южной части Карского плоскогорья.

Считая, что Дигор-Магасбердская и Октемберян-Арташатская депрессии обладают в целом общностью своего неогенового развития, мы полагаем, что юго-западные склоны и наклонные плато Арагаца также подлежат структурному плану отмеченных депрессий, хотя морфология рельефа юго-западных склонов Арагаца резко отличается от Октемберян-Арташатской депрессии.

Различие в морфологии вызвано, главным образом, тем, что вместо озерно-речных отложений антропогена, широко развитых в Октемберян-Арташатской депрессии, на ЮЗ склонах и плато Арагаца развиты эфузивные покровы того же возраста. Так например, скважина, заложенная у села Дзитанков, на ЮЗ склоне Арагаца, на глубине 400 м не вышла из андезитов, под которыми, несомненно, располагаются эфузии значительной мощности до кровли неогена. Мы предполагаем это, исходя из глубокого погружения слоев вохчабердской свиты в Дигор-Магасбердской сбросовой ступени в сторону Арагаца.

Предполагается также, что на южной и юго-западной части склонов Арагаца располагается крупная, осложненная сбросами мульда, отделенная от Егвардского приподнятого блока сбросовым нарушением каньона р. Касах, где долериты левобережья контактируют с антропо-

геновыми эфузивами Аштаракского и Қылзиаретского потоков. В скважине, заложенной у села Мугни, наблюдается резкое увеличение мощности неогена, превосходящей, по-видимому, 1500 м, в то время, как на Егвардском блоке мощность неогена исчисляется немногим более 100 м.

Исходя из вышесказанных предпосылок, мы считаем, что в южной и юго-западной частях массива г. Арагац неоген достигает своей наибольшей мощности и полноты стратиграфического разреза за исключением наддолеритовой свиты вохчабердской толщи: последняя имеет здесь небольшую мощность и так же, как и на Егвард-Котайкском предгорных плато, оказалась размытой, за счет чего образовалась известная часть озерно-аллювиальных отложений Ааратской равнины.

Остановимся теперь на тех геоморфологических показателях, которые характеризуют новейшие тектонические движения различных по типу морфоструктур Ааратской котловины.

Изучая морфологию нижних течений левых притоков р. Аракс, рр. Касах, Раздан, Азат, А. Т. Асланян (1950) высказал предположение, что на современном этапе в центральной части Ааратской равнины происходит поднятие, поскольку основные массы выносов этих рек накапливаются немедленно при выходе их на равнину. Наши наблюдения, совместно с Г. Симоняном, подтверждают выводы А. Т. Асланяна. Характерно, что после разгрузки указанные реки не впадают прямо в Аракс, а, следуя по общему уклону местности и не доходя до базиса эрозии, резко сворачивают к югу, протекая почти параллельно р. Аракс на значительном расстоянии и впадают в нее далеко за пределами конусов их выносов. Реки Касах, Раздан, Мастара и другие мелкие притоки приносят огромные массы аллювиально-пролювиального материала, наибольшие мощности которых накапливаются в зонах компенсационных прогибов, расположенных на описанных крутых надразломных флексурах, выявленных буровыми скважинами, гравиметрической съемкой (как участки наибольших отрицательных аномалий), дислоцированностью долеритов, сменой поддолеритовых моласс и т. д. Такими участками являются Воскеваз-Франганоцкая (конус выноса р. Касах), Южно-Ереванская (конус выноса р. Раздан), Октемберян-Лукашинская (конус выноса р. Мастара), Казанчинская (правобережье р. Аракс, конус выноса р. Игdir) равнины и т. д. На отмеченных равнинах конусы выноса рек морфологически не выражены, хотя аллювиально-пролювиальные выносы достигают огромных размеров. Проходя указанные участки погружений, реки разделяются на рукава, блуждают на равнинах и, затем, вновь соединяясь, принимают перпендикулярное р. Аракс направление, образуя неглубокие, но характерные врезы антecedентного типа в аллювиальных наносах, намечающие, очевидно, участки поднятия. Действительно, на этих участках выявлены зоны относительных гравитационных максимумов: Енгиджа-Тазагюх (долина р. Раздан), Франганоц-Грампа (долина р. Касах).

Небольшой (4—5 м) врез отмечается в русле р. Аракс в собственных наносах в центральной части равнины, на участке Маркара-Диза

и в параллельных ей сухоречьях правобережья Каджар—Доганшалы—Дженетабед. На этом отрезке отмечается Маркаринский относительный максимум.

Наконец, отметим крупные антецедентные врезы долины реки Аракс при входе в Ааратскую равнину в районе Бахчалар, у выхода ее в районе Шихляр—к Араздаянской равнине и в районе Волчьих ворот при входе в Нахичеванскую равнину. На последнем участке галечники II террасы Аракса расположены на палеозойских породах 30—34 м над поймой, тогда, как средняя высота той же террасы на Ааратской равнине не превосходит 10 м.

На другом участке в зоне Маркаринского максимума высота второй террасы правобережья р. Аракс над поймой достигает 15—18 м, а высота третьей—Джаниатабедской террасы—20—25 м. Перед Маркаринским поднятием р. Аракс разгружает свои наносы на Пшатаванской равнине, представляющей собой участок погружения, в котором, как неоген, так и антропоген имеют максимальные мощности (гравитационное поле относительного минимума).

На процесс погружения Пшатаванского участка указывает также значительный уклон высокого плио-плейстоценового ступенчатого галечного уровня Пирли (правобережья р. Аракс между Кульпом и Игдиром), являющегося морфологическим аналогом Советашенского уровня Приереванского района.

Таким образом, морфологические показатели также в значительной степени помогают выяснить положение гетерогенных, в основном, глыбовых структур Ааратской котловины и характер их дифференциальных колебательных движений. Оказывается, что отдельные участки в центральной части котловины, например, район Маркара, Шихляр, Садарак и Волчий ворота, являются участками довольно интенсивных поднятий, темпы которых, как нам кажется, не уступают темпу воздымания, окружающих котловину горных массивов.

Геологическое строение Нахичеванской котловины и окаймляющих её Айоцдзорского и Зангезурского хребтов подробно изучено Ш. А. Азизbekовым (1946, 1949—1961), А. А. Габриеляном (1948, 1958), Г. П. Корневым (1951, 1956) и другими; геоморфология—Б. А. Антоновым (1959), И. В. Думитрашко (1950, 1953, 1959) и др.

Основываясь на материалах вышеуказанных исследователей и на данных собственных геоморфологических наблюдений, произведем морфоструктурный анализ рассматриваемого региона, взяв в основу интерпретации материала принятное нами представление тесной зависимости образования современных морфоструктур, от погребенного под кайнозойскими отложениями, разломанного на глыбы Армянского (Среднеараксинского) срединного массива.

Тектоническое строение Нахичеванской котловины довольно сложное. В западной ее части располагаются сбросово-глыбовые структуры восточного крыла Армянской (Среднеараксинской) мегаантеклинали, сложенного породами девона—карбона—перми.

Крайний южный выступ палеозойского фундамента в Нахичеванской котловине отмечается в районе Джульфинского антицедентного ущелья р. Аракс. Здесь породы палеозойского комплекса образуют резко расчлененные эрозией моноклинальные гребневидные гряды типа куэст, переходящие в полого наклонные столообразные плато в центральной части котловины (Б. А. Антонов, Н. В. Думитрашко, 1959). Между Джульфинским выступом и антиклиниорием Зангезурского хребта (точнее, между Мегринско-Калуджикским гранитоидным plutоном, прорывающим крыло Зангезурского антиклиниория) располагается Ордубадский синклиниорий, сложенный вулканогенно-осадочными породами эоцена, частично олигоцена, аналогичными таковым, развитым в бассейне среднего течения р. Арпа (Даралагяз) и Приереванском районе—бассейне р. Азат—(А. А. Габриелян, 1958). В целом широкая зона отмеченных крупных прогибов, дугообразно огибающих Урц-Айоцдзор-Джульфинский моноклинальные блоки Армянской мегаантеклиниали, характеризуется интенсивной складчатостью, которой подвергся палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс, имеющий здесь огромную мощность. Рассматривая здесь отмеченные синклиниории, как тип межгорных (для блоков герцинского свода) прогибов с характерными для них фациями и мощностями, мы замечаем, что общий структурный план дислокаций кулисообразно расположенных многочисленных складок имеет определенную дугообразную направленность; в Ордубадском синклиниории эти складки имеют близмеридиональное общекавказское направление, в Даралагязском синклиниории—близширотное общекавказское направление, в Приереванском синклиниории—широтное и, западнее, антикавказское направление (см. тектоническую карту Армении и прилегающих районов Малого Кавказа, составленную А. А. Габриеляном (1958, 1968). В указанной дугообразной зоне отмечаются весьма характерные и сходные друг с другом морфоструктуры—поперечные или диагональные оси синклиниориев, речные долины, между которыми располагаются останцевые столообразные водораздельные плато, перекрытые галечными покровами. Таковыми являются плато Дуз-даг, Кош, Кивраг, Дашибапши и др.—в Нахичеванской котловине; Джул-Мартiros, Агавнадзор—в Даралагязской котловине, Гелайсор, Гиланлар, Советашен—в Приереванском районе. Отмеченные останцевые галечные покровы, налагающие на денудационную поверхность дислоцированного палеогена, имеют, предположительно, апшеронский возраст (А. А. Габриелян, 1946, Н. В. Думитрашко, 1949, 1952; Б. А. Антонов, 1959; С. П. Бальян, 1952).

Отмеченная в общих чертах однотипная морфоструктура, выраженная другим морфологическими особенностями мезоформ рельефа (см. ниже), характеризует общность геологического и геоморфологического развития новейшей (позднеорогенной, по Е. Е. Милановскому) стадии развития зоны Ордубад—Даралагяз—Приереванского синклиниориев.

Несогласно наложенный на палеоген (верхний эоцен) верхнепалео-

геновый и неогеновый (олигоцен-миоцен) комплекс, имея в целом общий с предолигоценовым ярусом структурный план (А. А. Габриелян, 1958), несколько смещен к западу. Начало нового цикла осадконакопления с базальными конгломератами в основании, налагающими на денудационную поверхность верхнего эоцена и более древних пород, вплоть до моноклинальных пластов перми и карбона Айоцзорского хребта, отмечается накоплением фиолетово-красных вулканогенно-осадочных отложений—туфопесчаников, туфогравелитов, конгломератов и др. пород «абракунисской свиты».

Абракунисская свита сверху переходит сначала в туфогеннообломочные и затем известковисто-песчанистые и мергелистые слои так называемой пестроцветной свиты Нахичеванской котловины, возраст которой предположительно определяется как нижний миоцен (А. А. Габриелян, Л. К. Габуния, 1959). Нахичеванская пестроцветная свита считается стратиграфическим аналогом пестроцветной свиты моласс Приереванского района и Араратской котловины (А. Т. Асланян, 1958; А. А. Габриелян, 1950).

Описанные свиты полого погружаются под миоценовые отложения Нахичеванской мульды, расположенной между выступом Садарак—Волчьи ворота и Джульфинским выступом палеозойского фундамента.

Миоценовые отложения в Нахичеванской мульде представлены в основном нормально-осадочными перемежающимися полупресноводными и морскими фациями, имеющими, по Ш. А. Азизбекову, следующий сводный разрез (снизу вверх).

Несогласно залегающая на различных слоях от палеогена до палеозоя гипсоносно-соленосная свита имеет в своем основании известняки и мергели.

Эту свиту Ш. А. Азизбеков считает фациально-стратиграфическим аналогом свиты нижний фарс-бурдигальского и гельветского возраста*. Вероятным аналогом этой свиты считаются гипсоносно-соленосные слои Приереванского района (А. А. Габриелян) или нижние слои Октемберянской толщи Араратской котловины и, как мы предполагаем, соленосная свита Кагызманского района.

Караганский и Конский горизонты представлены шоколадно-бурыми, реже зеленовато-серыми известковыми глинами, алевролитами и песчаниками с прослойками каменной слоя. В разрезе Октемберянской депрессии выявлены стратиграфические аналоги отмеченных горизонтов. Нижний сармат представлен красно-бурыми и зеленовато-серыми песчаниками и глинами с прослойками известняков.

Выше следуют средне- и верхнесарматские слои, являющиеся стратиграфическими и фациальными аналогами слоев Араратской котловины.

* См. Внутренний Тавр и Южное вулканическое нагорье.

Критерии, устанавливающие характер погребенных структур и их новейших тектонических движений.

Миоценовые отложения в Нахичеванской котловине, имея в целом пологое залегание, образуют в ее центральной части неожиданную брахискладчатость. Брахискладки, осложненные флексурами, начинаются в долине р. Аракс и имеют сначала антикавказское, затем меридиональное, а в общем дугообразное простирание. Рассматривая положение этой полосы брахискладок в более крупном региональном плане, довольно легко увидеть их связь с описанными нами ранее концентрическими дугами моноклинальных гряд Урцко-Даралагязского крыла Армянского мегаантеклинального разломанного свода, ядро которого выведено денудацией на дневную поверхность в районах горы Аарат, Садарак, Волчы ворота—Исахран-Акгель (на СЗ границе Ирана).

Крылья свода, осложненные мелкой складчатостью второго порядка и разломами, отчетливо выражены в рельефе Урцкого и Айоцзорского хребтов моноклинально-бросовыми уступами*, круто погружающимися в Нахичеванской котловине под отложения неогена, но отображающими на поверхности рельефа котловины «гофрировкой» неогенового чехла. Флексуры в чехле отображают, очевидно, крутые уступы моноклинальных блоков, обращенные к своду мегаантеклинали. Сама складчатость в неогеновом чехле отражает характер постнеогеновых дифференциальных тектонических подвижек по плоскостям бросовых нарушений, разделяющих моноклинальные, обособленные еще в меле морфоструктуры.

Обновление бросовых нарушений в антропогене устанавливается деформациями уровней террас рр. Нахичеван, Шахбуз, Алинджа и др. Террасы указанных рек, врезанных в палеогеновые и неогеновые пласти, по данным Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонова (1959), отчетливо погружаются в центральную часть Нахичеванской котловины.

Центрально—Нахичеванская зона брахискладчатости непосредственно увязывается со второй дугообразной Урцко-Айоцзорской (Данзик-Гнишикской) «куэстой», которая, погружаясь под описанные складки в Нахичеванской котловине, снова выступает на поверхность в бассейне р. Акчай (СЗ Ирана) и, загибаясь затем к северо-западу, прослеживается по склонам Карлидагского хребта отчетливо выраженным здесь моноклинальными слоями свиты «асмари», погружающимися в котловину г. Маку.

Моноклинальные гряды выступа палеозойского фундамента в районе Джулльфинского ущелья, вероятно, являются останцами третьей куэсты, которую с некоторыми перерывами можно проследить в северо-

* См. блок-диаграмму Ааратской котловины.

западном направлении по гребневидным уступам Айоцдзорского хребта, сочленяя их с Дагнинско-Карабахским уступом, отделенным от второй—Урцской куэсты Вединским разломом и асимметричной долиной р. Шагап.

Южнее Джульфинского ущелья третья куэста продолжается по останцевым асимметричным склонам западного отрога Иранского Карадага, в которое врезано антицедентное ущелье р. Котур-чай.

Изложенные представления о положении и границах Армянского срединного массива и его роли в образовании альпийских структур, а следовательно, и основных морфоструктур, получают еще большую убедительность при анализе с описанной точки зрения структурной карты Армении и Малого Кавказа, составленной А. А. Габриеляном (1958), и материалов геоморфологических исследований Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонова (1959) (Нахичеванской котловины) и Х. Е. Назаряна (1962)—(бассейна рр. Азат—Веди).

В частности, гетерогенное сбросово-моноклинальное строение субстрата с наложенной на него неогеновой мульдой Нахичеванской котловины улавливается следующими геоморфологическими данными. Н. В. Думитрашко и Б. А. Антонов (1959) указывают, что перекрытые апшеронскими галечниками денудационные ступени—плато Дуз-даг, Кош, Кивраг, Дашибаши и др., а также высокие и древние уровни выравнивания, имея общий наклон в сторону долины р. Аракс, обнаруживают различные уклоны (деформации) поверхностей.

Судя по описанию названных авторов и составленной ими геоморфологической карте (1959), наблюдается также значительное различие в степени эрозионного расчленения предгорных плато (педиментов), подходящих почти вплотную к долине р. Аракс в Ордубадской складчатой зоне и резко отступающих в сторону Айоцдзорского хребта в зоне Нахичеванской мульды. Весьма характерные, тупые коленообразные изгибы продольных профилей рек Арпа, Нахичеван, Алинджа с асимметрично расположеными уровнями их эрозионных террас определенно намечают рост (движение) погребенных под неогеном моноклинально-сбросовых куэстовых морфоструктур, в то время как речные долины Гилян-чай, Парага-чай и др., диагонально секущие под острым углом складчатые структуры палеогеновых пород, образуют глубокие ущелья не попере, а вдоль склона наиболее высокогорного в этой области Зангезурского хребта, что намечает интенсивное погружение их базисов эрозии (Джульфинской и Ордубадской котловин), т. е. области прогиба перед третьей куэстой.

Унаследованные структуры нижнего яруса, несомненно, оказали сильное влияние на характер осадконакопления неогенового, и, частично, палеогенового чехла, выраженного резкой сменой фаций и их мощностей в зависимости от описанного плана погребенного под ними структурного рельефа.

С нашей точки зрения, детальное прослеживание брахискладчатости и особенно флексурных нарушений в неогеновых пластах может слу-

жить важным поисковым критерием на обнаружение нефти с учетом следующих предпосылок.

Нефгесодержащими пластами являются аналогичные свите фарс* гипсоносно-соленосные слои подкараганского горизонта, наибольшие мощности которых намечаются в предсбросовой ступени второй куэсты.

Нефть может располагаться в соответствующей сбросовой ловушке, которая на поверхности рельефа проектируется зоной резко выраженных флексурных изгибов неогенового чехла, ярко изображенных в морфоструктуре Нахичеванской котловины.

Арагац представляет собой громадный асим-

Массив Арагац метричный, с крутыми южными и пологими северными склонами щитовидный массив, увенчанный четырьмя вершинами, окружающими огромный ледниковый цирк, имеющий более 400 м глубину и до 4 км ширину. Слоны вершины круто спускаются к области структурного, выработанного экзарацией среднечетвертичного горно-покровного оледенения, привершинного плато со средними абсолютными отметками 2800—3200 м (Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян, 1962, 1964).

Ниже располагаются довольно пологие ступенчатые склоны с многочисленными лавовыми уступами. Привершинное плато и склоны массива расчленены многочисленными речными долинами, которые в своем среднем и нижнем течении имеют большую глубину и V-образный или каньонообразный профиль. В области верхнего течения долины имеют характерную форму трогов, заканчивающихся в водосборных чашах ступенчатыми каровыми углублениями. Главными из них являются долины рр. Гехарот, Амберт с притоком Аркашан, Гехадзор, Манташ, Дузкенд.

В нижних частях склонов, особенно южных, развито большое количество оврагов, орошаемых селевыми потоками, например, селав Мастара.

В строении массива Арагац принимает участие сложный комплекс лавовых покровов, туфобрекций и других пирокластолитов миоплиоценового и четвертичного возраста.

Сплошной покров мощной эфузивной толщи позволяет составить в известной степени предположительное суждение о структуре погребенных под лавами осадочных серий и их палеорельефе.

О генезисе этого массива имеются разные мнения. По П. И. Лебедеву (1937), Арагац представляет собой стратовулкан, извержения которого происходили в течение ряда эфузивных циклов, в ходе которых в общем изменялся состав эфузий от основного к кислому. Этого мнения придерживается значительное число исследователей:

* См. Область южного вулканического нагорья.

О. Т. Карапетян (1930), А. А. Габриелян (1948), Н. В. Думитрашко (1950), В. М. Амарян (1964) и др. А. Т. Асланян (1950) высказывает несколько иное мнение, сводящееся к тому, что Арагац представляет собой вулкан Гавайского типа. К. Н. Паффенгольц (1940) считает, что Арагац является крупной брахиантиклиналью, в ядре которой, возможно, располагается интрузия (А. Л. Рейнгард). Мы полагали, что этот щитовидный массив, испытавший тектоническое поднятие, был прорван дацитовой экструзией в вершинной зоне, вызванной омоложением глубинного разлома, проходящего по линии с. Енгиджа—Агамзали—р. Амберд—р. Манташ—с. Баяндур. Вершинная экструзия в дальнейшем превратилась в кальдеру взрыва (1949). Последующие исследования позволили нам внести некоторые корректизы в это первоначальное представление.

Теперь уже более определенно можно говорить о том, что подобно другим тектоно-вулканическим массивам Армянского нагорья (Гегамскому, Вардениссскому и др., см. ниже), Арагац сложен мощным дислоцированным комплексом эффузий вохчабердской (годерзской, бингельской и т. д.) толщи и покровными андезитами плиоцена, перекрытыми местами четвертичными лавами, имеющими периклинальное залегание (Бальян—1963, 1964).

Субстрат, на котором залегает эффузивный комплекс Арагаца, разделен зоной разлома на два обособленных структурных комплекса.

Северную половину субстрата слагают сильно дислоцированные породы в основном мелового комплекса, прорванные гранитоидными, возможно кварц-диоритовыми (см. ниже) интрузиями, на пенепленизированную поверхность которых налегают покровные андезиты. В структурном отношении эта часть субстрата Арагаца является непосредственным продолжением Цахкуняцкого хребта, представляя вместе с ним единую зону глыбового поднятия древнего консолидированного основания, продолжающуюся далее на запад, через Мараликское поднятие, к выступам мелового комплекса на Карском плоскогорье (массив Боз-Кала) и Соганлугском нагорье (массив Алахюэкбер).

Южную половину нагорья Арагац слагают мощные осадочные, гипсоносно-соленосные и молассовые толщи миоцена и перекрывающие их вулканогенные породы вохчабердской толщи, верхним членом которой являются дацитовые экструзии вершинной зоны. На сильно эродированную поверхность ее налегают четвертичные эффузивы периферических излияний массива.

Вершина Арагаца, сложенная дацитовыми экструзиями, в нижне-четвертичный период превратилась в результате взрыва в крупную кальдеру (С. П. Бальян, 1949).

Извергшиеся из кальдеры громадные массы дацитовых игнимбритов образовали опоясывающие массив Арагаца обширные туфовые

поля. Нижнечетвертичный возраст этих туфов доказывается нахождением на них палеолитических орудий мустерьского возраста (В. П. Любин, С. П. Бальян, 1954).

В четвертичный период кальдера взрыва была превращена в глубокий ледниковый цирк. В обрывистых стенах цирка вскрываются характерные стратиграфические разрезы, подтверждающие отмеченные нами предположения о глубинном строении Арагаца.

Под маломощными дацитами северной вершины обнажается серия плотных туфогенных туфопесчаников андезито-дацитового состава и белесоватых пемзово-пепловых слоев общей мощностью более 30 м. В обрыве западной вершины описанные слои перекрыты мощными плотными туфобрекчиями дацитового состава. На склонах южной вершины туфогенные пеплово-пемзовые слои обнаруживают определенную дислоцированность с падением пластов на ЮВ под углом 8—10°. Здесь же под слоистыми песчаниками обнажается гидротермально измененная толща андезитов, так называемая толща красно-желтого хребта (П. И. Лебедев). Видимая мощность ее до дна ледникового цирка достигает 200—250 м. Андезиты каолинизированы, алюницированы, пиритизированы.

В дацитах вершинной зоны Арагаца имеются микроксенолиты кварцевого диорита, что указывает на возможность наличия под эфузивной толщой Арагаца интрузии (С. П. Бальян, 1955). На дне цирка из трещин туфобрекчевой толщи выходят обильные минеральные источники с редким для высокогорной области вулканического нагорья хлоридно-натриевым составом (пробы Н. О. Бурчака-Абрамовича, С. П. Бальяна; аналитики О. Бозоян, Э. Кюрагян).

Весьма характерный химический состав указанных хлоридно-натриевых источников, в которых содержание гидрокарбонат-иона очень небольшое (третье место в анионном ряду), по мнению Н. И. Долухановой, является крайне редким явлением для вулканического нагорья Армении и свидетельствует о близости соленосной (неогеновой) толщи подэфузивного фундамента, который, как мы полагаем, расположен на южной половине Арагаца и находится здесь в сбросовом контакте с палеоген-меловым комплексом Цахкуняцкого хребта.

Ниже прилагается блок-диаграмма средней зоны Арагаца, иллюстрирующая схему тектонического строения Арагаца. См. рис. 40.

Начиная от первого уступа — ригеля трога р. Гехарот — почти до села Арагац, примерно на расстоянии 7 км, обнажается полого залегающая толща перемежающихся андезитов и туфобрекчий, в основании которой выступают долеритовые базальты, выходящие в виде карниза у подножья склона трога и прослеживающиеся почти до описанного выше ледникового цирка. Не доходя до северной вершины, они круто поднимаются над гидротермально измененной толщиной.

Дислоцированные долеритовые базальты и перекрывающие их туфобрекчии снова появляются на дневной поверхности, на этот раз на привершинной части плато Арагац, на расстоянии 1—1,5 км. СЗ оз. Кари-Лич. Они слагают едва заметную гребневидную гряду с монокли-

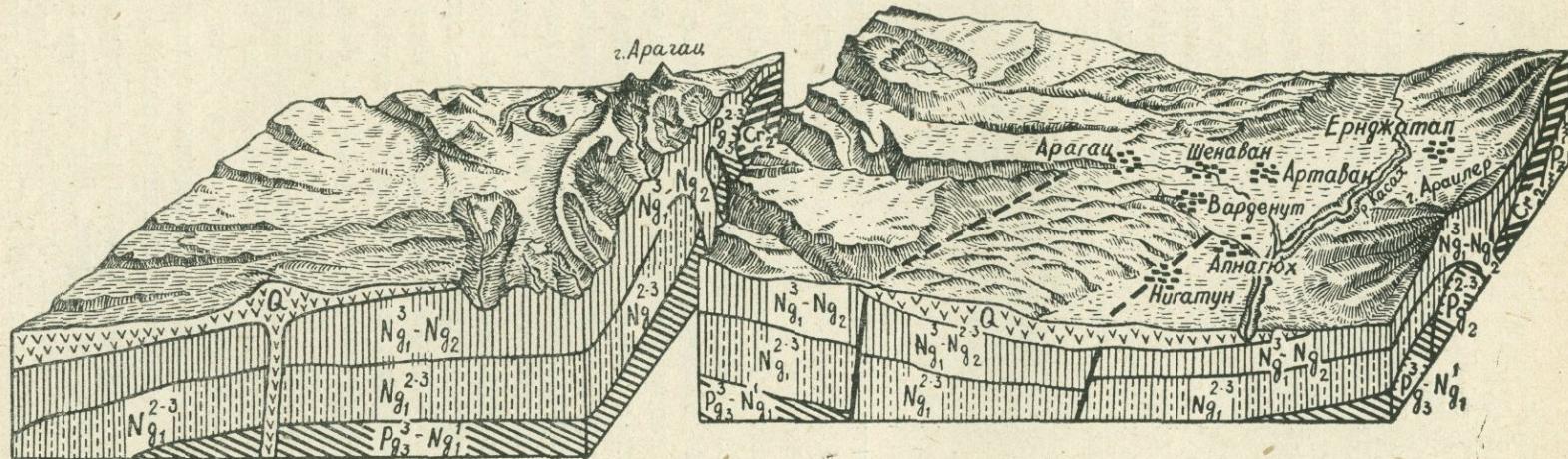


Рис. 40
Блок—диаграмма средней полоцы массива г. Арагац (с востока на запад).

иальным падением долеритов и перекрывающих их туфобрекций на ВСВ. Крутые, обрывистые уступы этой гряды обнажаются в овраге, заложенном, по-видимому, по сбросовому контакту между андезитами и указанной неогеновой толщей. Направление этой гряды примерно совпадает с линией предполагаемого нами разлома, на котором заложены долины рек Манташ и Амберд. (С. П. Бальян, 1953, 1960).

На разлом указывает также наличие в эфузивной толще в верховьях этих рек обильных минеральных источников, богатых углекислыми газами, дебит которых исчисляется сотнями л/сек., а также целый ряд шлаковых и лавовых конусов и андезито-базальтовых даек, размещенных вдоль отмеченного разлома.

На Арагаце, подобно другим тектоно-вулканическим массивам Армянского нагорья, широко развиты покровные андезиты, перекрывающие денудационную поверхность дациотово-туфобрекчевой толщи вершинной зоны Арагаца, которая представляет собой, по нашему мнению, аналог вохчабердской толщи. А. Т. Асланян (1950) в области центрального вулканического нагорья Армении отмечает изогнутый в пологие мегаскладки регионально выраженный пенеплен, совпадающий с поверхностью вохчабердской толщи и плоских водораздельных гребней Памбакского и Цахкуняцкого хребтов. По его мнению, «Вохчабердский пенеплен» в районе массива г. Арагац погребен под эфузивной толщой, примерно между горизонталами 2500—3000 м и погружается к югу под четвертичные отложения Ааратской котловины. Мы полагаем, что описанный А. Т. Асланяном пенеплен подстилает не всю эфузивную толщу Арагаца, а только верхнюю часть эфузивных покровов, представленную светло-серыми и темно-серыми, иногда черными стекловатыми, пироксеновыми андезитами, имеющими большое количество полевошпатовых вкрапленников, которая широко развита на северных склонах Арагаца и далеко за его пределами, на северных и северо-восточных склонах Памбакского и Цахкуняцкого хребтов. Отрезанные от Арагаца широкой долиной р. Касах, диагонально пересекающей складчатые структуры пород Цахкуняцкого комплекса, арагацкие андезиты на Цахкуняцком и Памбакском хребтах образуют периклинальные склоны, полого падающие к долинам рек Памбак, Мармариk и Раздан.

На Арагаце подстилающая андезиты поверхность денудации устанавливается по следующим данным:

Привершинное плато Арагаца разделено на две части хорошо выраженным пологим уступом, высотою в 150—200 м: а) собственно привершинная часть, расположенная выше горизонталей 2900—3000 м и б) периферическая часть, расположенная ниже отметок 2900—2800 м.

Привершинную часть плато и вершинную зону слагают пехштейновые (черные), стекловатые (светло-серые) и эвтакситовые (черно-красные) дациты. Здесь расположен также ряд останцевых вершин и горных кряжей: хребты Каракаркар (Карадаг), Тайчарухсар, Аркашан, Агравакар (Каракейнак) и др., созданные эрозионной и экзарационной деятельностью (Б. Л. Личков, 1932). Относительные высоты

этих кряжей—до 400—500 м, абсолютные—до 3800 м. Довольно ровные, пересчененные гребни хребтов, обычно полого падающие к северо-востоку, представляют собой остатки поверхности выравнивания, возможно, среднеплиоценового возраста, поскольку дакиты, слагающие эти кряжи, принадлежат к верхней серии вохчабердской толщи и подстилаютгибающие их потоки верхнеплиоценовых (?) андезитов. В период максимального оледенения Арагаца привершинная часть плато почти целиком была занята ледниками, которые осуществляли огромную экзарационную деятельность, выпахивая и вынося на более низко расположенную периферическую часть андезитового плато огромные массы моренного материала (Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян, 1962). Поэтому поверхность привершинной части плато почти лишена рыхлых наносов, занята обширными морями каменных россыпей-чингилов. Слоны кряжей изъедены ледниками карами. Таким образом, древняя (средне-плиоценовая) поверхность денудации, так называемый «вохчабердский пенеплен», (на котором мы подробно остановимся при описании Гегамского и Варденинского нагорий, так как в их пределах «пенеплен» имеет широкое развитие) сохранилась на Арагаце только небольшими островками на водоразделах отмеченных выше кряжей и останцевых вершин. б) Периферическая часть плато расположена ниже привершинной на отметке 2500—2800 м, а местами 3000 м. Периферическая и привершинная часть плато отделены друг от друга морфологически довольно хорошо выраженным пологим уступом. По нашему предположению, это древний эрозионный уступ, унаследованный от долавового рельефа. По Н. В. Думитрашко (1962), он отделял верхнюю, верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовую поверхность выравнивания (2800—3000 м), врезанную в верхнеплиоценовые лавы, от нижней, располагающейся в периферической части привершинного плато на абсолютных высотах 2500—2800 м. Эта поверхность наследует долавовый погребенный рельеф, выработанный в миоплиоценовых туфобрекчиях и породах субстрата и является забронированной лавами нижне-среднеплиоценовой поверхностью.

Вдоль северных и северо-восточных склонов Арагаца широкой полосой распространены периферические (несомненно, трещинные) излияния глыбовых и бугристо-шишковатых андезито-дакитовых лав. Лавовые потоки вплотную подходят к долине р. Касах, в разрезах которой отчетливо видны контакты лав с подстилающими их флювиогляциальными и озерными отложениями отмеченного выше горно-покровного среднечетвертичного оледенения.

В долине р. Касах у северного подножья Арагаца выступают небольшие останцевые холмы Сангяр и Джанги, сложенные меловыми породами Памбак-Цахкуняцкого комплекса. Южнее их, в овраге ручья Арич, на склонах Арагаца, нами обнаружены обломки известняков, указывающие на то, что где-то вблизи подстилающий андезиты меловой фундамент выходит на дневную поверхность в эрозионном врезе.

Надо полагать, что в определенной полосе под мио-плиоценовой эфузивной толщей северной половины Арагаца располагаются так-

же породы палеогенового (эоцен-олигоценового) комплекса, слагающие оторванное сбросом южное крыло Памбак-Цахкуняцкого антиклинария. Вероятно, что в этой части массива имеется не только один разлом, примерное положение которого мы предполагаем по линии речных долин Манташ-Амберд, но и другой, простирающийся по правобережью долины р. Касах, при обновлении которого произошли трещинные периферические излияния плейстоценовых андезито-дацитов. На наличие этого омоложенного разлома указывает само положение андезитовых (верхнеплиоценовых?) покровов, которые погружаются под андезито-дациты на отметках 2400—2200 м и снова выходят на поверхность на моноклинальных гребнях Цахкуняцкого хребта на отметках 2500—2400 м. На описанном участке долины р. Касах широко развиты мощные озерно-речные флювиогляциальные отложения и андезито-дацитовые лавы и туфы; весьма возможно, что слагаемые ими котловины и равнины—Кондахсаз-Мирак, Апаран, Кучак, Варденут-Еринджатап, представляют собой молодые сбросовые депрессии. Сбросами обусловлено асимметричное морфологическое строение Цахкуняцкого хребта и его отрогов в левобережье р. Касах.

Южные склоны Арагаца в отличие от северных—крутые. Поэтому в общем морфологическом профиле массив Арагац представляет собой как бы опрокинутый к югу асимметричный щит, отображающий глубокое погружение фундамента в его южной половине.

Пироксеновые андезиты, слагающие поверхность северных склонов Арагаца и Цахкуняцкого хребта на южном склоне обнажаются только в глубоком ущелье р. Амберд и перекрываются здесь мощными сериейми андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых лав четвертичного, а возможно, частично, и верхнеплиоценового возраста.

Основная часть южного склона занята продуктами излияний андезито-базальтовых лав полигенного вулкана Тириккатар (Кзыл-Зиарат).

Потоки этого вулкана, накладываясь друг на друга, образуют ряд уступов, заливая обширную территорию склонов, вплоть до района с. Диан-Арагацотн-Лернарот-Сасуник-Аван. Поверхность лавовых потоков создает очень неспокойный ландшафт перемежающихся бугров, конических холмов и котловин, характерный для глыбовых лав. В ряде мест имеются также кратеры газовых взрывов, напоминающих гарнитосы. На юго-западе простираются андезито-базальтовые лавы вулкана Қакавакар (Кзыл-лягам); они образуют волнистый увалистый рельеф и покрыты мощным чехлом аллювия и делювия, указывающего на более древний возраст этих излияний по сравнению с потоками Тириккатара.

Аналогичная картина наблюдается также на юго-востоке массива в районе левобережья р. Амберд, где развиты андезитовые лавы одной из древних серий излияний, которые выше слагают привершинное плато, а на юге перекрываются мощными туфами бюраканского типа.

На юго-восточных склонах Арагаца рельеф осложнен андези-

то-базальтовыми лавами Аштаракского потока, переслаивающимися в каньоне р. Касах с лавами вулкана Араи-лер.

Область западных склонов Арагаца морфологически аналогична юго-восточным его склонам.

Западные склоны представляют собой ландшафт плато, холмов и кряжей. Особо выделяются останцевые экструзивные конусы липарито-дацитового состава Покр-Артени, Покр-Иринд, которые, по нашему мнению, подобно липарито-дацитовой экструзии Мец-Артени, принадлежат к верхней части вохчабердской толщи. Ниже этих конусов рельеф приобретает черты полого-волнистого плато, основание которого слагают долеритовые базальты. Долериты, перекрываясь туфами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и другими эфузиями склоновых и периферических излияний Арагаца, занимают обширную зону западных, юго-западных и южных предгорных плато—Маралик—Кармрашен—Октемберян—Шамирам—Егвард, на морфоструктурном строении которых мы подробно останавливались при описании Араатской котловины.

Гегамское нагорье и окаймляющие его предгорные плато

Гегамское нагорье морфологически представляет собой выпуклый щит в плане, близкий к вытянутому овалу почти меридионального простирания. Его водораздельная зона располагается на высоте около 2800 м и представляет платообразную поверхность лавовых покровов и потоков, на которой возвышаются отдельные вулканические вершины и останцевые экструзивные купола. Гребневая зона нагорья переходит в область ступенчатых склонов, которые серией уступов спускаются к молодым бугристым лавовым полям, окружающим массив с северо-востока, севера и северо-запада.

Северная половина нагорья сложена мощными покровами преимущественно четвертичных эфузивов и слабо расчленена эрозией.

В отличие от этого, южная половина нагорья, образованная более древними вулканогенно-обломочными породами и лавами, принадлежащими вохчабердской свите, значительно изменена ледниковой экзацией и глубинной речной эрозией.

В целом склоны этого громадного овального щита имеют асимметричное строение. Слоны, обращенные к оз. Севан, имеют сравнительно пологий уклон с волнисто-увалистым рельефом. Западные склоны, обращенные к Араатской котловине, спускаются довольно отчетливыми крутыми выпуклыми ступенями.

Важнейшее значение для формирования современной морфологии нагорья имели структурно-литологические особенности субстрата эфузивного комплекса и происходившие в нем новейшие тектонические движения.

Карта морфо-литологических комплексов Гегамского нагорья и их гидрогеологических свойств

составил С.П. БАЛЬЯН

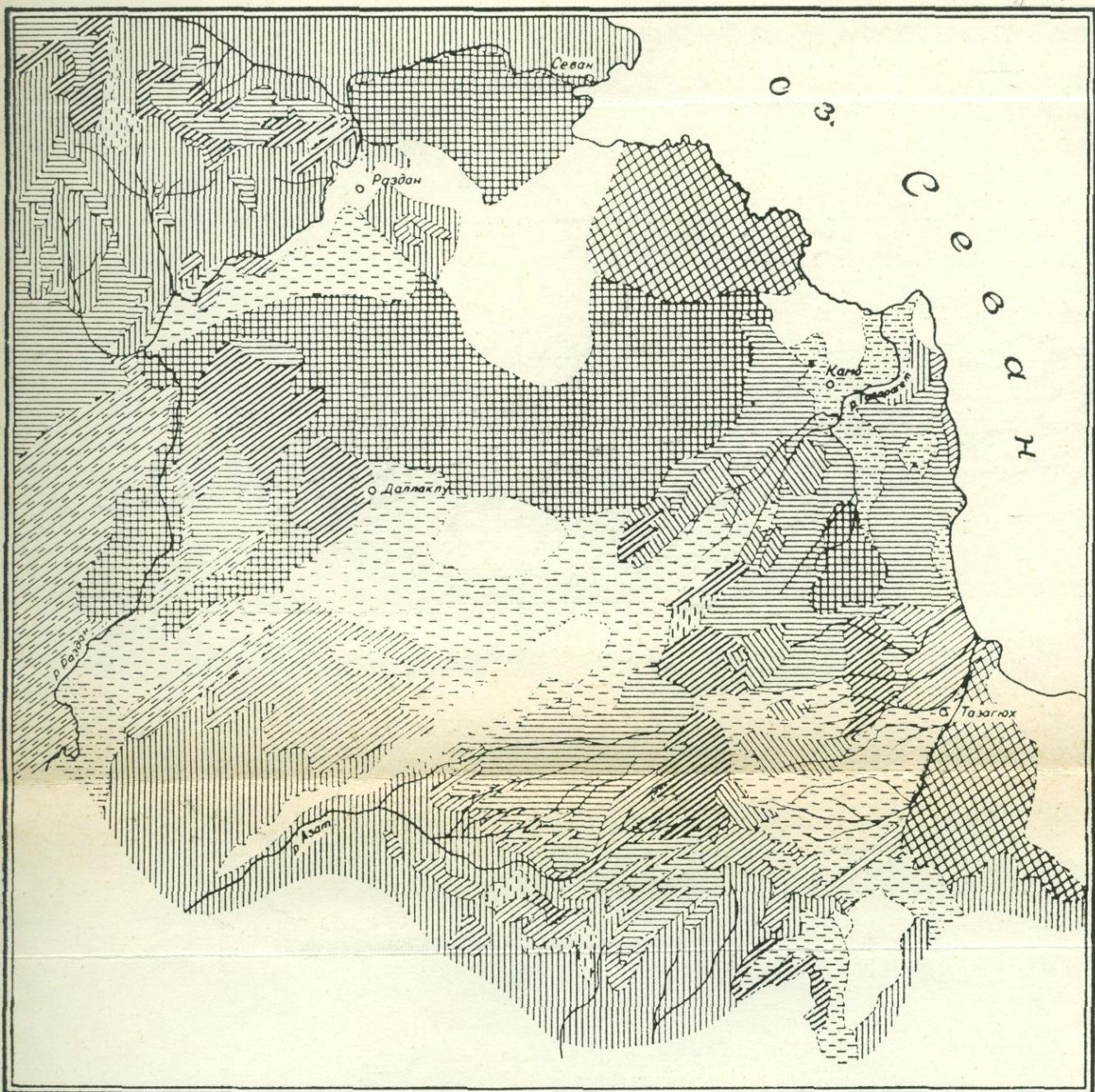


Рис. 41

Условные обозначения

Водоупорный комплекс

1. Интенсивно-дислоцированное и пенепленизированное основание, сложенное древними осадочными и вулканогенно-осадочными породами (известняки, сланцы, песчаники, порфириты, конгломераты, туфогены).

Слабоводопроницаемый комплекс

2. Слабо-дислоцированное и пенепленизированное основание нижней вулканогенной формации верхнего палеогена (в основном олигоцена), сложенное андезитами, пирокластами и перемежающимися с ними песчаниками и туфогенами.

3. Слабоводопроницаемый и водопроницаемый комплекс
4. Полого-деформированное подлавовое основание неогена, сложенное:

а) липарито-дацитами и их пирокластами андезито-дацитовыми брекчиями;

б) вулканогенно-осадочными породами (конгломераты, туфопесчаники, песчаники);

в) межформационными долеритовыми лавами.

Водонапорный комплекс

6. Покровные слабо-трещиноватые андезиты нижнесреднего плиоцена, перекрытые мощным алювием-делювием.

Сильноводопроницаемый комплекс

7. Трещиноватые андезитовые потоки нижнего плейстоцена.

8. Сильнотрещиноватые андезито-базальтовые потоки среднего плейстоцена.

9. Сильнотрещиноватые пористые андезитовые и андезито-базальтовые потоки верхнего плейстоцена.

10. Бугристо-глыбовые, интенсивно-трещиноватые андезито-базальтовые потоки верхнего плейстоцена и голоцен.

Слабоводопроницаемый комплекс наносных образований

11. Морены (валуно-галечные, супесчано-суглинистые накопления).

12. Аллювиальные, аллювио-пролювиальные, аллювиально-озерные и флювиогляциальные образования (пески, гравий, суглинки, супеси).

*Строение суб-
страта подлаво-
вого основания
Гегамского на-
горья*

О характере субстрата до последнего времени имелось только общее представление, которое сводилось к предположению о существовании Гегамского антиклинального поднятия, скрытого под мощным чехлом плиоценовых и постплиоценовых вулканических образований. В дальнейшем оно

подвергалось сводообразному тектоническому воздыманию с образованием ряда продольных и поперечных разломов и трещин, вдоль которых возникли различные эруптивные аппараты и приуроченные к ним многочисленные лавовые потоки.

За последние годы, в связи с проблемой спуска вод оз. Севан, в области нагорья и прибрежных равнин производились геоморфологические, гидрогеологические работы большого масштаба, сопровождающиеся бурением и детальной геологической съемкой.

Использование различных литолого-петрографических, гидрогеологических и геоморфологических методов позволило нам разрешить ряд вопросов прикладного значения и помимо этого уточнить существующие представления о структурно-геологическом строении подлавового фундамента Гегамского нагорья и Севанской котловины и ряд вопросов, касающихся стратиграфии неоген-четвертичных отложений (С. П. Балльян, 1958, 1964). Представленная ниже картосхема Гегамского нагорья, изображающая гидрогеологические свойства различных вулканогенно-осадочных и эфузивных покровов, основана на анализе материалов геоморфологической съемки автора в совокупности с данными всех других указанных выше видов работ. См. рис. 41.

По предположению Е. Е. Милановского (1952), под эфузивной толщей нагорья имеются два крупных кулисообразно расположенных поднятия—Ахтинское и Аргичинское, разделенные синклинальным прогибом, соединяющим Арагатский и Севанский синклиниории. Вскрытые скважинами мощные миоценовые морские и лагунно-континентальные отложения на восточных склонах и предгорьях нагорья (в районе селений Еранос-Арцвакар), а также обнажения осадочных толщ сармата в центральной части западных склонов нагорья, в долинах р. Шорджри-дзор, Мангюс, Кюлуджа, уходящих далее на восток под лавовые покровы нагорья примерно на тех гипсометрических отметках, на которых обнаруживается их выход на западных склонах, подтверждает предположение Е. Е. Милановского о существовании здесь неогенового пролива, соединившего морской водоем Арагатской котловины с бассейном Большого Севана. По нашему мнению, в структурном плане этот пролив расположен не на месте **синклинального прогиба**, как указывает Е. Е. Милановский, между Ахтинскими и Аргичинскими антиклинальными поднятиями, а по всей вероятности, в выработанной эрозией сбросовой мульде.

Попытаемся обосновать это предположение. Как было отмечено, северная и южная части Гегамского нагорья по генезису и морфоструктурным особенностям четко отличаются друг от друга.

Северная половина нагорья, расположенная в зоне Ахтинского

поднятия, до перекрытия лавовыми покровами представляла собой почти равнину, которая была значительно расчленена глубинной эрозией. Северная часть нагорья в целом полого выпуклый лавовый щит, который в центре возвышается в среднем до 2300 м. Отдельные вершины-вулканы поднимаются над ним до 2400—2500 м. Пологая поверхность лав, образующих платообразное основание вулканов, имеет средний наклон склонов к западу и востоку на 3—4°. Она сложена интенсивно трещиноватыми бугристо-глыбовыми лавами четвертичных вулканических конусов Ератумбер (на востоке), Менаксар и др. (на севере), прекрасно сохранивших первичные формы вулканических аппаратов—кратеры, баракосы, накопления бомб, ляпиллей, шлаков, пеплов и т. д. Средняя мощность четвертичных лав, по данным скважин и анализа морфологии лавовых потоков, не превышает 300 м, так как в прибрежных районах озера на глубинах 150—200 м, т. е. на абр. отметках около 1800 м вскрыта древняя серия андезитов, которые встречаются на аналогичных гипсометрических отметках в бассейне среднего и верхнего течений р. Раздан. В пределах Ахтинского поднятия андезиты отсутствуют и верхнечетвертичные андезито-базальтовые глыбовые лавы покрывают сравнительно тонким плащом древние интенсивно дислоцированные осадочные породы Цахкуник-Памбакского комплекса, представленные кристаллическими окварцованными породами и известняками мела и прорывающими их гранитоидными интрузиями, выступающими на дневную поверхность на отметках около 2000 м. На резко срезанную денудационную поверхность этих пород налегают туфогенно-мергелистые, перемежающиеся с конгломератами отложения, содержащие характерную фауну меотиса (данные С. Мартиросяна, определения И. Я. Яцко). Эти породы являются фациально-стратиграфическим аналогом так называемой «белесоватой свиты Приереванского района» (см. ниже).

В районе Ахтинского поднятия эти породы нарушены сбросами и наклонены на СВВ под углом 20—30°.

Отметим, что описанная серия меотических пород в районе гор. Раздан на отм. 1850—1900 м несогласно перекрывает отложения мелкообломочных конгломератов, песчаников, известковистых песчаников с прослойями ракушечников модиол, которые, по данным К. Н. Паффенгольца, имеют конкский возраст. Выклинивание сарматских отложений в районе Ахтинско-Разданского поднятия указывает на обособленное развитие разнородных структурных комплексов северной и южной половин Гегамского нагорья еще с нижнего миоцена.

Сопоставляя приведенные высоты долавовой денудационной поверхности на различных участках северной половины Гегамского нагорья и прилегающих районов предгорных плато, колеблющихся между отметками 1800—2000—2100 м, мы полагаем, что долавовый рельеф первоначально представлял собой наклонную равнину, соединявшую береговую зону оз. Севан с долиной среднего течения р. Раздан. Однако эта равнина до излияния лав была расчленена эрозионными долина-

ми, вследствие чего мощность лавовой толщи колеблется в значительных пределах.

Древние речные долины по отношению к структурам имели продольное направление. В образовании их значительная роль принадлежала дизъюнктивным нарушениям, осложняющим описанное выше Ахтинско-Разданское поднятие. Сбросовые нарушения фиксируются не только в обнажающемся субстрате поднятия. Они прослеживаются и под лавами Ераблурского плато в виде приуроченной к ним цепочки вулканических конусов. Далее на юго-востоке сбросы отчетливо отражаются в морфологии рельефа в зоне ступенчатой Сарухан-Гегаркунийской депрессии. По нашему представлению, сбросовые нарушения способствовали развитию долавовой речной сети, соединившей котловину озера с областью верхнего течения р. Раздан. Долины эти были разделены асимметричными водоразделами куэстового типа, которые затем были залиты лавами. Западные и юго-западные склоны долин, сложенные из древних пород мела и палеогена, отличаются большой крутизной, а восточные—северо-восточные склоны, обращенные к озеру, представлены полого падающими породами плиоцена (так называемой сарикаинской свиты), которые, заключая в себе водоносные слои галечников, сохраняют непосредственную связь с водными массивами озера, вследствие чего описанные долины служат путями глубокого, подлавового дренажа вод озера в долину р. Палеораздан, также погребенную под лавами и новейшими осадками (С. П. Бальян, П. С. Бошнагян, 1964).

Мы предполагаем, что подлавовый водораздел северной части Гегамского нагорья не совпадает в плане с современным водоразделом поверхности рельефа. Он расположен значительно восточнее по отношению к современному и имеет северо-западное-юго-восточное простижение, образующее косой угол с линией современного водораздела, сложенного четвертичными лавовыми покровами.

Погребенный под лавами водораздел приурочен к моноклинальному гребню самой высокой куэсты, который в той или иной степени отображается на поверхности рельефа по линии вулканических конусов района Менаксар (Богу-даг)—Ахтинское поднятие—Ератумберская цепь вулканов, вплоть до Саруханской депрессии.

Таким образом, основная часть северной половины Гегамского нагорья, занятая новейшими покровами и потоками лав, принадлежит бассейну р. Палеораздан. Глубоко инфильтрующиеся воды, проходящие через сильно трещиноватые глыбовые лавы этой бессточной области, питают в основном родниковые воды, выходящие в каньоне р. Раздан, или же продолжают свой путь по древней долине вдоль западного склона нагорья.

Отметим, что эти представления в дальнейшем подтвердились геофизическими (электроразведочными) работами. Таким образом, следует подчеркнуть, что применение геоморфологических методов исследований для выяснения морфологии погребенного под лавами рельефа и структур на различных участках вулканического нагорья Армении

является наиболее важным звеном в комплексных исследованиях. Достоверность полученных результатов подтверждается геофизическими и буровыми работами, что было доказано на примере Арагаца, Гегамского и Варденисского нагорий (С. П. Бальян, 1962—1965).

Южная половина Гегамского нагорья обладает сложным геологическим и геоморфологическим строением. Это наиболее высокая и расчлененная часть нагорья, где помимо лавовых потоков и покровов на дневную поверхность выступают также древние (палеоген-неогеновые) вулканогенно-осадочные породы. В области верховьев р. Гри-дзор отмечаются выходы гидротермально измененных, оруденелых, зараженных свалеритом, галенитом, молибденитом андезитов, порфиритов и их туфов, аналогичные породам так называемых амулсарской и варденисской свит, олигоценовый возраст которых обосновывается фаунистически (см. Варденисское нагорье).

Эти породы дислоцированы, разбиты сбросами и круто падают на северо-восток, несогласно перекрываясь туфобрекциями и лавовыми брекциями, которые слагают останцевые возвышенности водораздельной зоны нагорья—Гечикая и другие безымянные сильно эродированные пики и вершины. В разрезе верховья р. Гриззор туфобрекции подстилаются долеритовыми базальтами, которые выступают карнизом вдоль русла реки. На склонах нагорья отмеченные вулканогенные отложения погружаются под трахиандезитовый покров, а затем снова выступают у его подножья, в районе побережья оз. Севан, где они вскоре скрываются под отложениями сарикаинской свиты.

Аналогичный стратиграфический разрез повторяется несколько южнее около села Еранос, где под туфобрекциями и липарито-дацитовыми эфузиями расположены белесоватые пеплово-туфогенные слои и сарматские глины большой мощности.

Аналогичный разрез осадочных и вулканогенно-обломочных толщ наблюдается также и на западном склоне нагорья. Здесь от вершин Спитаксар и Гехасар, сложенных липаритами и обсидианами, почти в широтном направлении проходит Вохчабердский хребет, сложенный мощными вулканогенно-пролювиальными (возможно, частью флювиогляциальными?) отложениями.

В обрывистых уступах этой толщи на большом протяжении, начиная от с. Вохчаберд—Мангюс до монастыря Гегард, выступают четко выраженные слои так называемой «белесоватой свиты» (А. А. Габриелян, 1964), которые с резким угловым и азимутальным несогласием налегают на олигоценовые песчаники, образующие крутую антиклинальную складку (Шорахбюрскую антиклиналь) северо-восточного профиля. В обрывах Вохчабердского хребта четко прослеживается несогласное налегание подошвы белесоватой свиты на пестроцветные молассовые серии верхнего олигоцена—нижнего миоцена и гипсоносно-соленосные мергелистые слои нижнего-среднего миоцена и, наконец, на сарматские отложения мергелей и глин. Резкое угловое и азимутальное несогласие между «белесоватой свитой» и сарматом особенно

четко выражено в разрезе Шорджри-дзор у развалин селения Мангюс (Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян, 1952).

Подстилающие белесоватую свиту отложения, начиная от олигоцена до сармата включительно, хотя и разделены угловыми несогласиями, дислоцированы, однако, в едином структурном плане.

Белесоватая свита и перекрывающие ее туфобрекции и другие вулканические образования вохчабердской свиты прослеживаются на обширных территориях Армянской ССР. Эта свита с глубоким денудационным срезом, выраженным региональной поверхностью планации предмеотического возраста, залегает на отложениях самого различного возраста, начиная от палеозоя до верхнего сармата включительно (А. Т. Асланян, 1950, 1958).

Так например, в области верховья р. Аргичи белесоватые туфогены налегают на палеозойские известняки и кварциты, в бассейне р. Веди—на меловые отложения (сенон-турон), в бассейне р. Азат—на средний и верхний эоцен, в Шорахбюрской долине—на олигоцен-миоцен и т. д.

К низам белесоватой свиты приурочены внутриформационные покровы мандельштейновых базальтов, выступающие карнизами в обрывах Вохчабердского хребта в долине р. Шорахбюр.

Покровы мандельштейновых базальтов в долине Шорджри-дзор, на СЗ склонах Вохчабердского хребта, совместно с подстилающими их слоями белесоватой свиты, разорваны сбросовым нарушением.

Белесоватая свита кверху согласно переходит в вулканогенно-обломочные образования, перемежающиеся с пролювиальными и другими континентальными осадочными накоплениями вохчабердской свиты.

Генезису, возрасту и стратиграфическому положению этих толщ посвящено много работ К. Н. Паффенгольца (1938—1948), А. А. Габриеляна (1947—1964), А. Т. Асланяна (1949—1958), Н. В. Думитрашко и С. П. Бальяна (1952) и других.

В определении возраста вохчабердской вулканогенной толщи, как и в отношении годерской свиты, имеются значительные разногласия.

В настоящее время наиболее вероятным возрастом этой толщи можно считать меотис-понт, что подтверждается прямыми данными фауны и флоры, обнаруженными в различных осадочно-континентальных слоях этой толщи, а также регионально-геологическими данными, прежде всего, несогласным залеганием ее на значительно срезанной денудацией поверхности отложений верхнего сармата.

Спорным остается вопрос о взаимоотношениях долеритовых базальтов с описанной выше толщей. По данным К. Н. Паффенгольца, долериты, как и мандельштейновые базальты, располагаются внутри описанной толщи. Другие исследователи (А. А. Габриелян, А. Т. Асланян и др.) считают, что долеритовые покровные базальты имеют верхнеплиоценовый возраст и с резким несогласием залегают на эродированной поверхности вохчабердской свиты. Такое мнение разделялось также и

автором, однако накопленный к настоящему времени материал позволяет пересмотреть эту точку зрения.

Вопрос этот будет разобран в дальнейшем подробнее по той причине, что долеритовые лавы на вулканическом нагорье являются важнейшим элементом покровных денудационных морфоструктур, с которыми тесно связаны другие тектоно-вулканические денудационные и наложенные на них вулканические аккумулятивные типы рельефа.

Наиболее важным узлом в разрешении этого спорного вопроса является Приереванский район—западные склоны и предгорья Гегамского нагорья.

Долеритовые базальты сплошным карнизов прослеживаются вдоль обрывистых склонов Джрвежского ущелья, вплоть до г. Ереван. В обнажениях Джрвежского обрыва выступают гипсонасные отложения миоцена и несогласно покрывающие их плотные туфобрекции и конгломераты вохчабердской толщи.

По этому обрыву близширотного профиля прослеживается сбросовое нарушение, которое на востоке за развалинами с. Мангюс-Кюлуджа, в средней части склонов Гегамского нагорья уходит под покровы четвертичных андезито-базальтов вулкана Аждаак. Нарушение имеет сбросово-надвиговый характер. По этому разлому вохчабердская толща в зоне одноименного хребта надвинута на Егвард-Котайкскую грабеноподобную депрессию.

Вохчабердская толща, имеющая в общем почти горизонтальное залегание, в зоне этого разлома нарушена и приобрела падение на СЗ от 30° до 50°. Значительному нарушению от 10 до 20° подверглись также долеритовые базальты.

На Джрвежском обрыве на долеритовых базальтах располагаются конгломераты, перемежающиеся с глинами и мергелями, которые ряд исследователей ошибочно считают остатком бывших террасовых накоплений.

Из послойного разреза этого обнажения С. Бубикяном и нами было взято 11 образцов глин, мергелей, песчаников, из которых 5 содержали микроорганизмы *Ciprideis sarmatica* (Zalani), песчанистые фораминиферы *Miliolidae*, кости рыб и других минерализованных фораминифер.

Описанные наддолеритовые отложения, непрерывно прослеживающиеся на восток на расстоянии 500—600 м, переходят в мощные отложения вохчабердской толщи (выс. 1521,8). В овраге, врезанном в склон небольшой возвышенности, под отмеченными выше отложениями снова выходят долеритовые лавы.

Отложения вохчабердской толщи, сохранившись отдельными останцевыми холмами на базальтовых покровах вдоль Джрвежского обрыва, начинаются близ г. Еревана и доходят вплоть до села Вохчаберд. В частности, можно отчетливо проследить погружение покровов долеритовых лав под отложения вохчабердской свиты на участке между Хачасар и селом Дзорахбюр. Это наблюдается здесь во многих оврагах, про-

резывающих вохчабердскую толщу и часть подстилающих ее долеритовых базальтов.

Аналогичные взаимоотношения покровов долеритовых базальтов с вулканогенно-обломочной вохчабердской толщей четко вырисовываются в обрывах ущелий и оврагов многих притоков бассейна р. Азат, глубоко врезанных в юго-западные склоны Гегамского нагорья, например, в верховье правого притока р. Милли и у развалин сел Гиланлар и у крепости Каладаби в долине р. Милли. Характерный разрез, отмечающий описанные выше стратиграфические взаимоотношения, наблюдается в бассейне верховья р. Веди, где, по данным В. А. Аветисяна, дислоцированные долеритовые лавы перекрываются мощными (около 500 м) слоями вохчабердской толщи.

Переслаивание туфогенов вохчабердской толщи с долеритовыми базальтами отмечается в буровых скважинах, заложенных в гор. Ереване (данные М. Месропяна), а также на восточных склонах и предгорьях Гегамского нагорья (см. Севанская котловина).

Исследование описанных выше разрезов указывает, что покровы долеритов приурочены скорее всего к низам вохчабердской толщи, составляя, очевидно, одно из проявлений единого цикла эфузивного вулканизма, к которому приурочены также излияния мандельштейновых базальтов.

Другой особенностью вохчабердской толщи, имеющей важное значение в характеристике морфоструктуры Гегамского нагорья и подобных ему тектоно-вулканических массивов, является фациальное замещение верхов вулканогенно-обломочной толщи—рыхлых туфобрекций—лавовыми брекчиями и экструзивными образованиями обсидианов, липаритов, развитыми в высокогорной части нагорья и слагающими вершины Спитаксар и Гехасар. Отмеченный фациальный взаимоперевод наглядно вырисовывается в продольном разрезе глубокой троговой долины и каровых впадин в верховьях р. Деве-Гюзи, врезанных в массив Гехасар.

Замещение липаритов и обсидианов туфобрекциями вохчабердской толщи отмечается также на западных склонах Гегамского нагорья в районе экструзивных вулканов Атис, Гутансар, а также на предгорных плато, в разрезах каньона р. Раздан и ее притоков—Джрабердского, Аргелского оврагов.

Вулканогенно-осадочная толща Вохчабердского хребта в собственном Гегамском нагорье в значительной части скрыта под панцирем плиоцен-четвертичных лавовых покровов и потоков.

В южной части нагорья развиты наиболее древние горизонты эфузивного покрова. Они представлены трахиандезитами, занимающими обширные площади водораздельного плато и его восточных склонов. Трахиандезиты в своем пространственном развитии связаны с вулканогенно-осадочными породами вохчабердской толщи. Однако между ними имеется значительное эрозионное, а возможно, и тектоническое несогласие. Трахиандезитовые покровы на склонах нагорья налегают на древнюю денудационную поверхность, срезающую различные слои стра-

тиграфического разреза вохчабердской и белесоватой свит. Поверхность планации вскрывается во многих речных долинах, оврагах, расчленяющих склоны хребта в долинах рр. Гри-дзор, Ацарат, Гелои-дзор, Дзорхбюр, Еранос и др.

Важной морфоструктурной особенностью андезитовых покровов, в отличие от четвертичных, является их дислоцированность совместно с подстилающим их комплексом вулканических и осадочных пород меотис-понтического возраста («белесоватая», вохчабердская свита). Однако степень дислоцированности андезитов сравнительно меньше, чем предыдущих серий.

На ряде участков трахиандезитовые покровы подверглись значительным дизъюнктивным нарушениям (западная береговая зона оз. Севан, Сарухан-Гегаркунийская депрессия, верховье Гри-дзор и т. д.).

Четвертичные лавы слабо денудированы и сохраняют первичные морфологические черты покровов и потоков.

Характерные для склонов нагорья широкие ступени пологих плато, разделенные уступами в пределах развития четвертичных лав, представляют собой бронированные поверхности древних деформированных предгорных денудационных ступеней.

Древнечетвертичные покровные андезито-базальты и базальты выходят на дневную поверхность в основном на южной половине нагорья, а к северу погружаются под более молодые потоки, которые, накладываясь друг на друга, создают сложный извилистый волнисто-ступенчатый рельеф, на этот раз, первичных лавовых накоплений. Созданные ими уступы в плане не совпадают с отмеченными выше бронированными унаследованными уступами.

По данным буровых скважин, заложенных вдоль восточных и северных склонов Гегамского нагорья, а также на основе морфологического оконтуривания различных по типу лавовых потоков с использованием материалов аэрофотосъемок (С. Мартиросян) можно заключить, что средне-верхнечетвертичные лавовые покровы и потоки наложены друг на друга в общей стратиграфической последовательности с юга на север. Мощность и число лавовых потоков в указанном направлении увеличиваются.

Указанная стратиграфическая последовательность и площадное развитие разновозрастных эфузий также в некоторой степени намечают гетерогенное строение нагорья и дифференцированный характер тектонических поднятий различных структурно-геологических комплексов.

В разрезах скважин, пробуренных в прибрежной части озера и в обнажениях склонов долины Гридзор и др. пунктах, вскрываются межлавовые горизонты обожженных глинистых слоев аллювиально-делювиального покрова, мощность которых изменчива в зависимости от длительности перерыва между излияниями лав и интенсивности эрозионно-денудационных процессов. Наиболее мощные и выдержаные межлавовые слои древнего делювия-эллювия («литомарг») приурочены к серии древних покровов волнистых лав.

В комплексе Ератумберского плато слои «литомарг» имеют относи-

тельно ограниченное развитие, так как перерывы между их излияниями были значительно короче и условия денудации рельефа значительно более неблагоприятными, ввиду структурных особенностей глыбовой трещиноватой лавы. Следует подчеркнуть, что аналогичные условия и стратиграфическая последовательность наблюдаются и на других вулканических нагорьях Армении (Арагац, Варденисское, Сюникское нагорье и т. д.), что свидетельствует об общности циклов пароксизмов антропогенного вулканизма, а также одновременности этапов развития эрозионно-денудационных процессов и неотектонических поднятий.

Описанная морфология и стратиграфические условия залегания лавовых потоков и покровов обуславливают гидрогеологические особенности Гегамского нагорья.

Наиболее низкий горизонт подземных вод *Подлавовые уровни денудации и их гидрогеология* приурочен к поверхности денудации, срезающей слои вохчабердской свиты и более древних пород. В общем его можно назвать подандезитовым водоснабжающим горизонтом.

В области развития четвертичных лавовых покровов и потоков горизонты подземных вод приурочены к межлавовым кальматированным слоям «литомарге». Значительная часть этих вод дренируется в эрозионных врезах этажно расположенными горизонтами родников. Некоторая часть подземных водотоков питает артезианские воды Севанской котловины (см. Варденисское нагорье). С этой точки зрения выяснение условий залегания погребенных под эффузивами уровняй денудации и древнего рельефа приобретает важное прикладное значение.

В Гегамском нагорье, кроме отмеченного выше подлавового уровня денудации, улавливаются и более древние «ископаемые» уровни, вскрытые глубокими речными долинами на южной половине нагорья.

Эти уровни подверглись деформациям совместно с перекрывающими их слоями неогена.

Наиболее древний уровень несогласия (денудации), образованный, вероятно, главным образом континентальной денудацией, выделяется между интенсивно дислоцированным комплексом эоцена и полого дислоцированным вулканогенным олигоценом. Этот уровень хорошо фиксируется в глубоких долинах притоков рр. Азат и Веди, не только петрографическими и литофациальными различиями пород, но также гидрогеологическими показателями.

В описанной зоне на отметках 2000—2200 м прослеживаются выходы родников на склонах Гегамского и Варденисского нагорий. Эти родники, хотя и малодебитны, в силу слабоводопроницаемых свойств олигоцен-миоценовых вулканогенных толщ, однако отмечаются необычным для подобного типа постоянством их режима.*

Этот уровень в других районах Гегамского нагорья, за исключением взбросового (?) уступа в верховьях р. Гриձор, глубоко погружен под неоген-антропогеновой толщей. В северной половине нагорья вулканогенный олигоцен отсутствует. Мы полагаем, что в зоне Раздан-

* См. Варденисское нагорье.

Ахтинского поднятия описанный уровень непосредственно подстилает трансгрессивные слои конкского горизонта или новейшие эфузивные покровы и потоки.

Следующий по возрасту уровень предмеотического возраста имеет более широкое развитие и фиксируется региональным несогласным налеганием вулканогенно-осадочных свит (вохчабердской и белесовой) на все предыдущие формации, до сармата включительно.

В пределах Гегамского нагорья этот уровень, подобно предыдущему, является погребенным и обнажается лишь в эрозионных врезах Гегамского нагорья на отметках 1650—1700 м в обрыве Вохчабердского хребта, 2750—2800 м в верховье р. Аргичи (гора Гндасар), 2800—1900 м у мыса Сарикая—с. Норатус, 2000 м и у с. Верин Ахта, 1800 м у с. Каҳси, 1500—1400 м в долине среднего течения р. Раздан на участке Нурунус, Аргел. В зоне предгорных плато Ааратской котловины этот уровень глубоко погружается под лавы и отложения вохчабердской толщи*.

Описанный уровень в общем подвергся эпейрогеническим деформациям и во многих местах оборван сбросами.

Резким колебаниям подвергся также следующий по возрасту региональный уровень денудации, срезающий вохчабердскую толщу, которая выходит на дневную поверхность на ряде участков южной половины привершинного плато Гегамского нагорья и получает более широкое развитие в предгорьях последнего.

Уровень этот, по нашим данным (С. П. Бальян, 1962), имеет среднекаплиоценовый возраст**.

Современная гетерогенная структура Гегамского нагорья и окаймляющих его плато достаточно четко устанавливается характером деформаций описанной денудационной поверхности.

В наиболее приподнятой гребневой зоне южной половины нагорья этот уровень располагается на отметках 3000—3200 м и представлен разрозненными островками слабо дислоцированной «первичной» поверхности вохчабердской толщи. Останцы этого уровня имеются также на южной окраине нагорья в районе вершин Архашен и Гндасар, на отметках 2800—3000 м. К востоку уровень погружается под маломощные покровы четвертичных лав и затем снова выходит на дневную поверхность в районе Айоцдзорского перевала, сливаясь с более древним уровнем денудации, расположенным на отметках 2500—2400 м.

На склонах Гегамского нагорья описанный уровень денудации леформирован и забронирован эфузивными покровами. На восточных склонах в районе сс. Дзорагюх-Еранос этот уровень выходит на поверхность на отметках 2100—2200 м, представляя собой довольно широкое столоидное плато, обрывающееся крупным сбросовым уступом меридионального профиля.

В разрезе обрывистого уступа обнажаются туфобрекции, туффиты, конгломераты вохчабердской свиты.

* См. Ааратскую котловину.

** См. Варденисское нагорье.

Примерно на такой же высоте 2000—2150 м располагается уровень водораздельного плато Вожчабердского хребта, в западной части Гегамского нагорья.

Вожчабердский хребет представляет собой горстоподобный останец широтного простирания. Он ограничен крупными обрывистыми сбросовыми уступами, в которых обнажаются слои вожчабердской и белесоватой свит с видимой мощностью более 600 м.

На западном склоне Гегамского нагорья расположен крупный экструзивный вулкан Атис, сложенный липаритами, обсидианами, андезито-дацитами и их пирокластолитами. На отметках 2000—2100 м толща Атиса срезана широкой поверхностью денудации, которая является северным продолжением вожчабердского пенеплена, так как экструзивная толща Атиса во многих разрезах глубоких оврагов, врезанных в склоны Атиса и предгорных плато бассейна среднего течения р. Раздан, обнаруживает фациальный взаимопереход с отложениями вожчабердской свиты.

Между Атисом и Вожчабердским хребтом расположено Котайкское плато, которое представляет собой типичный ступенчатый грабен-рифт, перекрытый четвертичными лавами и аллювиально-озерными отложениями долины р. Гедар.

Сбросы, ограничивающие грабен с обеих сторон, четко вырисовываются морфологическими ступенями (см. блок-диаграмму, рис. 39).

Исследование многочисленных обнажений вожчабердской толщи на западных предгорьях плато, от г. Раздана до г. Еревана, привели нас к заключению, что вожчабердский «пенеплен» на разных участках Гегамского нагорья и его предгорий срезает различные слои вожчабердской толщи, начиная от долеритовых базальтов, приуроченных к низам этой толщи, до липаритовых экструзий, приуроченных, вероятно, к северным.

Интенсивность денудации зависела от характера дифференциальных движений раздробленных сбросами блоков.

Попытаемся проследить положение погребенного под лавами уровня денудации и погребенного до лавового рельефа вообще.

Кроме морфологических особенностей, важнейшие критерии для определения условий залегания фундамента дает гидрогеология.

Вожчабердская толща слагает водоупорное ложе подземного стока глубоко фильтрующихся вод, которые, успевая проникнуть через всю трещиноватую эфузивную толщу нагорья и затем, следуя по поверхности древнего рельефа, распределяются между двумя бассейнами—Севанской и Ааратской котловин.

Прослеживая поперечный профиль Гегамского нагорья, проведенный через с. Вожчаберд—вершины Спитаксар—Гехасар и сс. Дзорагюх—Еранос, мы видим, что во всех эрозионных долинах, вскрывающих контакт вожчабердской толщи и перекрывающих ее эфузивов, выходы каких-либо значительных родников с более или менее постоянным режимом отсутствуют. Мы предполагаем, что в этой зоне нагорья простирается погребенная под лавами водораздельная гряда древне-

го структурного, частично денудированного рельефа. Подземные воды, следуя по уклону рельефа, концентрируются в осложненных сбросами структурных понижениях, расположенных по северному и южному бортам приподнявшейся Вохчаберд-Спитаксар-Ераносской глыбы—горстоподобного (?) поднятия. Действительно, в эрозионных врезах структурно-эрэзионных понижений, где вохчабердская толща и срезающий ее «пенеплен» располагаются значительно ниже, чем на разделяющем их горстоподобном водоразделе, находятся выходы мощных групп родников.

В южной зоне родниками питаются многочисленные притоки р. Азат, проходящие через села Гохт, Гарни, Гиланлар и др. В северной зоне отмечаются выходы мощных родников Карасунакской (Кырхбулахской) группы, снабжающие г. Ереван питьевой водой.

В последние годы в районе Карасунаки-Акункской группы родников были проведены буровые работы в целях увеличения их дебита путем глубокого каптажа. Изучая материалы бурения, в совокупности с палеоморфологическим анализом, мы пришли к заключению, что выходы группы родников Карасунаки-Акунк приурочены к древней речной долине, водосборный бассейн которой имеет весьма широкую разветвленную сеть, располагаясь на денудационной деформированной поверхности, представляющей собой литоскульптурное плато водоупорного основания вохчабердской свиты. На более низкой ступени вблизи выходов родников дно долины проложено уже по поверхности долеритовых лав.

Общие контуры этой древней долины хорошо улавливаются по поперечному профилю, проведенному через Атис-Вохчабердский хребет (см. блок-диаграмму).

По обоим бортам сбросовой долины выделяются останцевые возвышенности древнего рельефа. Это высокие продолговатые вытянутые плато, срезающие экструзии г. Атис с севера и туфобрекции вохчабердской толщи столоидного плато Безаклю с юга. Примечательно, что у подножья г. Атис обнажаются долеритовые лавы, которые, огибая его склоны, простираются далее на север вдоль дороги Елгован-Капутан. Здесь они отчетливо дислоцированы.

Выходы долеритов отмечаются также у подножья останцевого плато типа меза—Безаклю, сложенного вохчабердской свитой.

В центральной части депрессии в зоне выходов родников долериты встречены скважинами на глубине 100 и более метров. Морфологически описанная древняя долина составляет восточное продолжение Котайкского ступенчатого грабена, который, постепенно сужаясь, выклинивается где-то в средней части склона Гегамского нагорья, недалеко от с. Севаберд (Далаклу).

Выходы Карасунакских источников приурочены к контакту андезито-базальтовых четвертичных лав и подстилающей их денудационной поверхности вохчабердской свиты (туфобрекций) и долеритовых лав. Однако в последующем подлавовый водоток был подпружен излияниями лав Кызыл-Зиаретского потока, имеющим среднечетвертичный воз-

раст, судя по тому, что последние перекрыты моренами древнего оледенения Гегамского нагорья.

Лавовый поток, встретив древний выступ андезитов у с. Раздан, разделился в концевой части на два языка—Акункский и Зар-Гямрэзский. Подземные воды, встречая теперь лавовую подпруду, вследствие гидростатического напора просачиваются в трещины вышележащих лав, выходят на дневную поверхность более широким фронтом в виде напорных трещинных вод. Некоторая часть позднемных вод, проходя по древнему водоупорному ложу, питает глубоко залегающие горизонты подземных вод и выходит в глубоком врезе каньона р. Раздан в окрестностях Еревана.

Таковы, на наш взгляд, генезис и история формирования мощного Карасунакского подлавового водотока. Увеличения дебита этой группы родников возможно добиться только путем глубокого дренажа подземной галереи, перехватив водоток на более высоких отметках. Попытка глубокого кантажа в зоне современного выхода родников чревата риском потери большого количества воды вследствие распыления естественно концентрированного водотока в трещины перекрывающего покрова, а бурение—опасностью ухода вод в глубокие горизонты.

Четвертичные лавовые покровы и потоки, накладываясь друг на друга, по мере эпейрогенического поднятия погребенных под ними разнородных структур создали в общей сложности морфологию овального свода Гегамского нагорья или ровных, увалистых и бугристо-глыбовых плато на его предгорьях. Последовательность излияний различных потоков была описана нами в общих чертах. Приведенная картосхема Гегамского нагорья иллюстрирует эту картину (см. рис. 41).

Помимо гидрологических свойств различных морфологических типов лав (глыбовая, волнистая, шишковато-буристая и пр.) для отбивания их контуров были использованы материалы геологической съемки (С. Мартиросян). Наконец, важными критериями для их стратиграфического и возрастного расчленения служат сохранившиеся на Гегамском нагорье следы двух-трехкратных оледенений. В ряде случаев четвертичные лавы прослаиваются моренами или флювиогляциальными отложениями разновозрастных и разнотипных оледенений. В северной части Гегамского нагорья и Ераблурского плато следы оледенения отсутствуют. Мы полагаем, что часть морен и флювиогляциальных отложений среднечетвертичного горно-покровного оледенения перекрыта лавами Ераблурского комплекса. Верхнечетвертичным оледенением карово-долинного типа, имеющим более ограниченное развитие, была оквачена наиболее высокогорная—южная часть нагорья, а северная половина, вследствие низкого высотного положения оставалась свободной от ледников (Е. А. Нефедьева, 1950).

Более подробно на характере и взаимоотношении четвертичных лавовых потоков мы остановимся при описании морфологии Варденисского нагорья.

*Варденисское
нагорье*

Варденисское нагорье окаймляет котловину оз. Севан с юга и имеет асимметричный поперечный профиль. Северные его склоны весьма пологие.

Они спускаются волнистыми ступенями от водораздельного плато нагорья, расположенного на высоте 3000—3200 м, до прибрежной равнины оз. Севан (абс. высота 1900—1920 м). Общая протяженность северных склонов достигает 15—20 км. Южные склоны нагорья характеризуются интенсивным и глубоким расчленением, образуя во многих местах круто падающие к долине р. Арпа высокие уступы и обрывы.

По своему геологическому строению Варденисское нагорье сходно с рядом тектоно-вулканических массивов Армянского вулканического нагорья, особенно с Гегамским, от которого оно отделяется широкой котловиной, занятой бассейном верховья реки Аргичи.

Однако, Варденисское нагорье отличается и рядом особенностей. Вследствие глубокого расчленения его южных склонов, на большом протяжении обнажается погребенный под лавами древний складчатый, разбитый сбросами фундамент. (В этом отношении Варденисское нагорье имеет большое сходство с Арсианским и Соганлугским нагорьями).

Пользуясь благоприятной возможностью близко ознакомиться со вскрытыми разрезами фундамента нагорья, мы постараемся подробно охарактеризовать структурно-геологическое строение подлавового комплекса и выявить его взаимосвязь с морфологией рельефа нагорья. Это дает нам возможность осветить целый ряд вопросов морфоструктурного строения тех тектоно-вулканических массивов и их предгорных плато, для которых эти вопросы остались еще недостаточно выясненными.

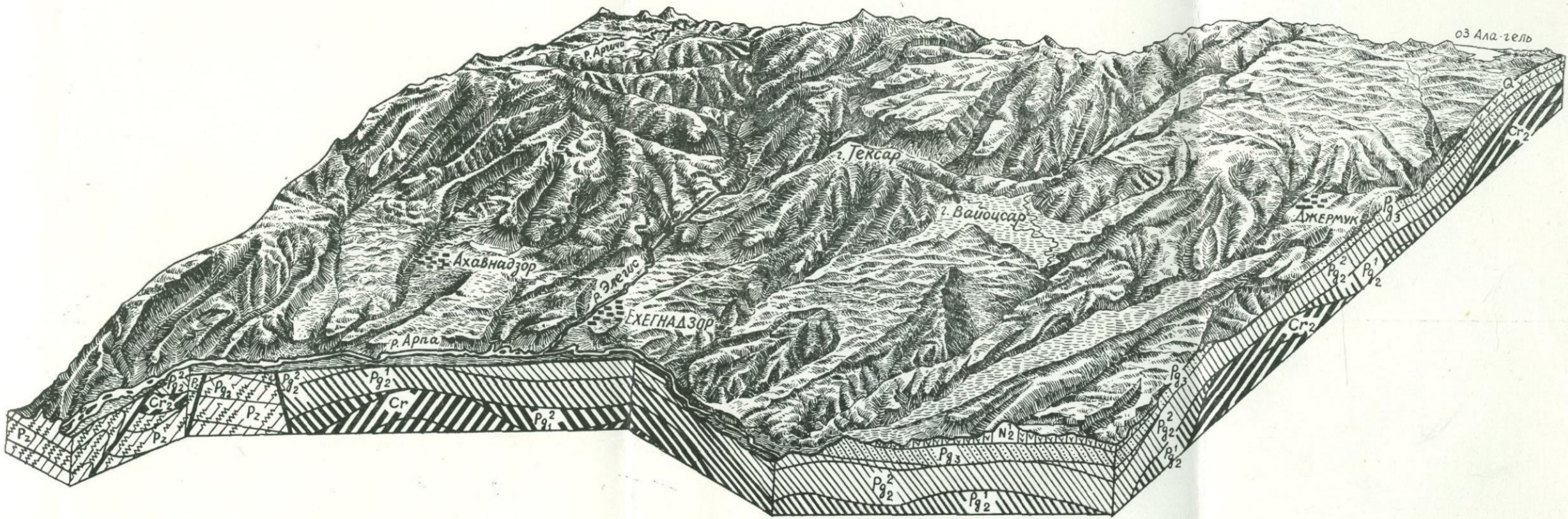
Строение подлавового основания Варденисского нагорья. Критерии для разграничения разновозрастных вулканических толщ.

Находящие диагонально Варденисскому нагорью. В центральной части нагорья проходит широкая мульда Варденисского синклиниория.

На Варденисском нагорье выделяются несколько литолого-стратиграфических формаций. Ниже приводится блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Варденисского нагорья (см. рис. 42).

Основанием всего комплекса пород Варденисского нагорья служат верхнемеловые конгломераты, песчаники, мергелистые известняки и порфиры. Они слагают ядра двух крупных антиклинальных структур, выходящих на дневную поверхность в виде денудационных столоидных и увалоподобных возвышенностей по обоим краям нагорья — в бассейне верховья р. Аргичи — на западе и у вулкана Ахар-бахар, на

Под эфузивными покровами неогена и антропогена Варденисского нагорья вскрыты мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи мелового, палеоцен-эоценового и олигоценового возраста. Они образуют в основном две крупные антиклинальные складки общекавказского (северо-западного—юго-восточного) простирания, про-



Plc. 42

участке смыкания Варденисского нагорья с высокогорным Алагеллярским плато — на востоке.

В остальных частях нагорья породы верхнемеловой формации глубоко опущены под мощные отложения палеогена.

Следующий литолого-стратиграфический комплекс представлен туфобрекчиями, конгломератами, порфиритами и перемежающимися с ними осадочными сериями песчаников, туфопесчаников и частично мергелей. Этот комплекс имеет палеоцен-эоценовый возраст. Кроме этой формации обнажается в обрывистых южных склонах нагорья на отметках 1900—2000 м. По краям нагорья породы этой формации, постепенно возвышаясь, выступают на поверхность рельефа в едином денудационном срезе с подстилающими их меловыми породами и местами перекрываются тонким чехлом новейших эфузивных образований. В центральной части нагорья, в зоне мульды синклиниория они погружены под отложения олигоцена.

На описанных отложениях со значительным угловым и эрозионным несогласием залегают мощные вулканогенные толщи олигоценовой формации.

Они представлены андезитами, песчаниками, туффитами и туфобрекчиями в основном андезитового состава (ими выполнена мульда Варденисского синклиниория). Эта толща в целом слабо дислоцирована и прослеживается почти по всему южному склону нагорья. Средняя мощность ее не менее 600—800 м.

Обнажения этой толщи имеются и на северных склонах нагорья, в глубоких водосборных воронках и каровых впадинах верховий рек Варденик, Карапанту и др.

Следующим литолого-стратиграфическим комплексом подлавового основания нагорья являются вулканогенно-молассовые отложения меотис-понтического возраста (вожчабердская толща). Вожчабердская толща слагается здесь в основном из двух свит: а) нижней — конгломераты, туфогенные песчаники, аггломераты и туфобрекции андезито-дацитового состава, б) верхней — липаритовые туфы, туфобрекции, литоидные пемзы, обсидианы. Липарито-дацитовыми эфузивами и обсидиановыми экструзивными породами сложены отдельные центры излияний зоны вершин Варденисского нагорья: гг. Варденик, Сандухтасар (Дик-Пилакян), Карны-ярых и ряд столовых останцевых (денудационных) возвышенностей привершинного плато.

В бассейне верховья р. Веди, по сообщению В. А. Аветисяна, между отмеченными сериями пород обнажаются покровы долеритовых базальтов.

Меотис-понтическая формация в целом слабо дислоцирована, во многих местах характеризуется почти горизонтальным залеганием на древней денудационной поверхности, срезающей слои значительно дислоцированных пород олигоцена и подстилающих формаций палеогена и мела. Наибольшая мощность вожчабердской толщи отмечается в центральной части Варденисского нагорья. К востоку и к западу она

постепенно уменьшается и ближе к ядрам антиклиналей толща эта выклинивается.

Прослеживая обнажения этой толщи в разрезах речных долин на северных склонах нагорья вплоть до прибрежной части оз. Севан, а также по данным буровых скважин, можно констатировать присутствие ее на дне оз. Севан и в пределах Масрикской равнины (см. описание озера Севан).

В литературе долгое время предметом оживленной дискуссии служил вопрос о возрасте вулканогенно-обломочных толщ, подстилающих лавы, которые широко развиты на вулканическом нагорье Армении, в частности, на Варденисском и Гегамском нагорьях. В настоящее время можно считать доказанным, что в Приереванском районе (Вохчабердский хребет, Котайкское, Егвардское плато), в бассейне оз. Севан, вохчабердская толща со значительным угловым и эрозионным несогласием залегает на фаунистически охарактеризованных морских и лагунных отложениях сарматского яруса (А. А. Габриелян, 1964).

С другой стороны, основная часть вулканогенной толщи Варденисского нагорья имеет олигоценовый возраст, что доказывается наличием в этой толще нуммулитовой и фораминиферовой фауны (А. Т. Вегуни, 1960).

Как было отмечено, весь вулканогенный комплекс отличается большим разнообразием фаций. Основным критерием для отбивания границ разновозрастных (олигоценовой и меотис-понтической) формаций служит существующее между ними тектоническое и эрозионное несогласие, которое достаточно хорошо наблюдается близ антиклинальных поднятий. Однако, ввиду общей пологой дислоцированности вулканогенного комплекса, особенно в обширных синклинальных мульдах, занимающих основную часть Варденисского нагорья и южную часть Гегамского нагорья, довольно трудно провести границу между отмеченными разновозрастными фациями.

Автору настоящей работы в течение более 15 лет приходилось наблюдать многочисленные разрезы этих толщ в различных районах Армянской, Грузинской и Азербайджанской ССР; мы изучали также обширный литературный материал, касающийся стратиграфии, возраста, литологии, петрографии пространственного развития этого комплекса: (А. Т. Асланян, 1949, 1950, 1952, 1958; А. А. Габриелян, 1941, 1943, 1945, 1947, 1958, 1952, 1964; П. Д. Гамкрелидзе, 1949, 1954; Н. В. Думитрашко и С. П. Бальян, 1952; А. И. Криштофович, 1939; П. И. Лебедев, 1931; 1947, 1958, 1952, 1964; П. Д. Гамкрелидзе, 1949, 1954; Н. В. Думитрашновский, 1952, 1956, 1960, 1965; П. А. Мchedлишвили, 1954; Н. В. Палибин, 1937, 1940; К. Н. Паффенгольц, 1938, 1939, 1940, 1941, 1945, 1948, 1951, 1965; А. И. Соловкин, 1937, 1940; Н. И. Схиртладзе, 1946, 1950, 1951, 1958; А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян, 1948; В. Е. Хаин и Л. И. Леонтьев, 1949, 1950; Э. Ш. Шихалибейли, 1956; E. Chaput, 1932, 1934; C. Erentöz, 1954, 1955; R. Furon, 1953; E. Lahn, 1945; K. Le-

uchs, 1949, I. Mercier 1949, F. Ozansoy 1961, H. Pamir, 1937, 1943; V. Stchepynsky, 1939, 1940; I. Westerweld, 1967 и др.

В результате у нас сложились определенные представления о лито-лого-фацальных, петрографических и геоморфологических отличительных признаках этих разновозрастных формаций, которые наиболее ярко вырисовываются в открытых разрезах южных склонов Варденисского нагорья и которые мы считаем нужным изложить здесь в качестве рабочей схемы для разграничения этих толщ.

Верхнепалеогеновая (олигоценовая) формация рисуется следующими отличительными признаками:

а) В основном андезитовыми эфузивами и их плотными пирокластами, туфобрекчиями и аггломератами и отличается относительной однородностью петрографического состава.

б) В зонах разломов она прорвана мелкими кварц-диоритовыми интрузиями, гидротермально изменена и «заражена» сульфидным оруднением (пирит, молибденит, сфалерит, галенит, золото в сульфидах).

в) К этой формации приурочены минеральные и термальные источники сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого состава (типа Джермук, Гедыкванс, Исти-су, Гри-дзор и т. д.).

г) Она слагает ядра крупных тектоно-вулканических сооружений и вскрывается, главным образом, в глубоких эрозионных врезах.

д) Толща имеет характерный желтовато-бурый, оранжевый цвет.

е) Она дислоцирована в едином структурном плане с подстилающей вулканогенно-осадочной формацией эоцена и перекрывающими осадочными гипсоносно-соленосными отложениями нижнего и среднего миоцена, хотя между ними существуют угловые и эрозионные несогласия.

Таким образом, описанная формация входит в состав толщ, подвергшихся дислокациям предмеотической орофазы.

Меотис-понтическая формация (собственно вохчабердская толща) представлена:

а) вулканогенно-осадочными фациями. Разрез начинается молассами, имеющими весьма разнородный петрографический состав, что указывает на интенсивный процесс денудационного сноса с обширных территорий, расположенных частично за пределами вулканического нагорья. Основной областью накопления моласс являются унаследованные из палеогена синклинальные мульды и предгорные сбросовые депрессии.

Молассы кверху перемежаются с вулканогенными фациями, туф-литами и туфопесчаниками. Эта часть толщи соответствует известной в литературе «белесоватой свите» Приереванского района (А. А. Габриелян). Молассовая серия перекрывается мощными покровами долеритовых и мандельштейновых базальтов, перемежающихся с андезитовыми аггломератами и туфобрекчиями. Затем следуют кислые дацитовые, липарито-дацитовые эфузии, их туфы, туфобрекции, литоидные пемзы и, наконец, обсидианы.

б) Меотис-понтическая формация налегает на денудационную по-

верхность миоценовых, олигоценовых и более древних дислоцированных пород, вплоть до палеозоя с большим угловым и азимутальным несогласием. Она имеет самое широкое распространение по всему Армянскому вулканическому нагорью, дислоцирована полого. Морфологически она образует денудационно-пластовые плато типа «меза», сложенные пирокластами или бронированными плато внутриформационных покровов долеритовых лав, отпрепарированных денудацией.

в) В зонах омоложенных разломов она сильно дислоцирована и образует крутопадающие пласты, флексуры, сбросы. Там же отмечаются гидротермальные изменения — выходы вторичных кварцитов, алунизация, пиритизация, каолинизация.

г) К зонам омоложенных разломов этой формации приурочены, главным образом, холодные углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды (типа Арзни, Манташ, Амберд, Варденик, Личк, Камо и др.).

д) Породы этой толщи имеют серый, иногда светло-малиновый цвет.

е) В эту формацию врезан регионально выраженный уровень денудации, конечным этапом формирования которого считается средний плиоцен.

ж) Подобно предыдущей, эта формация образует тектоно-вулканические денудационные типы рельефа.

Верхний плиоцен-четвертичная формация (антропогеновая формация в широком понимании) представлена:

а) почти исключительно аккумулятивными типами и формами лавовых покровов, потоков различных вулканических аппаратов. Лавовые покровы приурочены к отрицательным формам рельефа и, очевидно, наследуют структурные понижения, подвергшиеся значительной денудации и расчленению.

Наиболее древние (покровные андезиты) занимают также останцевые плато, расположенные за пределами вулканического нагорья. Таким образом, андезиты частично образуют денудационные типы рельефа лавовых плато.

Более молодые, четвертичные покровы и потоки, в основном андезито-базальтового состава, занимают речные долины, врезанные в древние вулканогенные осадочные породы и лавы последующих излияний.

Наблюдается следующая закономерность в морфологии накладывающихся друг на друга лавовых потоков.

Древние потоки относительно широкие, занимают водораздельные плато междуречий, образуют волнистые поверхности, в общем приурочены к продольным понижениям древнего рельефа, соответствующим погребенным структурам. Более молодые потоки образуют относительно узкие языки, расширяющиеся в верховьях.

Наиболее молодые отчетливо фиксируют форму узких долин, в которые они вложены, образуют бугристо-глыбовые шишковатые отдельности. В плане эти потоки большей частью приурочены к поперечным речным долинам или сбросовым нарушениям.

Все покровы и потоки (за исключением древних плиоценовых андезитов) приурочены к вулканическим аппаратам центрального типа.

б) Антропогеновая формация в основном не подверглась тектоническим деформациям и лишь местами слабо нарушена флексурами и сбросами (верхнеплиоцен-нижнечетвертичные, частично среднечетвертичные покровы).

в) К этой формации приурочены только пресные родниковые межлавовые и подлавовые воды.

г) Она создала ландшафт недавно угасшей вулканической деятельности, в пределах которого кроме свежих форм вулканической деятельности, также отмечаются пост vulkанические явления: вулканы с сольфатерной деятельностью (Немруд, Тондурек, моффеты и т. д.).

Как видно, важнейшими критериями для расчленения различных эфузивов антропогеновой формации нами выбраны геоморфологические и гидрогеологические. Мы считаем, что петрографические и другие методы в этом отношении менее надежны, так как различные антропогенные эфузивы петрографически и даже петрохимически трудно отличимы.

Постараемся теперь обосновать выдвинутые выше положения на примере Варденинского нагорья.

*Морфология эфузивного (лавового) комплекса
Варденинского
нагорья*

Лавовые покровы и потоки, развитые на Варденинском нагорье, детально описаны и закартированы К. Н. Паффенгольцем (1931, 1944, 1945). Им предложена дробная схема стратиграфического расчленения четвертичных лав, в которой широко

использованы геоморфологические критерии — залегание лавовых потоков на разновозрастных речных террасах, высотное положение их относительно глубины эрозионного вреза и т. д.

К. Н. Паффенгольц выделяет пять типов лав А, В, С, Д, Е. Для их возрастного расчленения принятая «альпийская» схема. Каждый цикл излияния приурочен к межледниковой эпохе; А — предгюнц, В — гюнц-миндель, С — миндель-рисс, Д — рисс-вюрм, Е — послевюрм-голоцен.

Эта схема подвергалась критике ряда исследователей (Е. М. Великовская, Л. И. Леонтьев, Е. Е. Милановский, 1953; Е. Е. Милановский, 1956; П. Д. Гамкрелидзе, 1954 и др.).

Однако, несмотря на некоторые справедливые замечания относительно использования К. Н. Паффенгольцем упрощенных геоморфологических критериев, схему его, особенно в отношении стратиграфического взаимоотношения лав, получившего свое отражение на составленных К. Н. Паффенгольцем крупномасштабных геологических картах, следует считать правильной. По нашему мнению, ошибки К. Н. Паффенгольца заключаются в недостаточно обоснованном выделении ряда случаев древнечетвертичных лав, а также в разделении их на типы А и В, в частности, это относится к долеритовым лавам Лорийского плато, Дебедского, Храмского, Машеверского «покровов», лав бассейна р. Тертер и т. д.

В разделе «Область северного вулканического нагорья» нами доказано, что отмеченные долеритовые лавы имеют обманчивую морфологию «лавовых потоков». В действительности они являются останцами денудационных форм внутриинформационных долеритовых покровов гордерской свиты, уцелевших от эрозии в благоприятных структурных условиях.

Очевидно, следует пересмотреть предложенную К. Н. Паффенгольцем весьма дробную **схему возрастного расчленения**, которая в действительности страдает некоторой схематичностью. Нет достаточных оснований для выделения пяти типов четвертичных разновозрастных лав на высоких вулканических нагорьях, где отсутствуют речные террасы соответствующих межледниковых эпох.

Пользуясь данными гидрогеологии, в совокупности с морфологическим анализом, мы постараемся восстановить картину палеорельефа перед каждым циклом лавовых излияний. Выяснение этого вопроса имеет важное прикладное значение, так как с погребенными долинами связаны пути прохождения, поэтажно расположенных один на другом, подлавовых и межлавовых водных потоков, **каждому из которых свойственен определенный рисунок гидрографической сети**. Мы полагаем, что выявленные на Варденисском нагорье закономерности, касающиеся изменений палеогеоморфологии рельефа, при последовательном излиянии лавовых потоков **являются общими для подобных тектоно-вулканических массивов Армянского вулканического нагорья**.

На Варденисском нагорье мы выделяем следующие комплексы лав:

1. Средне (?) — верхнеплиоценовые лавовые покровы.
2. Нижнечетвертичные лавовые покровы и потоки.
3. Среднечетвертичные лавовые потоки.
4. Верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки.

Каждый из этих комплексов лав существенно отличается друг от друга площадным развитием, морфологией и водными свойствами. Перед тем как охарактеризовать отмеченные комплексы лав, остановимся на морфологии погребенного под лавами рельефа.

Поверхность долавового рельефа структурно-денудационная. Сложена она в основном полого залегающими слоями вохчабердской толщи. Вохчабердская толща, в силу своих литологических особенностей, играет роль водоупора. Общий уклон палеорельефа соответствует структурному строению Варденисского синклиниория. Уклон направлен с юга—юго-востока на север—северо-запад. Поэтому основные массы подземных вод, фильтруясь через лавы и следя по древним структурным долинам, направляются в сторону оз. Севан и питают артезианский бассейн Большого Севана и Масрикской равнины.

Несоответствие в плане древнего (погребенного) и современного водоразделов отмечается также на восточной части Варденисского нагорья, в зоне Алагеллярского вулканического плато, принадлежащего бассейнам рр. Арпа и Воротан.

Под лавами этого плато рельеф также имеет уклон в сторону

оз. Севан. Поэтому определенная часть подземных вод направляется в озерный бассейн. Более подробно об этом будет сказано несколько позже.

1. **Средне (?) — верхнеплиоценовые покровные лавы** представлены в основном андезитами. Они занимают наиболее высокие части водоизделяльных плато нагорья, где перекрывают первичные пластовые уровни вохчабердской толщи и денудационную поверхность врезанную в более древние образования. Наибольшая мощность плиоценовых андезитов отмечается в центральной части нагорья. Андезиты здесь непосредственно перекрывают слои вохчабердской толщи. К востоку площадь развития андезитов постепенно суживается и заканчивается недалеко от вершины Соганлу. Водораздельное плато, сложенное андезитами, обрывается по обеим сторонам нагорья высокими уступами, обнажая подстилающую денудационную поверхность вохчабердской толщи.

Фрагменты этой поверхности имеются на восточной части нагорья. По предположению Е. Е. Милановского (1962), отмеченные водораздельные уровни денудации, срезающие слои вохчабердской толщи, имеют нижнеплиоценовый возраст. Верхний возраст поверхности, по нашим данным, соответствует среднему плиоцену, судя по тому, что обнаруженная под андезитами в мощной коре выветривания пыльца характеризует комплекс флоры теплолюбивого — кимерийского облика (определение Я. Б. Лейе).

Плиоценовый комплекс андезитовых покровов подвергся значительной денудации и ледниковой эрозии. Лавовые плато в ряде районов вершинной зоны покрыты мощным чехлом элювия — делювия и древними моренами. Вероятный возраст морен, по предположению Е. Е. Милановского (1962), — нижний плейстоцен.

Ввиду задернованности андезитов, а также наличия на них значительной мощности водоупорных суглинистых слоев различного генезиса, родниковые выходы, связанные с этим комплексом лав, почти отсутствуют. Большинство временно действующих малодебитных родников связаны с наносными образованиями.

2. **Нижнечетвертичные лавовые покровы** в пространственном развитии выступают совместно с плиоценовыми. Однако они занимают сравнительно большие площади. Лавы образуют полого наклонные, иногда ступенчатые волнистые склоны междууречных пространств рр. Аргичи, Карапу, Варденик и рр. Алучалу, Загалу.

Эти лавы андезито-базальтового состава (лавы типа А и В, по К. Н. Паффенгольцу) спускаются широкими веерами в зону северных предгорий Варденинского нагорья. Некоторая часть их погружается под отложения оз. Севан.

Нижнечетвертичные лавы также подверглись значительной денудации, особенно эрозии среднечетвертичного горно-покровного оледенения (см. ниже). В лавы врезаны широкие (диаметром до 2—2,5 км) котловины выпахивания, расположенные на абсолютных отметках 3200—3000, 2800—2400 и 2200—2100 м.

Наибольшей экзарации подвержены лавовые потоки этой серии, расположенные в междуречье рр. Аргичи, Карапу, Варденик.

Эзарацией снесена значительная часть лав ниже горизонталей 2600—2500 м. Здесь обнажены подстилающие их породы липаритовых туфов и туфобрекций. В зоне выклинивания эфузивов морфологически хорошо прослеживается уступ, протягивающийся вдоль склона.

Ниже уступа, вплоть до побережья оз. Севан, простирается наклонное волнисто-увалистое денудационное плато, врезанное в вохчабердскую толщу, местами перекрытое моренами. На плато сохранены клочки лав.

Описанные геолого-геоморфологические условия нижнечетвертичного лавового покрова обуславливают и его гидрогеологическое строение.

В зоне экзарационного вреза, у подножья отмеченного уступа, выходят многочисленные источники, приуроченные к контакту лав и подстилающему их водоупорному основанию.

Правда, контакт этот улавливается с трудом, так как подножье уступа во многих местах перекрыто мощным шлейфом делювия и древними моренами. Перекрывая зону разгрузки подземных вод, они препятствуют концентрированному выходу их, «распыляют» на отдельные источники, на вид моренно-делювиального типа. Однако отмеченные по режиму родники совершенно не похожи на делювиальные. Режим их постоянен.

Кроме того, отмечается определенная зональность их вдоль подножья уступа. Относительно малый дебит родников от 1—2 до 3—5 л/сек. объясняется тем, что область их питания, сложенная нижнечетвертичными лавами, небольшая. Кроме того, лавовый покров разобщен глубокими трогами, карами на отдельные плато, что привело к значительному дренажу подземных вод еще в области верховьев рек.

Нижнечетвертичные лавы в междуречье рр. Астхадзор—Варденик сохранились более хорошо.

Их покров, обладающий первичной ступенчато-волнистой поверхностью, спускается вплоть до берега озера и, очевидно, простирается далеко вглубь под озерную толщу. Примечательных выходов родников на покрове не имеется.

Мы полагаем, что подавляющая часть подземных вод, проходя по поверхности подлавового рельефа, питает напорные воды озера Севан. Отметим, что на этих участках береговой зоны, где эрозией вскрыта подошва лав, имеются выходы родников с дебитом от 10 л/сек. (у с. Золакар) до 30—35 л/сек. (у с. Варденик). О том, что под покровом лав имеется мощный водоток, свидетельствует пробуренная по нашей рекомендации буровая скважина в междуречном плато Астхадзор-Золакар, выше уровня озера на 60 м, которая вскрыла фонтанирующую воду.

3. Среднечетвертичные лавы в отличие от древних морфологически устанавливаются более отчетливо.

Они фиксируются в основном в форме лавовых покровов, поверхность которых относительно слабо денудирована. Этот комплекс развит

большой частью на восточной половине северных, а также на отдельных участках южных склонов нагорья.

По своему стратиграфическому положению и морфологическим условиям залегания среднечетвертичный комплекс лав разделяется на две серии:

а) Лавовые покровы и потоки нижне(?) -среднечетвертичные, до-покровно-ледниковые, дорисские.

б) Лавовые потоки, определенно среднечетвертичные, послепокровноледниковые, послерисские-довюрмские.

а. Первая серия образует широкие покровы в виде языков, заливающие древние пологого-склонные долины, врезанные в породы мелового, палеогенового и, частично, неогенового возраста. Среди них отметим крупный поток, образующий полого-выпуклые, продолговатые плато в междуречье Алучалу-Гедакбулаг. Значительная часть покрова скрыта под более молодыми потоками вулкана Люльтаг. Другой поток расположен в междуречье Гедакбулаг-Чахрлу. К востоку от него, в районе сс. Дашибенд, Кошибулах, расположен третий поток.

К этой серии принадлежат также лавовые потоки водораздельной зоны западной окраины нагорья. Здесь они подстилают лавы молодого вулкана Армаган.

Описанные лавы имеют в основном андезито-базальтовый состав и обладают плотным сложением. Они образуют полого-волнистые наклонные поверхности, перекрытые значительным чехлом элювия-делювия и моренами горно-покровного оледенения.

Мощность лав, по сравнению с предыдущими, меньшая. Ими залиты неглубокие долины и по этой причине эрозионные врезы на небольших глубинах обнажают водоупорное ложе, подстилающее лавы. Кроме того, здесь часто встречаются останцевые холмы подлавового основания. Восточная часть нагорья имеет довольно слабый уклон, что способствует замедлению поверхностного стока. Имея значительные водосборные площади, ограниченные в контурах древних долин, лавовые потоки этой серии обладают большой водоотдачей, фиксируемой выходами мощных родников в эрозионных врезах. Часть подземных вод лавового потока междуречья Алучалу-Ярпузлу выступает группой родников в эрозионной котловине с. Верин Загалу и Чичакли, на дне которой обнажаются эоценовые туфопесчаники. Суммарный дебит их достигает 40—50 л/сек. Остальная часть подземных вод разгружается в прибрежных отложениях оз. Севан, питая, по-видимому, верхний напорный горизонт артезианского бассейна озера (см. оз. Севан).

Лавовый поток междуречья Гедакбулак-Чахрлу имеет аналогичное строение. Однако перекрывающие его языки новейших лав вулкана Ахар-бахар, располагающиеся в глубоких эрозионных врезах по обоим краям потока, забирают значительную часть его подземных вод. Оставшееся количество подземных вод дренируется в концевой части потока родниками у с. Чахрлу с суммарным расходом 400—500 л/сек.

На восточной окраине нагорья расположен широкий Дашибендский поток, который охватывает большую водосборную площадь. Поверхность

потока ровная. Поток вложен в древнюю моноклинально-бросовую долину.

Правый, восточный борт долины представляет обрывистый бросовый уступ, сложенный породами Шоржинского комплекса (аналог вохчабердской свиты). Левый, полого-наклонный к востоку, лежачий бок сложен из эоценовых туфогенов. По контакту описанных разновозрастных формаций проходит ущелье р. Масрик. В описанную асимметричную древнюю долину вложены лавы Дашкендского потока. Главные массы подлавовых вод выходят на древнюю поверхность в восточной части потока, в подковообразном врезе у с. Кошабулах, группой родников с общим дебитом 300—350 л/сек.

б. Среднечетвертичные послерисские лавы распространены большей частью на южных склонах нагорья (см. ниже). На северном склоне имеются небольшие разрозненные потоки (поток вулкана Люльтаг — в междуречье Алучалу-Ярпузлу, поток вулкана Экиджилар — в области верховья р. Аргичи и т. д.). Лавы образуют форму довольно протяженных языков. Погребенная под ними поверхность рельефа довольно сложная. Сложно также геологическое строение субстрата. Лавы покрывают породы палеогена, неогена, эфузивы предыдущих циклов и морены предпоследнего оледенения.

4. Верхнечетвертичные голоценовые лавы морфологически оконтуриваются весьма четко. Они имеют бугристо-глыбовую, почти оголенную поверхность. Почти весь поверхностный сток поглощается лавами, потому и родники, приуроченные к этим потокам, достаточно водобильны, несмотря на то, что водосборная площадь этих лав, по сравнению с древними, гораздо меньшая.

В западной части нагорья четко выделяется поток вулкана Армаган, край которого достигает побережья оз. Севан. Этот поток залит древнюю долину, выработанную в древнечетвертичных лавах и подстилающих их осадочных породах мела и палеозоя.

В последующем, в поток Армагана был врезан глубокий каньон р. Аргичи, на стенах которого обнажаются подстилающие лавы, туфогены и конгломераты неогена. Подземные воды потока Армаган дrenируются крупными родниками в его концевой части у с. Цаккар, Личк, Нижний Геташен. Дебид их исчисляется десятками, иногда до 100 л/сек. Родники выходят также на его западных (Тазагюхская группа), восточных (Лернакертская группа), северных (Сарнахпюрская группа) краях.

В восточной части Варденинского нагорья протягивается поток новейших лав вулкана Ахар-бахар, который образует лавовые языки — Акунский и Карчахюрский. Лавы питают мощные родники, расположенные в концевых частях лавовых языков. Акунская группа родников имеет суммарный расход выше 1000—1400 л/сек, Карчахюрская — выше 500 л/сек, Ярпузлинская — около 400 л/сек. Следует отметить, что водосборная площадь этого потока не настолько велика, чтобы давать такой громадный расход постоянного стока. Несомненно, значительная часть подземных вод получает питание от вышерасположенного Алагеллярского плато.

Алагеллярское плато сложено сильно трещиноватыми верхне-четвертичными андезитами.

На плато имеется много блюдцеобразных котловин, перекрытых сзерно-флювиогляциальными супесчано-суглинистыми отложениями. Собирающиеся в этих плоскодонных котловинах талые воды образуют многочисленные озера группы Алагель, которые регулируют сток родников Ахар-бахарского потока. Между Алагеллярскими и Ахар-бахарскими лавами имеется непосредственная связь. Подлавовый рельеф имеет общий уклон к бассейну оз. Севан.

Остановимся теперь на вопросе морфологии и гидрогеологии высокогорного **лавового плато Мурад-тапа**, расположенного в бассейне верховья р. Арпа. Это довольно широкое плато не имеет орографической связи с Вардениским нагорьем. Стекающие отсюда поверхностные воды направляются в долину р. Арпа и частично р. Воротан. Однако, как было отмечено, благодаря структурному строению основания, подстилающего лавы, и уклону палеорельефа, значительная часть глубоко фильтрующихся вод, очевидно, направляется в бассейн оз. Севан.

Лавы Мурад-тапинского комплекса в целом имеют верхнеплиоценовый—нижнечетвертичный возраст. Поверхность их значительно денудирована и перекрыта местами моренами и флювиогляциальными отложениями горно-покровного оледенения. Мощность лав сильно изменчива.

Подземные воды, связанные с верхними сериями лав, выступают несколькими крупными, одиночными родниками, а также группами более мелких родников — на склонах и подножьях массивов Мурад-тапа, Кечал-тапа и др. Дебит отдельных родников достигает 100 л/сек и более, средний расход других родников исчисляется десятками литров в секунду. Родниковым питанием пользуются, очевидно, и обширные болотистые пространства, расположенные западнее вершины Кюрбаглыгеле. Обильность родников на Мурад-тапинском плато объясняется тем, что это высокогорное плато получает наибольшее количество атмосферных осадков, а питающая родники площадь очень большая. Кроме того, плато занято обширными полями чингилей, служащими великолепными коллекторами подземных вод.

Теперь постараемся выявить пути подлавовых водотоков.

На Мурад-тапинском плато подлавовое водоупорное основание не вскрыто эрозией. Выходы фундамента располагаются только на возвышенных частях плато.

Долина верхнего течения р. Арпа ограничивает плато с юго-востока. Она представляет собой глубокий ледниковый трог, выполненный конечными моренами. Долина р. Арпа, вплоть до курорта Джермук, проходит в глубоком эрозионном ущелье, в разрезе которого обнажается подстилающее комплекс Мурад-тапинских лав древнее водоупорное основание.

Однако выходы каких-либо значительных родников в долине реки, вплоть до курорта Джермук, отсутствуют. Аналогичное положение наблюдается в глубоких ущельях р. Элегис и её притоков, ограничива-

ющих обрывистые склоны Мурад-тапинского плато с юго-запада.

Все это говорит о том, что погребенный под Мурад-тапинскими лавами палеорельеф наклонен к северу, в сторону Севанской котловины и значительная часть глубоко фильтрующихся вод стекает по древним долинам в Севансскую котловину, питая ее артезианский бассейн. Таким образом, на высокогорном Мурад-тапинском плато можно фиксировать два «горизонта» подземных вод. **Верхний**, межлавовый, родниковый, принадлежащий бассейнам рр. Арпа, Воротан и **нижний**, подлавовый, принадлежащий бассейну оз. Севан.

Мы дали подробное описание всего эфузивного комплекса Варденисского нагорья, стремясь доказать, что в выделенных нами литолого-геоморфологических и стратиграфических комплексах лавовые покровы и потоки имеют определенное геоморфологическое строение и гидрогеологические свойства, специфичные для лав данного возраста.

Процессы денудации, эрозии и аккумуляции, образующие определенные формы рельефа перед каждым циклом вулканизма, происходили почти в одинаковых условиях и темпами, одинаковыми по всему вулканическому нагорью; и наблюдаемая на Варденисском нагорье закономерная смена палеогеографических условий вполне аналогична таковой для всех, подобных Варденисскому, тектоно-вулканических массивов (Арагац, Гегамское, Джавахетское, Сюникское нагорье и т. д.).

Следовательно, при производстве гидрогеологических работ, для осуществления перехвата подлавовых и межлавовых водных потоков, каптажа родниковых горизонтов и т. д., во всех районах вулканического нагорья необходимо учесть выявленные для Варденисского нагорья палеогеоморфологические особенности каждого комплекса эфузивов антропогенного и более древнего вулканизма.

Ниже прилагается карта морфо-литологических комплексов Варденисского нагорья и их гидрогеологических свойств. См. рис. 43.

Древнее оледенение и поверхность денудации на Варденисском нагорье

На Варденисском нагорье отчетливо сохранены следы двухкратного оледенения. Первое — средство нечетвертичное, горно-покровного типа, соответствующее риссу и второе — карово-долинного типа, соответствующее вюрму.

Моренные и флювиогляциальные отложения этих двух разнотипных оледенений составляют наиболее распространенную часть наносных образований нагорья.

Ледниками первого оледенения была покрыта вся высокогорная часть нагорья и его привершинное плато. Отдельные вершины — Варденик, Соганлуг, Сандухтасар, Каракая и др. выступали из-под ледниковой шапки в виде «горных нунатаков», которые ныне превращены в изъеденные ледниковыми карами и цирками остrozубчатые гребни. Привершинное плато (абс. выс. от 3000 до 2700 м) служило основной областью ледниковой экзарации и денудации.

Отсюда были снесены огромные массы морен и перемещены в нижерасположенные склоны, вплоть до береговой полосы оз. Севан. Остатки размытых покровных морен сохранились на северных склонах

Карта морфо-литологических комплексов
Варденисского нагорья и их гидрogeологических свойств

составил С.П Бальян

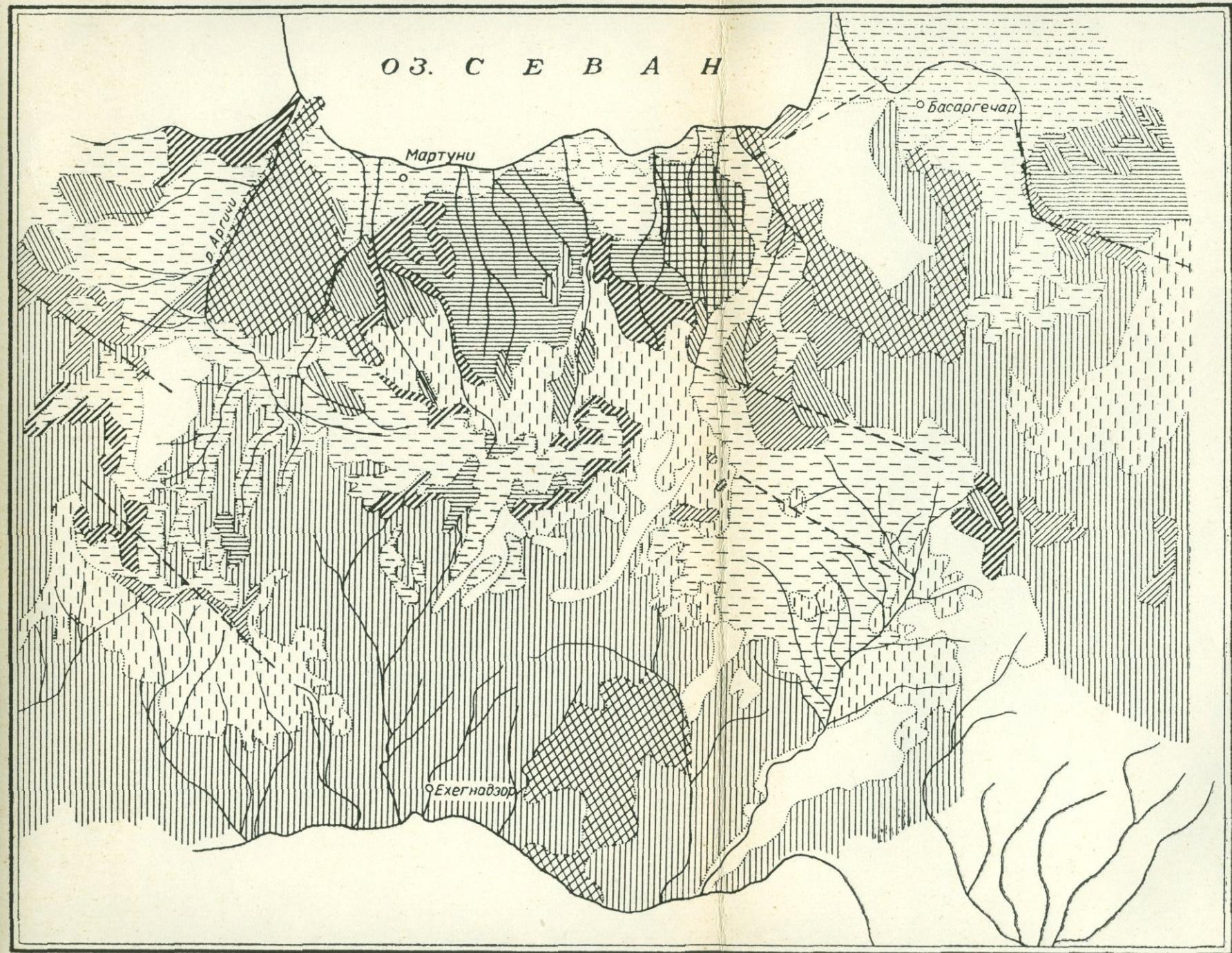


Рис. 43

Условные обозначения те же, что на рис. 41.

нагорья в междуречных плато Аргичи—Карангу—Астхадзор—Варденик.

Судя по их пространственному развитию, они подстилают также новейшие лавы вулкана Армаган и Алагеллярского плато. Флювиогляциальные песчано-галечные отложения этого оледенения слагают подавляющую часть наносов Аргичинской котловины, а также погруженные под дно оз. Севан древние конусы выносов рек (см. бассейн оз. Севан).

Мощное горно-покровное оледенение такого типа отмечается и в соседних нагорьях, в бассейнах рр. Арпа, Воротан, Масрик. На Масрикской равнине флювиогляциальные отложения этого оледенения фактически замещаются озерными отложениями и играют важную гидрогеологическую роль в напорных водных горизонтах этой равнины.

Второй, вюрмский комплекс ледниковых отложений развит исключительно в речных долинах, представляющих собой глубокие троги с характерными для них экзарационными (ригели, лестницы и др.), аккумулятивными формами (конечные, береговые, донные морены). Днища трогов до абс. высоты 2200—2100 м заняты моренами, образующими 4—5 подковообразных валов, соответствующих стадиальным отступлениям вюрмских ледников.

Моренные и флювиогляциальные отложения имеют своеобразные гидрогеологические свойства.

Обладая в целом слабоводопроницаемыми или водоупорными свойствами, моренные отложения при наличии зон разгрузок контактовых (межлавовых) родников, образуют заболоченные котловины.

Иногда подземные воды, встречая моренную подпруду, образуют систему мелких восходящих источников, выступающих среди боковых морен. Общее зональное расположение указывает на их контактовый генезис.

Многочисленные конечно-моренные запрудные озера, расположенные на днищах каровых впадин и трогов, помимо талых вод получают питание в значительной степени из контактовых родников.

Древнеморенные накопления, расположенные на водораздельных плато, большей частью играют роль водоупорной подпруды относительно вышерасположенного экзарационного уступа и выходящих из-под лав подземных вод.

Родники, приуроченные к собственным моренам и другим наносным делювиальным образованиям (конусы выносов чингиловых россыпей и т. д.), питаются исключительно поверхностными и талыми водами. Они малодебитны и, что особенно важно для определения их генезиса, имеют резко выраженный сезонный режим, зависящий от метеорологических изменений.

Поверхности денудации. На Варденисском нагорье, особенно вдоль его северного склона, наблюдается система ступенчато расположенных, высоких денудационных поверхностей, выработанных в породах палеогена, неогена и в древних плиоценовых покровах лав. Самая высокая поверхность денудации приурочена к водораздельным уплощенным

гребням и, как уже отмечалось, представляет собой реликт нижне-среднеплиоценовой поверхности денудации, основная часть которой погребена под лавовыми покровами. Реликты более древней предмеотической поверхности имеются только на водораздельном плато нагорья, в зоне вскрытия ядер антиклиналей, сложенных меловыми и палеогеновыми породами. Остальное пространство водораздельного плато покрыто покровом антропогеновых эфузий.

На склонах нагорья фиксируются полого наклонные к северу ступени.

Е. Е. Милановский (1962) отмечает следующие ступени, расположенные на относительной высоте над уровнем оз. Севан: 1. 1500—1600 м; 2. 1300—1400 м; 3. 900—950 м; 4. 470—550 м; 5. 340—380 м; 6. 250—300 м; 7. 170—200 м и 8. 100—120 м.

Всем отмеченным уровням Е. Е. Милановский приписывает денудационный — абразионный генезис, за исключением водораздельного (первого) уровня. Основанием для такого заключения он считает их взаимную параллельность, выровненность и присутствие на **нижней поверхности** (подчеркнуто мною — С. Б.) окатанной гальки. Образование системы террас на такой огромной высоте он связывает с дифференциальным сводообразным поднятием Варденинского нагорья относительно Севанской котловины, учитывая заметный уклон этих, по его мнению, абразионных террас в сторону котловины оз. Севан.

Наши исследования не согласуются с таким представлением. Картинка здесь гораздо сложнее.

Как мы увидим ниже (см. бассейн оз. Севан), современный водоем озера имеет совершенно молодой возраст. Его абразионный врез в голоценовые и более древние породы фиксируется только в прибрежной части озера.

Следы абразии древнего плиоценового озера фиксируются только на небольших относительных высотах. Самая высокая терраса, как отмечает Е. Е. Милановский, имеет высоту над уровнем озера 100—120 м. Нами прослежены озерные отложения и врезанные в них террасы (абразионные?) на мысе Сарикая, на юго-западных склонах Гегамского нагорья, на участках с. Личк, Цаккар, у с. Сариягуб в долине р. Масрик и т. д. Отложения эти датируются нами как аштерон. Озерные отложения или какие-либо террасы, которым можно было бы присвоить абразионный генезис, на более высоких отметках отсутствуют.

Допустим, что они погребены под четвертичными лавами. Однако, в ущельях речных долин, прорезающих покровы четвертичных и плиоценовых лав, погребенные террасы также не фиксируются. Наконец, на Аргунийском берегу озера, сложенном отложениями эоценена, мела, террасы, вернее, небольшие клочки террасоподобных уступов (если представить, что они являются абразионными) не поднимаются выше относительных отметок 60—100 м.

Таким образом, абразионный генезис отмеченных Е. Е. Милановским на склонах Варденинского нагорья ступенчатых уровней за исключением низких (до 100—120 м) нельзя считать доказанным.

Выдвинутый Е. Е. Милановским тезис о сводовом прерывистом поднятии Варденисского нагорья не подтверждается достаточными данными.

Попытаемся представить, что Варденисское нагорье действительно испытalo сводовое поднятие с такой громадной амплитудой, более 1500 м относительно уровня оз. Севан. Такое сводовое поднятие должно было каким-то образом отразиться на структурном строении Варденисского нагорья. Однако, по центральной части предполагаемого «свода» проходит широкая мульда синклиниория, в которой все формации палеогена и неогена находятся в согласном и почти горизонтальном залегании. Эрозионные и тектонические несогласия отмечаются только близ замковых частей антиклиналей, расположенных на обоих краях нагорья.

Таким образом, предполагаемые сводовые поднятия до излияния эфузивного покрова на Варденисском нагорье исключаются, так как при таком допущении надо было ожидать тектоническую инверсию, чего здесь нет.

Далее было доказано, что в зонах антиклинальных поднятий выклиниваются не только слои палеогена, неогена (вохчабердская толща), но и перекрывающие их плиоценовые лавовые покровы, занимающие в основном центральную часть водораздельного плато нагорья.

Весьма характерно, что наиболее молодые серии четвертичных лав (верхнечетвертичные и голоценовые) располагаются на краях нагорья, т. е. в зонах антиклинальных поднятий, по крыльям которых имеются тектонические нарушения и приуроченные к ним интрузии, а также молодые центры излияний.

Все это говорит, скорее всего, об обратной картине тектонических поднятий, а именно о том, что наиболее интенсивному поднятию подвергались зоны Аргичинской и Ахар-бахарской антиклиналей.

Предполагается, что темп поднятия был соразмерен с темпом денудационного сноса. Поэтому если в разрезе мульды Варденисского синклиниория мы встречаем ряд разновозрастных уровней планиции (пенепленинов): а) преднижне-среднеолигоценовый, б) предмеотический (сараматский?), в) нижне-среднеплиоценовый, то таковые в зонах антиклинальных поднятий сводятся к единому уровню денудации с одновременным выклиниванием наблюдаемых в разрезе Варденисского нагорья мощных разновозрастных толщ.

Возвратимся теперь к вопросу об уровнях лестниц, расположенных на склонах нагорья. Предположим, что они являются денудационными уровнями типа предгорных лестниц (*Piedmonttreppen*), возникших в результате прерывистого поднятия нагорья. В таком случае и при сводовом, и при дифференциальном поднятиях они не должны были бы располагаться параллельно друг другу. В чем же тогда причина этой взаимной параллельности?

Прослеживая геологическое строение этих уровней, мы убедились, что здесь имеется целая серия разновозрастных уровней разного генезиса, расположенных на различных гипсометрических отметках. И наблюдающуюся в них некоторую параллельность никак нельзя считать

результатом тектонических поднятий, образующих денудационные ступени типа предгорных лестниц.

Высоко расположенные, при этом **самые широкие** (что уже ставит под сомнение точку зрения об их генезисе, как о типах предгорных лестниц) уровни являются экзарационными, соответствующими по возрасту среднечетвертичному горно-покровному оледенению. Эти уровни ледниковой денудации врезаны в серию разновозрастных четвертичных лав. Местами экзарацией откопана древняя денудационная поверхность вохчабердского «пленеплена» почти в своей первичной форме, судя по тому, что на этой поверхности имеется много небольших островков древнечетвертичного андезитового покрова.

На более низко расположенных ступенях отмечаются скопления мощных морен, сглаженная поверхность которых совпадает с поверхностью среднечетвертичных лавовых потоков.

Таким образом, картина гораздо более сложная, чем ее рисует Е. Е. Милановский.

Мы согласны с точкой зрения Е. Е. Милановского о том, что низкие уровни, расположенные на относительных высотах над уровнем оз. Севан до 100—120 м, имеют в целом абразионный генезис, или вернее, по нашему мнению, не только абразионный, но и озерно-аккумулятивный. **Смена уровней от абразионного к аккумулятивному** в пространственном развитии, вдоль склона Варденинского нагорья, тесно связана со структурным строением последнего. Так, например, на участке сс. Золакар—Варденик отмечается определенный денудационный (абразионный?) врез в нижнечетвертичных лавах. На поверхности уступа имеются галечники. К востоку у сс. Алучалу—Ярпузлу, этот уступ вплотную подходит к берегу озера.

На этом отрезке уступ расположен на продолжении простирания оси Ахар-бахарской антиклинали. Абразионный уступ здесь врезан в липаритовые туфы вохчабердской свиты. Выше по склонам абразионная терраса перекрывается новейшими лавовыми потоками.

На крайней восточной части Варденинского нагорья, в долине р. Масрик, близ с. Сариягуб, как было отмечено, имеется озерно-аккумулятивная терраса аштеронского возраста, сложенная глинами, песками и галечниками. Останец террасы располагается на расстоянии около 15 км от берега оз. Севан. Надо полагать, что береговая линия аштеронского озера была продвинута еще дальше на юго-восток и находится под лавами Дашибендского потока. Такое далекое проникновение озерных отложений не случайно, поскольку здесь проходит мульда Севано-Акеринского синклиниория (см. «Бассейн озера Севан»).

Таким образом, **плавные перегибы древней береговой линии и переходы от аккумулятивных уровней к абразионным четко отображают их зависимость от структурного строения описываемой области.**

С этой точки зрения и следует рассматривать вопрос о генезисе и истории развития различных уровней, расположенных на северных склонах Варденинского нагорья, независимо от того, являются ли они абразионными, собственно денудационными или аккумулятивными.

Заканчивая описание Варденисского нагорья и окружающих его плато, мы считаем нужным еще раз подчеркнуть следующее.

Укоренившиеся в литературе представления о «сводовых» новейших поднятиях тектоно-вулканических массивов Армянского нагорья (Н. В. Думитрашко, 1957, 1961, 1962; Л. А. Габриелян, 1957, 1962; Е. Е. Милановский, 1957, 1962 и др.) с нашей точки зрения не соответствуют фактическому материалу и опровергаются морфологическим анализом.

В действительности под морфологическими «сводами» (Арагац, Гегамское, Варденисское, Сюникское, Бингельское, Аладагское, Арсиансское нагорья и пр.) располагаются сложные складчато-глыбовые, разбитые сбросами структуры.

Дифференциальные движения этих структур обусловили основные черты морфологии перекрывающих их эфузивных покровов, типы и последовательность лавовых излияний, а также палеоморфологию рельефа погребенного под разновозрастными эфузиями.

Севанская котловина Котловина оз. Севан является крупнейшей из межгорных котловин, расположенных на стыке системы складчато-глыбовых горных сооружений Малого Кавказа и Армянского вулканического нагорья.

Ограничивающий котловину с востока довольно крутосклонный и интенсивно расчлененный Севанский хребет сложен меловыми дислоцированными туфоконгломератами, туфобрекчиями, порфиритами и прорывающими их серпентинитами, дунитами, периотитами и габбро.

Высокие склоны и водораздельные пространства хребта заняты верхнемеловыми мергелями и известняками. Северо-западным продолжением Севанского хребта служит крутосклонный Аргуниийский хребет, сложенный из палеогеновых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфобрекций, перемежающихся с покровами порfirитов. Указанные комплексы пород образуют систему параллельных, вытянутых в общекавказском направлении складок, которые местами разбиты продольными сбросами, образующими синклинально-сбросовые межгорные депрессии (в долине р. Гетик). Крупные сбросово-надвиговые нарушения прослеживаются вдоль пояса выходов офиолитовых интрузий. Неоднократными обновлениями их нарушений была оконтурена и оформлена в основных чертах морфоструктура юго-восточного борта Севанской котловины (см. ниже).

Большая часть Севанской котловины входит в зону Центрального вулканического нагорья Армении, образующую здесь окаймляющие котловину с запада, юго-запада и юга овально вытянутые Гегамское и Варденисское нагорья и их предгорные, полого спускающиеся к озерной чаше плато.

Котловина озера имеет сложное тектоническое строение. Южная ее часть—бассейн Большого Севана представляет собой унаследованную еще из палеогена крупную, осложненную сбросами синклинальную мульду, выполненную мощными отложениями палеогена, гипсонасно-соленоносными глинисто-мергелистыми слоями миоцен (сармат), туфо-

тенными глинами, перемежающимися с конгломератами «белесоватой свиты», туфобрекчиями и туфогенами вохчабердской свиты — меотис-пonta и озерно-континентальными песчано-глинистыми, туфогенными и аллювиально-флювиогляциальными верхнеплиоценовыми отложениями сарикаинской свиты.

Северная часть — бассейн Малого Севана представляет собой молодой ступенчатый грабен, продолжением которого являются Верхнеразданская и Мармарикская депрессии, отделенные от Малосеванской мощной (более 60 м) лавовой запрудой вулкана Минаксар, расположенной на северной окраине Гегамского нагорья.

О генезисе и истории образования Севанской котловины и оз. Севан высказывались или посвятили этому вопросу специальные работы Г. В. Абих (1873), А. Т. Асланян (1947, 1949), Л. А. Варданянц (1948), А. А. Габриелян (1946, 1958), Е. И. Дьяконова-Савельева и Г. Д. Афанасьев (1933), Н. В. Думитрашко (1957, 1962), И. М. Казакова (1955), С. С. Кузнецов (1928, 1930, 1933), А. Ф. Ляйстер (1911, 1912), Е. Е. Милановский (1952, 1957), Ф. Освальд (1908, 1916), К. Н. Паффенгольц (1948, 1950), А. А. Турцев (1929, 1931), С. Г. Саркисян (1950), В. Е. Хайн и Л. Н. Леонтьев (1950) и др.

Часть авторов (Ф. Освальд, С. С. Кузнецов, А. А. Турцев, А. А. Габриелян, С. П. Бальян (1963, 1964) первенствующую роль в формировании котловины придают дизъюнктивным дислокациям, другие (К. Н. Паффенгольц, Г. В. Абих, А. Ф. Ляйстер) — лавовой запруде, третья группа (Л. А. Варданянц, А. Т. Асланян, И. М. Казакова, В. Е. Хайн) связывают образование котловины с новейшими колебательными движениями, образующими пологие складки. Использовав материалы предыдущих исследователей и основываясь на данных собственных полевых наблюдений, Е. Е. Милановский дал обстоятельное описание сложного геологического и геоморфологического строения котловины и восстановил историю ее развития.

За последние годы, в связи с проблемой спуска водных масс озера на склонах Варденинского и Гегамского хребтов и прибрежных равнинах было пробурено много скважин, производились крупномасштабные гидрогеологические и геоморфологические работы, в которых принимал участие и автор. Полученные результаты подтвердили в основном правильность выводов Е. Е. Милановского, относительно стратиграфии и тектонического строения Севанской котловины и вместе с тем позволили уточнить ряд вопросов, связанных, главным образом, с разрывными нарушениями, стратиграфией позднетретичных и антропогеновых отложений и, наконец, дали возможность осветить сложные гидрогеологические условия этой котловины (С. П. Бальян, П. С. Бошнатян, 1964).

Стало ясно, что дизъюнктивная тектоника в оформлении современной морфоструктуры котловины играла если не предопределяющую, то во всяком случае весьма важную роль.

Различные типы тектонических выступов, находящихся под лавовыми покровами или на дне озера, которые рассматривались некоторы-

ми авторами как новообразованные антиклинальные вздутия, являются, по нашим представлениям, глыбовыми поднятиями. Сбросовыми нарушениями обусловлена брахискладчатость — гофрировка неогенового чехла, наблюдаемая на различных участках прибрежной зоны. Погребенные под неоген-антропогеновыми, вулканогенными или озерно-континентальными отложениями сбросовые нарушения и приуроченные к ним древние асимметричные долины служат путями притока или оттока водных потоков, связанных с артезианским бассейном и обнаружены под мощными озерно-аллювиальными отложениями дна Большого Севана (С. П. Бальян, В. Т. Вегуни, 1963).

Предыдущими исследователями было выявлено крупное разрывное нарушение, проходящее вдоль юго-западного подножья Аргунийского хребта в северо-восточной береговой зоне Малого Севана. Этим и параллельным ему сбросом, проходящим юго-западнее по линии г. Камо — Ератумберская цепь вулканических конусов — Ахтинское поднятие — долина р. Мармари^{*} образована депрессия Малого Севана, включающая и северо-восточную часть Гегамского нагорья.

Е. Е. Милановский дал обоснование грабенообразного оседания Дзынагетской антиклинали, что еще первым предполагал А. А. Турцев (1931). Аргунийский сброс, проходящий по северо-восточному крылу обрушенной антиклинали, по данным Е. Е. Милановского, имеет в районе полуострова Севан амплитуду опускания 400—500 м. Далее на северо-запад близ Семеновского перевала сброс, постепенно затухая, сходит на нет, а на юго-востоке превращается в сложную систему сбросовых ступеней, состоящих из нескольких параллельных друг другу блоков, скрытых под водами центральной части Малого Севана. Малосеванский грабен на юго-востоке ограничивается поперечным нарушением, отделяющим бассейны Большого и Малого Севана, которое протягивается примерно по линии, соединяющей мыс Арданиш с мысом Сарикая. Этот поперечный сброс отмечен К. Н. Паффенгольцем (1950) как древний разрыв с опущенным северо-западным крылом, омоложенный в плиоцене. Л. А. Варданянц (1948) рассматривает этот выступ (Надеждинское поднятие) как поперечное антиклинальное поднятие, возникшее в четвертичное время, приводя, однако, для этого недостаточно убедительные доказательства. Е. Е. Милановский считает, что описанная антиклиналь была омоложена в четвертичный период (1957). В качестве доказательства он приводит некоторые морфологические критерии — различные высоты и изгибы абразионных и эрозионных террас на Аргунийском берегу, однако таковые могли бы образоваться и при росте отмеченной горстоподобной ступени. Важно отметить, что анализ батиметрической съемки этой подводной перемычки, проведенный ВЭНИ АН Арм. ССР в 1956 г., указывает на резко асимметричный поперечный профиль этого поднятия, что свидетельствует о наличии скорее всего сбросового уступа.

* См. Гегамское нагорье.

Батиметрическая карта Малого Севана указывает также на резкое асимметричное строение рельефа дна озера, состоящего из крутого монолитного Арегунийского склона в узкой северо-восточной его зоне и хаотического сочетания бугров и впадин в большой юго-западной его части, морфологические черты которой прослеживаются далее на западном берегу озера и на поверхности бугристо-глыбовых лав Ератумберского плато.

Дизъюнктивные нарушения на западном побережье озера выражаются в виде целого ряда сбросовых моноклинально-гребневидных ступеней, сложенных андезитами, базальтами так называемого Манычарского покрова (лавы типа «А», по К. Н. Паффенгольцу) и подстилающими их озерно-речными отложениями сарикаинской свиты. Эти нарушения детально закартированы А. А. Габриеляном и Е. Е. Милановским. Отмеченные уступы к востоку обрываются в Гегаркуни-Саруханскую депрессию, которая по своему строению напоминает ступенчатый грабен-рифт меридионального простирания. Эта депрессия, сужаясь к югу, замыкается у с. Гегаркуни: на севере же она, расширяясь, погружается под новейшие лавы Ератумберского плато. Границы депрессии можно оконтурить ступенчатыми сбросами в районах с. Гегаркуник, Кармиргюх, Сарухан, Батикян на востоке—с разломом, проходящим вдоль цепи вулканических конусов на западе, откуда изливались верхнечетвертичные лавы, залившие значительную часть Саруханской впадины и перекрывшие флювиогляциальные отложения предпоследнего (рисского) оледенения Гегамского нагорья. На севере сброс сочленяется с описанным ранее сбросом западного борта Малосеван-Мармарицкого грабена (С. П. Бальян и П. С. Бошнагян, 1964).

Важным элементом тектоники северной части Малосеванской депрессии является Варсерское (Чирчирское) поднятие. Этот тектонический вал вырисовывается на поверхности рельефа лавового покрова. Он протягивается почти в меридиональном направлении, располагаясь между устьем р. Грубель и вулканом Минаксар. Е. Е. Милановский характеризует это поднятие как растущую плиоцен-четвертичную антиклинальную складку, которая обусловила первоначальную запруду оз. Севан. Для выяснения палеогеографии этой части Севанской депрессии весьма важно уточнить тектонический характер этого несомненно существующего поднятия. Является ли оно молодой антиклиналью или обусловлено разрывными нарушениями?

В первом случае эта перемычка может играть роль подпруды озера, а во втором, наоборот, приуроченная к нарушению погребенная долина может служить путем для дренажа и глубинной фильтрации вод со дна озера.

Для нас более убедительным кажется дизъюнктивный генезис этого поднятия. Подтверждением этого служат следующие доводы. Несколько ниже с. Варсер около шоссейной дороги была пробурена скважина, которая под тремя покровами лав вскрыла мощные глинисто-щебнистые отложения древнего аллювия-делювия, аналогичные отложениям, вскрытым и описанным Е. Е. Милановским в Варсерском каньоне.

не. Анализ пыльцы, взятой нами из керна глинистого материала, по данным Я. Б. Лейе, указывает, прежде всего, на среднеплиоценовый (киммерийский) его возраст, т. е. такой же, как и для глин Варсерского каньона. При учете углов падения указанных слоев в каньоне р. Раздан (до 40°), кажется маловероятным образование такой крутой молодой складки. В таком случае следует ожидать наличие здесь сброса и заложенной вдоль него древней речной долины асимметричного профиля, которая погребена под мощными потоками лав Минаксара*. В этом случае вполне возможен глубинный дренаж из озера в сторону депрессии р. Мармари. К этому вопросу мы возвратимся несколько позже.

Е. Е. Милановский проводит по западному бе-

Дизъюнктивная тек- регу озера зону сбросовых нарушений, начинаю-
тоника бассейна щихся от мыса Сарикая до с. Личк, Мартуни.

Большого Севана

Между мысом Сарикая и мысом с часовней

намечается ряд брахискладок в неогеновой сарикаинской свите (в широком смысле) осложненных сбросовыми нарушениями. Так, у села Арцвакар выступает небольшая антиклинальная складка близширотного простираания, образующая в рельефе увалоподобную гряду, в ядре которой вскрыты сарматские отложения. Небольшие складки установлены также южнее мыса Сарикая и у мыса с часовней. Отдельные разрезы неогеновых отложений сарикаинской свиты изучены Е. И. Дьяконовой-Савельевой и Г. Д. Афанасьевым, К. Н. Паффенгольцем, А. А. Габриеляном, С. Бубикян и С. П. Бальяном, а всей свиты в целом—Е. Е. Милановским, по данным которого дается следующий сводный стратиграфический разрез.

1. Средний-верхний сармат: глины в верхней части мшанковые биогермы, известняки-ракушечники с сарматскими остракодами, мергелями, глинами с примесью пеплов. Общая мощность сарматских отложений, по данным Арцвакарской буровой скважины, превышает 600 м и, вероятно, увеличивается в центральной части мульды Большого Севана.

2. Меотис-понт: озерные глины, известняки, ракушечники, пески, пеплы, конгломераты (белесоватая свита, С. Б.), туфобрекции, конгломераты пролювиально-вулканогенного происхождения (вохчабердская свита, С. Б.).

Эта свита слагает небольшую складку у мыса с часовней и погружается под сарикаинскую свиту (в узком смысле) у мыса Сарикая. Свита вскрыта рядом буровых скважин по западному побережью озера, а также на восточных обрывистых уступах Гегамского нагорья, где можно проследить фациальное замещение осадочных слоев этой свиты туфбрекциями, андезито-дацитовыми и трахитовыми лавовыми брекчиями и липаритовыми экструзиями спитаксарской свиты (см. Гегамское нагорье). Отложениями этой свиты, как мы полагаем, сложены останцевые столообразные возвышенности на дне Большого Севана (см. ниже).

* См. Гегамское нагорье.

3. Нижний-средний (?) плиоцен: мелководные озерные отложения (глины, диатомиты, туфопесчаники, туфоконгломераты), перекрытые трахиандезитами и манычарскими лавами.

4. Верхний плиоцен (апшерон?): озерные и аллювиально-пролювиальные (флювиогляциальные — А. А. Габриелян, Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян) отложения — глины, диатомиты, туфопесчаники, конгломераты, галечно-песчано-пепловые отложения, переслаиваемые с туфами собственно сарикианской свиты в узком смысле, вскрытой в обрывах мыса Сарикая.

На денудационную поверхность меотис-понтической и плиоценовой свит (свиты 2—3) налегают базальты Манычарского верхнеплиоценового (?) покрова, которые в свою очередь погружаются под галечно-песчанистые отложения верхов сарикианской свиты у мыса Сарикая. Возраст последней предположительно датируется, как верхний плиоцен — нижний плейстоцен (Н. В. Думитрашко, 1962; Е. Е. Милановский, 1952).

Образовавшиеся в лавах Манычарского покрова моноклинально-гребневидные гряды с резко изменчивыми мощностями эфузивной толщи отображают обновление дизъюнктивных нарушений.

Многочисленные сбросы с амплитудой смещения от 20 м до 1—2 м отмечаются в песчано-галечной толще верхов сарикианской свиты, в обрыве мыса Сарикая, которые связаны с главным сбросом, идущим вдоль берега.

Этот сброс фиксируется скважиной, пробуренной на берегу озера (С. П. Бальян, П. С. Бошнагян, 1964). Амплитуда вертикального смещения опущенного восточного блока (занимающего прибрежную часть озера) достигает 60 м. Скважина, заложенная в с. Норадус на глубине 87 м, вскрыла галечники сарикианской свиты, которые содержат напорные воды с характерным для оз. Севан химическим составом (содержанием в них магнезиальных солей и др.). Это дало нам основание считать, что сарикианская свита, имеющая общий северо-западный уклон, содержит водоносные горизонты галечников, служащие путями глубинной фильтрации некоторой части вод озера в сторону Гегамского нагорья — Ератумберского плато, где отмечается глубокое погружение этой свиты под мощные четвертичные эфузии периферических излияний.

Анализируя данные скважин, пробуренных на северо-восточных склонах нагорья и вдоль береговой зоны озера, мы можем констатировать увеличение мощности четвертичных лав в северо-западном направлении, считая от г. Камо, где лавы имеют минимальную мощность. Так, у с. Норашен мощность лав достигает 120 м, у с. Лчашен — 270 м. В скважинах под галечниками сарикианской свиты вскрыты отложения туфобрекций, конгломератов, пеплово-песчаных отложений «белесоватой» и вохчабердской свит, переслаиваемые с покровами долеритовых и мандельштейновых базальтов.

В подтверждение вышесказанного мы считаем необходимым привести разрезы некоторых скважин.

Скважина, заложенная южнее с. Лчашен, под лавами Ератумберского плато и галечниками сарикаинской свиты на глубине 207 м вскрыла глины и пески и подстилающие их долеритовые базальты. В другой скважине (у села Мухан) под четвертичными лавами на глубине 160 м вскрыты галечники небольшой мощности, затем жирные глины с остатками пресноводной фауны общей мощностью 75 м, долеритовые базальты — 65 м, конгломераты и сланцеватые глины. Скважина у с. Норашен под лавами на глубине 120 м встретила галечники, переходящие книзу в плотные глины и песчаники, содержащие обломки и гальки обсидианов мощностью 120 м, долеритовые базальты — 50 м, пемзовые туфопесчаники — 140 м, долеритовые базальты, перемежающие слои песчаников и мандельштейновых (сильно хлоритизированных, пористых, заполненных карбонатом) базальтов — 120 м, пемзовые и пепловые песчаники — 80 м.

Мы полагаем, что под Ератумберским плато располагается юго-западная часть опущенного блока Малосеванского грабена, который сочленяется на юго-западе с описанным ранее выступом Верхнеахтинского горстоподобного поднятия. Амплитуда вертикального смещения сброса увеличивается по направлению к СЗ, достигая своего максимума, вероятно, в пределах Верхнеразданской депрессии. Вдоль плоскости отмеченного сброса протягивается предполагаемая древняя долина реки Палеораздан. Правый пологий Присеванский склон этой долины сложен моноклинально залегающими слоями сарикаинской свиты, сохраняющими местами на поверхности водоносные галечниковые горизонты, а левый крутой склон представляет собой сбросовый уступ пород мелового и палеогенового фундамента.

В отмеченной долине в результате глубинной фильтрации из озера, проходящей по широкому фронту через галечниковые горизонты сарикаинской свиты, концентрируются воды, направляющиеся в пределы Верхнеразданской депрессии. Отметим, что в скважине с. Варсер на глубине 80 м, т. е. на 25—30 м ниже дна озера вскрыт напорный водоносный горизонт севанской воды, что и подтверждает изложенное предположение. Проведенные в последние годы электроразведочные работы в описанной зоне намечают общие контуры глубокой ложбины, заливаемой лавами, подстилаемые предположительно песчано-глинистыми отложениями (т. е. сарикаинской свитой), на противоположном же висячем крыле сброса установлены небольшая мощность лав и подстилающие их древние породы фундамента.

Несколько слов о генезисе и возрасте верхней песчано-галечной части сарикаинской свиты, обнажающейся в разрезе мыса Сарикая, у кладбища села Норадус, в каньоне р. Гаварагет под лавами у г. Камо и в других местах. На основании общих геолого-геоморфологических сопоставлений принято считать, что галечники сарикаинской свиты являются аналогами Советашенских, Агавнадзорских, Акеринских и др. покровных галечников, которые имеют, вероятно, флювиогляциальный генезис и предположительно акчагыльский (А. Т. Асланян, 1958) или ашшеронский возраст (А. А. Габриелян, 1946; Н. В. Думитрашко, 1953, 1957; Е. Е. Милановский, 1952; С. П. Бальян, 1953, 1961).

Споро-пыльцевый анализ образцов, взятых нами из послойных разрезов различных обнажений сарикаинской свиты, подтвердил эти представления. В общем наблюдается закономерная смена климатических условий в процессе накопления этой толщи. В низах разреза в песчано-суглинистых слоях фиксируется ксерофитный, характерный для сухих степей и полупустынь, комплекс флоры. В средней части разреза в перемежающихся пачках галечников и пеплово-песчанистых слоях появляются холодолюбивые и влаголюбивые представители лесов, включая и хвойные, последние в верхах разреза исчезают, уступая место мезофильной и затем ксерофильной флоре. Подобное изменение климатических условий и смена фаций, хорошая окатанность и слоистость отложений указывает, скорее всего, на флювиогляциальный (а не пролювиальный) генезис галечников, которые могут быть связаны с периодом древнечетвертичного-верхнеплиоценового оледенения (гюнц?) Армянского нагорья.

Аналогичная смена климатических условий отмечается в новейшей, вероятно, позднечетвертично-голоценовой истории бассейна оз. Севан.

В разрезах погребенных дельтовых отложений рр. Масрик, Дзыкнагет, Гаварагет, Аргичи и др., вскрытых на освобожденном дне озера, в связи с искусственным понижением его уровня, четко фиксируется перемежание недислоцированных озерных глин и песков с типичными речными отложениями галечников. Судя по пространственному распространению этих отложений, амплитуда перемещения береговой линии на отмеченных равнинных участках исчисляется сотнями метров, иногда превосходя километр.

Соответственно, амплитуда вертикального колебания уровня озера по нашим приблизительным подсчетам измеряется от 2—5 до 10—15 м.

Такое резкое колебание уровня озера, связанное с увеличением или сокращением объема воды в чащце озера, объясняется только изменениями климатических условий в позднечетвертичный—голоценовый период.

Характер этих весьма интересных многовековых изменений ритма климата в прошлом можно выяснить при тщательном комплексном изучении вскрытых донных отложений, в которых выделяется сложная гамма переплетающихся слоев озерных и болотных глин, погребенных почв, речных отложений различного рода, содержащих остатки богатой растительности и фауны позвоночных.

Морфологические и гидрогеологические критерии, характеризующие тектоническое строение и новейшие движения котловины Большого Севана

Крупное нарушение с морфологически хорошо выраженным уступом простирается вдоль склона Гегамского нагорья между селениями Еранос-Дзорагюх на расстоянии 2,5 км. В обнажениях этого уступа выступают туфобрекции вохчабердской толщи и подстилающие их глинисто-туфогенные слои белесоватой свиты. К югу нарушение скрывается под андезитовыми покровами, выходя

вновь наружу, вероятно, у вулкана Армаган, верхнечетвертичные лавы которого залили часть предполагаемой сбросовой депрессии юго-восточнее предгорных склонов Гегамского нагорья. На Еранос-Дзорагюхском участке вдоль сбросового уступа и до берега озера распространены древнечетвертичные, ныне стабилизированные оползни, сложенные отложениями вохчабердской и белесоватой свит, с глыбами и островками андезитовых лав на поверхности. Оползни далее прослеживаются на дне озера. На это указывает извилистая полоса изобат на расстоянии до 1,5 км от берега.

Довольно широкая зона сбросовых нарушений отмечается на склонах Севанского хребта, обращенных к Масрикской равнине.

Здесь отчетливо выраженные морфологические уступы наглядно характеризуют типы и темпы новейших тектонических подвижек в юго-восточной части бассейна Большого Севана.

Система сбросов в целом приурочена к поясу оphiолитовых интрузий, что характеризует процесс обновления древнего и, вероятно, глубинного тектонического нарушения.

Сбросовые уступы располагаются субширотно под острым углом относительно шарниров складок, а их ступени полого наклонены на северо-запад. Характерными формами рельефа являются почти ровные, слабо паклонные денудационные ступени склонов, расположенные друг над другом. Первый, наиболее высокий и древний уровень, срезающий верхнемеловые известняки и мергели, располагается на водоразделе хребта, имеющем высоту 3000—3200 м.

Возрастной диапазон эпохи формирования этой поверхности денудации, являющейся останцем древнего регионально выраженного пенеплена Малого Кавказа, очень широк и охватывает период, очевидно, с олигоцена до среднего плиоцена. Ниже водораздельной поверхности планации располагается наклоненная к Масрикской равнине и несколько диагонально относительно водораздельного плато неширокая ступень, которая генетически принадлежит к этому водораздельному уровню денудации, опущенная вследствие сброса на более низкие отметки. В восточной части хребта описанный уровень сливается с водораздельным плато на отметках около 3000 м.

К западу этот уровень, отделяясь от уровня водораздельного плато уступом, постепенно понижается, причем расхождение между уровнями все более увеличивается. Так, например, на меридиане с. Джанахмед разница высот составляет всего 150 м, 2 км на запад у с. Караплан — уже 350 м, еще в 2 км на запад у села Кясаман — 450 м, а у с. Шишская уровень сливается с прибрежной равниной озера, на высоте около 2000 м, водораздельное же плато вздымается на высоте до 3200 м, т. е. амплитуда отметок составляет уже 1200 м. Далее на запад от с. Шишская уровень погружается под четвертичные озерно-речные отложения. Естественно, наклон этого уровня нельзя целиком приписывать сбросу, однако сброс в образовании этой ступени играл решающую роль. В геологическом разрезе уступа, простирающегося вдоль плоскости сброса, примерно в его средней части (в области верховья

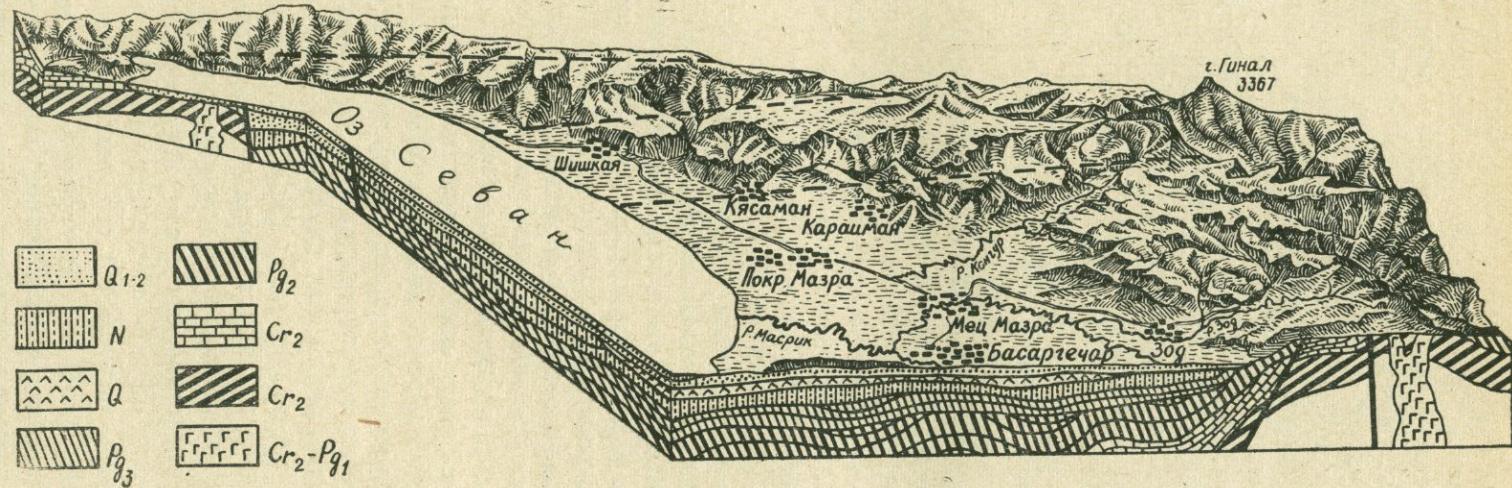


Рис. 44
Блок—диаграмма Масрикской котловины и склонов Севанского хребта.

р. Карайман) амплитуда вертикального смещения, подсчитанная по подошве сенонских известняков, составляет 380 м. К западу, у с. Кясаман смещение достигает 500 м, а еще дальше, несомненно, увеличивается (смещение здесь уже трудно определить, так как сенонские известняки на нижней ступени размыты и на поверхности обнажаются отложения вулканогенного турона).

Ниже отмеченной ступени располагается отделенный от нее другим сбросовым уступом следующий уровень. Этот уровень на меридиане 2 км восточнее с. Джанахмед сливается с водораздельной поверхностью на высоте 2960 м (уровень Бугдадаг—Агеахуш). Выше селения Джанахмед уровень понижается и располагается на склоне хребта на высоте 2500 м, у с. Карайман — 2200 м, а несколько далее, на запад, быстро понижаясь, уровень глубоко уходит под отложения конуса выноса р. Кясаман. Второй, более высокий уровень простирается вдоль склона хребта, вплоть до с. Шишская. Расстояние между участками погружения отмеченных уровней составляет 6—7 км. Допуская, что отмеченные уровни являются реликтами единого уровня планирования, разобщенного впоследствии диагонально расположенным затухающими сбросами на отдельные блоковые ступени, мы можем определить примерную общую амплитуду вертикального смещения сбросов, возникших (обновленных?) после оформления описанного выше пенеплена в прибрежной полосе озера в районе сс. Шишская-Гюней (наиболее опущенная часть Масрикской равнины) в 1—1,2 км.

Прилагаем блок-диаграмму описанного района (рис. 44).

В восточной части Севанского хребта (восточнее с. Джанахмед), как было описано, предгорные сбросовые ступени сливаются в единый уровень денудации водораздельного плато.

Однако на крутых интенсивно расчлененных склонах этой части хребта, омываемой притоками р. Конгур (Агеахуш), отмечается целый ряд ступенчатых гравитационных сбросов, расположенных обычно в виде параллельных, а иногда внезапно изменяющих свое направление линий; у подножья этих уступов располагаются огромные оползни. Некоторые из этих оползней ныне продолжают перемещение. На высоком склоне прослеживается весьма характерная узкая ступень древней террасы с уклоном в сторону хребта, образованная, несомненно, сбросовым нарушением. На террасе обнаружены гальки эфузивных пород трахидацитов, коренные выходы которых располагаются на восточной части Варденисского нагорья, в области верховья р. Масрик. Проследив отмеченную террасу по направлению предполагаемого сноса, мы обнаруживаем контуры древней долины за долиной реки Конгур в сторону Зодского перевала по широким уровням древних террас, срезающих офиолиты и другие породы мелового возраста, на которых местами имеются гальки описанных молодых эфузивных пород.

Прослеживание направления этой древней долины имеет большое практическое значение. Оно может служить важным критерием для выявления золотоносных россыпей, погребенных под отложениями позднейшего аллювия.

Древняя гидрографическая сеть и связанные с ней золотоносные россыпи

Золоторудный пояс Севанского хребта генетически приурочен к зоне разломов, диагонально секущих южное крыло антиклиниория Севанского хребта. В отмеченной зоне остаточные денудационные поверхности деформированы сбросовыми нарушениями, плоскости сбросов в них фиксируются выходами кварцитов и других, устойчивых к денудации плотных пород и связанных с ними золоторудных тел, которые, однако, в процессе продолжительной денудации и эрозии оказались в значительной степени снесеными (особенно зона окисления). Общая мощность снесенного слоя в этой зоне по нашим подсчетам составляет не менее 200—250 м. Выходящие теперь на дневную поверхность рудные тела разубожены. Глубина денудационного среза увеличивается по направлению древнего стока с востока (Зодский перевал, где снос минимальный) на запад, в сторону Карайман-Шишская (зона максимального сноса).

Кроме того, по мере движений с востока на запад увеличивается густота и глубина расчленения поперечными по отношению к простиранию древних уровней и речных долин притоками, приносящими в зону предгорий большие массы обломочного материала — «пустого» аллювия и пролювия. На основании вышеизложенного следует ожидать, что в fazu эрозионного и денудационного сноса, осуществляющегося древней гидрографической сетью, золотоносные россыпи должны были накопиться в зоне погружения, совпадающей ныне с полосой предгорий Севанского хребта под конусами выносов рек Джанахмед—Карайман—Кясаман, однако не на больших глубинах по следующей причине: описанная нами терраса, (или система террас), принадлежащая к древней гидрографической сети, около Зодского перевала перекрывается моренными отложениями предпоследнего горно-покровного оледенения, возраст которого предположительно считается средне-плейстоценовым-рисским (Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян, 1964). Это верхний возрастной предел описанной террасы, после которого происходила перестройка гидрографической сети этой области.

Древняя долинная сеть прекратила свое существование и отдельные ее участки с того периода стали водоразделами с развитием на них процессов замедленной денудации (судя по сохранившимся на них галечникам древних долин).

Нижним возрастным пределом существования этой древней долины или сети продольных долин, остатки которых сохранились между моноклинально-сбросовыми куэстовыми грядами на склонах Инакдагского хребта (между современными долинами рр. Конгур и Зод) мы считаем ашерон по следующим соображениям: моноклинальные склоны куэст, ограничивающих древнюю долину, сочленяются с широкими галечными покровами, которые занимают синклинальные участки долины р. Масрик в районе с. Сариягуб-Азизлу*. Эти отложения являются фациально-стратиграфическими и морфологическими аналогами верхов сарикаинской свиты. На основании этого можно сделать определенные

* См. Варденисское нагорье.

выводы о неглубоком положении золотоносных россыпей, погребенных под верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями в юго-восточной прибрежной зоне Большого Севана в районе конусов выносов Кя-саман—Караиман. К западу, в районе конуса выноса Шишская, предполагаемые россыпи должны находиться на больших глубинах, судя по тому, что в этой зоне древний разорванный сбросами уровень денудации уходит очень глубоко под четвертичные молассоподобные отложения предгорья (С. П. Бальян, 1959).

По этой зоне крутых, обрывистых склонов Севанского хребта, спускающихся непосредственно к берегу озера, отмеченной резко выраженным изломом поперечного профиля подножья, предполагается наличие крупных сбросов, по плоскостям которых происходит наиболее интенсивное для всего бассейна озера погружение лежачего бока (Масрикской котловины и чаши Большого Севана). Пробуренные на Масрикской равнине и вдоль склона хребта скважины (данные В. Т. Вегуни), явно указывают на увеличение мощности четвертичных и голоценовых озерно-аллювио-пролювиальных отложений от центра равнины на СЗ к подножью крутых Шишская-Гюнейских склонов Севанского хребта.

Так например, скважина, пробуренная у с. Шишская примерно на расстоянии 0,5 км от коренного склона хребта до глубины 240 м не вышла из современных и четвертичных аллювиально-пролювиальных и озерных крупнообломочных отложений. Скважины, заложенные в центральной части равнины у (с. Мазра, на участке бывшего озера Гилли и др.) вскрыли следующий стратиграфический разрез.
от 15 до 100 м — глинисто-алевритовые и песчано-гравелистые аллювиально-озерные четвертичные отложения.
от 100 до 250 м — диатомитовые глины, пемзовые пески, глинистые песчаники, конгломераты сарикаинской свиты.
свыше 250 м — глины, мергели миоцена (сарматский ярус).

Постепенно усиливающиеся процессы погружения предгорной зоны Севанского хребта доказываются также анализом гидрогеологических данных, который мы считаем уместным изложить ниже, так как формирование артезианского бассейна котловины Большого Севана, подобно Арагатской котловине, теснейшим образом связано с новейшими тектоническими движениями.

В отмеченных скважинах вскрыты три напорных горизонта подземных вод, отделенные друг от друга водоупорными песчано-алевролито-глинистыми слоями (В. Т. Вегуни).

Первый водоносный горизонт располагается на глубине от 20 до 50 метров и сохраняет вероятную связь с водами озера.

Второй напорный горизонт в береговой зоне озера залегает на глубине 50—60 м, а ближе к центральной и присклоновой части Масрикской равнины уходит до глубины 70 м и более.

Этот горизонт имеет более широкое развитие, чем первый. Область напора его распространяется также под донные отложения чаши Большого Севана. В Масрикской равнине границы артезианского бассейна

достигают с. Зод. Водоупором в этой части служат туфобрекции и липаритовые туфы.

На юге Масрикской равнины водоносный горизонт уходит под покровы среднечетвертичных лав Варденисского нагорья*.

Третий водоносный горизонт вскрыт на глубине 97—108 м, в прибрежной части Масрикской равнины (бывшее оз. Гилли). Пределы его развития на площади Масрикской равнины неизвестны, однако, нет сомнения, что и этот горизонт располагается под дном чаши Большого Севана на больших глубинах.

Все водоносные горизонты являются напорными, причем первые два с положительным пьезометрическим напором, достигающим у берега озера 4 м. Наблюдается общий уклон пьезометрического уровня в сторону озера. Это дало основание В. Т. Вегуни считать, что эти горизонты сохраняют связь с водными массами озера и где-то разгружаются в озеро. Однако такое заключение мы считаем недостаточно обоснованным. Геологические данные совершенно отчетливо указывают на то, что между отмеченными горизонтами и водами озера отсутствует гидравлическая связь. Второй водоносный горизонт в прибрежной полосе озера залегает на глубине 70 м, третий — около 100 м. Принимая среднюю глубину озера за 45 м, а максимальную — за 50 м (до спуска его уровня) мы видим, что во всех случаях II и III напорные горизонты должны располагаться под дном озера, отделяясь от его вод донными и другими отложениями, имеющими мощность не менее 25—30 м, причем на долю донных илистых отложений приходится слой мощностью в 6—8 м (данные Института водных проблем АН Арм. ССР).

Мощность плиоцен-четвертичных озерно-аллювиальных отложений, заключающих в себе напорные воды, увеличивается по направлению с ЮЗЗ на СВВ, достигая своей наибольшей мощности в зоне предгорья Севанского хребта, т. е. в наиболее глубоко спущенной части сброса. Батиметрическая карта чаши Большого Севана также указывает на общий наклон дна в сторону Севанского хребта.

Намечаемые меандры на дне озера и древние конусы выносов рек Варденик, Аргичи, Цаккар и др. имеют общее направление с ЮЗЗ на СВВ, вплоть до поперечного Норадус-Арданишского поднятия, где отмечается переход меандры р. Палеомасрик в подводный каньон, времанный в Надеждинское поднятие.

Основное направление древней гидрографической сети, погребенной под нижне-среднечетвертичными лавами Варденисского нагорья, также обращено в сторону склонов Севанского хребта. Останцы верхнеплиоценовой-нижнечетвертичной террасы, представленные мощными покровными галечниками, расположенными на правобережье каньона р. Масрик у с. Сариягуб, имеют общий наклон на ССВ в сторону с. Шишская, там же намечается направление стока и при определении первичного наклона галечников.

По всем перечисленным выше данным можно прийти к заключению, что артезианские водоносные горизонты образовались **по мере**:

* См. Варденисское нагорье.

накопления озерно-аллювиальных отложений и погружения восточного борта Масрикской равнины, приведшего в конечном итоге к оформлению артезианского моноклинального склона, экранированного плоскостью описанного сброса, диагонально секущего склон Севанского хребта.

Артезианские воды по своему химическому составу совершенно отличны от вод озера. Они очень пресные, с прекрасными питьевыми качествами. Незначительная их минерализация, а также пьезометрический уклон напорных горизонтов указывают на интенсивный водообмен и направление течения этих вод по отмеченному сбросовому нарушению в пределы чаши Малого Севана, долавовое дно которого, как стало известно, имеет обратный, обращенный к Гегамскому нагорью западный уклон. Здесь эти воды, вероятно, проходят под лавами Ератумберского комплекса, которыми залита большая часть дна Малосеванской депрессии.

Наши представления о путях глубинного стока вод из артезианского бассейна Масрикской равнины являются пока только предположительными, и подтверждение их требует дополнительных детальных исследований, в том числе буровых работ.

Тем не менее, использование данных гидрогеологии в сочетании с методами геоморфологического анализа позволило, как нам кажется, получить определенное представление о морфоструктуре Севанской котловины и дна чаши озера.

В заключение остановимся кратко на истории *Новейшая история развития озера Севан в голоцен-исторический период*.

Севан В связи со спуском оз. Севан, на глубине 9—10 м от его прежнего уровня были обнаружены кладбища и остатки материальной культуры ранней бронзы и медного века.

Очевидно, имеющиеся близ кладбищ поселки должны были находиться на берегу озера и значительно ниже кладбищ, так как последние устраивались только на возвышенностях-курганах.

Если считать среднюю относительную высоту этих курганов от населенных пунктов 20—25 м, то следует, что в период ранней бронзы оз. Севан имело величину, ограниченную изобатами 30—35. Далее, как показали наши исследования (С. П. Бальян, В. Т. Вегуни, 1958), в районе полуострова Севан перемычка, соединяющая бывший остров с материком, искусственная и состоит из наброски базальтовых глыб, привезенных с противоположного, очевидно, лачшенского берега, где имеются большие глыбовые скопления базальтов. Между тем, как «остров», так и окружающая его береговая материковая полоса сложены из эоценовых песчаников и туфогенов.

Центральная же часть этой перемычки, построенная из глыб базальтов, была в свое время, очевидно, каким-то сооружением, связанным с существовавшими тогда языческими храмами. Наконец, отметим также, что в пределах пологих склонов Гегамского и Варденисского нагорий нами обнаружены следы древнейших ирригационных сооруже-

ний, посредством которых уарты или их предки орошили засушливые территории прибрежной части озера, находящиеся ныне под дном озера.

На дне Большого Севана древнее речное русло и окружавшие озеро конусы выноса рр. Масрик, Аргичи, Варденик располагаются до изобат 48—49 м, а субаэральные известковые конкреции (судя по данным буровых скважин) до глубины 45—46 м. Отмеченная зона изобат Большого Севана, кольцеобразно окружая озерную чашу, замыкается у Норадус-Арданишской сбросовой перемычки, где начинается подводный каньон. И, наконец, пробуренные в береговой полосе озера буровые скважины вскрыли на средних глубинах отвечающих, примерно, описанной зоне изобат, погребенные под лавами водные потоки, т. е. пытающие озеро родники, около которых, несомненно, располагались поселки. Все сказанное приводит нас к заключению, что полоса изобат 40—45 м явилась, очевидно, уровнем векового стояния древнего озера. Очень возможно, что в то время мелководное озеро — Большой Севан было разобщено выступами и перемычками, сложенными из пород вохчабердской толщи и сарикаинской свиты. Такая картина наблюдалась, примерно 5000 лет тому назад.

Заполнение озера до его отметки, существовавшей перед спуском, громадными массами воды произошло за пять тысячелетий, истекших со времени бронзового века. Оно было связано, как мы полагаем, с теплением климата и таянием реликтов последнего оледенения. К описанному периоду и следует отнести полное исчезновение лесных массивов, которые имели обширное развитие на склонах окружающих котловину горных массивов.

Сюникское (Карабахское) нагорье простирается широкой полосой с северо-запада на юго-восток, междуречье рр. Воротан, Тертер и Акера.

Водораздельная высокогорная часть нагорья расположена на абс. высоте 3200—3800 м и имеет довольно плоский холмисто-волнистый рельеф. В районе массивов Цхук, Ишханасар, Маркасар водораздел имеет характер расчлененного горного рельефа. По юго-западным склонам водораздельной части нагорья в бассейне левобережья р. Воротан располагаются Сисианская и Ераблурская плато, сложенные разновозрастными покровами и потоками лав. Сисианская наклонная плата в верховьях р. Воротан, огибая сильно расчлененные горные массивы Гомейр (Гумарах) и Базенк (Гузгунлу), переходит на севере в возвышенное Айлахское (Алагеллярское) плато, на котором имеются многочисленные запрудные озера, а на юго-востоке — в Ераблурское плато. На поверхности Сисианского плато возвышаются многочисленные шлаковые конусы и вулканы, от которых главным образом на юго-запад тянутся потоки бугристо-глыбовых и волнистых лав.

Поверхность Ераблурского плато ровная, благодаря развитию здесь основных волнистых лав. Плато с юга и юго-запада обрывается глубоким ущельем р. Воротан, проложенным по контакту лав с более древними породами Баргушатского хребта.

На юго-востоке Сюникского нагорья расположено Горисское на-

клонное плато, сложенное рыхлыми пирокластолитами. Плато сильно и густо расчленено долинами рр. Горис, Баяндур, Хнацах и др., между которыми расположены останцы плато, вытянутые параллельно ущельям. На склонах ущелий рек туфобрекции образуют причудливые формы выветривания — скалы, останцы, пирамиды, грибы и пр.

К юго-востоку Горисское наклонное плато значительно расширяется и далее переходит в Акеринскую наклонную равнину, сложенную вулканогенно-пролювиальными (возможно, флювиогляциальными?) отложениями.

Река Воротан в области верховья и водосбора начинается небольшими оврагами, которые, постепенно углубляясь к юго-востоку, сливаются и переходят в типичный каньон, врезанный в лавовый покров. Далее река резко меняет направление своего течения к югу вплоть до Базарчайской котловины. Здесь каньон открывается на обширную равнину, где река образует широкие меандры. Далее к юго-востоку река снова врезается в коренные породы, образуя глубокое ущелье на участке сс. Борисовка—Ангехакот. В пределах Ангехакотской чащи долина снова открывается в обширную аллювиальную равнину. Вниз по течению на участке сс. Балак—Сисиан река опять входит в глубокое (120—200 м) ущелье, протяжение которого около 11 км, а еще ниже — в обширную террасированную Сисиансскую котловину. Ниже с. Агуди река снова врезается в ущелье, глубина которого на участке сс. Татев-Галидзор достигает 700 м. Далее до слияния ее с р. Акера она не выходит из ущелья, но глубина последнего вниз по течению постепенно уменьшается.

Ввиду того, что Сюникское вулканическое нагорье почти целиком, за исключением ущелья р. Воротан, покрыто мощными покровами лав, о погребенных под ними структурах мы имеем лишь предположительное суждение. Вероятно, здесь в общекавказском направлении простирается крупный, широкий и пологий синклиниорий; последний выполнен вулканогенно-обломочными и континентально-озерными отложениями миоплиоцена, которые забронированы лавами. На крыльях синклиниория, в каньонах рр. Воротан и Тертер, выступают древние дислоцированные породы, которые разбиты крупными нарушениями, протягивающимися в общем вдоль крыльев синклиниория. По указанным разломам синклиниорий в дальнейшем оказался опущенным относительно интенсивно поднимающихся глыб — антиклиниориев соседних горных массивов, представляя собой, таким образом, крупный грабен-синклиниорий. В центральной части отмеченного синклиниория намечается, по-видимому, поперечное поднятие, прорванное в ядре крупными липарито-дацитовыми экструзиями и полигенными вулканами Базенк, Гомайр, Ишханасар, Цхук и др.

Породы экструзий образуют фациальные переходы от кислых лав к лавовым брекциям, а последние — к туфобрекциям, которые, наконец, в области синклинальной мульды замещаются конгломератами (Акеринской свиты).

Помимо отмеченных крупных разломов, проходящих в верховьях

рр. Воротан и Тертер, в пределах нагорья имеются и другие дизъюнктивные нарушения. Одним из наиболее крупных является нарушение, проходящее вдоль долины р. Горис вплоть до массива горы Ишханасар, далее оно предположительно прослеживается по многочисленным вулканическим конусам через Айлахское плато, где отмечаются также выходы термальных и минеральных источников. Намечается также другой разлом, диагонально секущий синклиниорий Сюникского нагорья в области верховья р. Воротан, где расположена цепь кварц-диоритовых интрузивных массивов и крупных вулканов (Карахач, Алагелляр и др.). В целом указанные выше дизъюнктивы не затрагивают молодые покровы и потоки лав, за исключением нижней части столбчатых лав Ераблурского плато. Четвертичные лавы находятся в своем почти ненарушенном первоначальном залегании, но, возможно, в области водораздельной полосы Цхук-Ишханасарского массива подверглись некоторому поднятию (С. П. Балян, С. Х. Геворгян, 1962).

Вопросам стратиграфии вулканогенных толщ Сюникского нагорья посвящено множество работ А. А. Габриеляна (1952), А. А. Габриеляна, Д. П. Исаханяна, А. И. Адамяна, С. П. Баляна (1955), Д. П. Исаханяна (1955), А. И. Криштофовича (1939), Л. И. Леонтьева, В. Е. Ханна (1949), Е. Е. Милановского (1956), К. Н. Паффенгольца (1940), А. И. Соловкина (1937—1940), А. Л. Тахтаджяна, А. А. Габриеляна (1948), В. Е. Ханна, В. В. Тихомирова, Т. А. Горшенина (1950), А. Н. Назаряна (1959), Э. Ш. Шихалибейли (1956) и др.

В работах отмеченных исследователей излагаются совершенно разноречивые представления о взаимоотношениях эфузивных серий и подстилающих их вулканогенно-обломочных пород, известных в литературе под именем горисской и акеринской свит, о возрасте этих свит и т. д. В настоящее время вопросы стратиграфии этих толщ настолько запутаны, что, вероятно, потребуются повторные контрольные коллективные маршруты для согласования многих спорных вопросов.

Вулканогенная толща Сюникского нагорья, слагающая описанный выше синклиниорий, состоит в основном из двух формаций. Нижняя, представленная кислыми пирокластолитами, перемежающимися с конгломератами, диатомитовыми глинами, так называемой горисской и акеринской свит и верхняя, представленная лавовыми покровами и потоками. Морфология нагорья обусловлена покровными эфузиями и перекрывающими их переплетающимися друг с другом лавовыми потоками. Отложения нижней свиты обнажаются в разрезе глубокого каньона р. Воротан и местами выходят на дневную поверхность в виде останцевых эрозионных массивов, особенно в водораздельной возвышенной зоне нагорья в междуречье рр. Арпа, Воротан, Тертер и местами на Сисиан-Ераблурском плато. Здесь встречаются, главным образом, плотные, эрозионно устойчивые фации этой толщи — липаритовые, обсидиановые и дацитовые экструзивные куполы и вулканы. Описанный комплекс вулканогенно-осадочных пород налегает с резким несогласием на различные интенсивно дислоцированные породы юры, мела и

эоцене, обнажения которых прослеживаются почти на всем протяжении каньона р. Воротан.

Наиболее древней серией вулканогенного основания Сюникского нагорья, вероятно, следует считать полого-дислоцированные слои андезитов, андезитовых туфов, туффитов и туфобрекций олигоценового возраста, которые слагают амулсарскую толщу залегающего в водораздельной полосе Зангезурского хребта в области верховья бассейна р. Воротан (А. Т. Вегуни, 1957). В районе Сисианской котловины и у с. Бринакот описанные отложения несогласно налегают на эродированную поверхность вулканогенного верхнего эоценена.

Отложения олигоцена погружаются под описанный выше вулканогенный комплекс Сюникского нагорья. Олигоцен в аналогичных фациях снова выходит на дневную поверхность на другой стороне Воротан-Акеринского синклиниория, в разрезах многочисленных притоков, принадлежащих бассейну р. Тертер (Э. Ш. Шихалибейли, 1956). Вулканогенная толща, известная здесь под названием кельбаджарской свиты, вырисовывается в верховьях р. Тертер своим наиболее полным стратиграфическим разрезом. В амулсарской толще слабо дислоцированный олигоцен кверху постепенно переходит в кислые фации липаритовых туфов, липаритов, обсидианов и их брекчий. Ранее вся эта толща относилась к олигоцену, но в последнее время в исследованиях А. Т. Вегуни (1955) верхней части этой толщи, представленной кислыми вулканогенными образованиями, приписывается миоценовый возраст.

В других разрезах Сюникского и соседнего с ним Варденинского нагорий отмечаются значительные эрозионные и угловые несогласия между андезитовой, гидротермально измененной рудоносной (см. Варденисское нагорье) формацией олигоцена и покрывающими их полого залегающими кислыми пирокластолитами, в основании которых часто обнаруживаются лагунно-континентальные, глинисто-песчанистые, иногда угленосные прослои, содержащие остатки флоры и фауны меотиспонтического возраста. Особенно четко это наблюдается в области верховья р. Арпа и р. Масрик (сборы С. П. Бальяна и Г. А. Асатряна, определения Я. Б. Лейе). Несогласия между описанными толщами характерны для антиклинальных перегибов и сбросово-блочных нарушений.

В синклинальных мульдах несогласия улавливаются гораздо труднее, а местами имеет место постепенный переход между этими вулканогенными толщами (С. П. Бальян, 1957). Вышеуказанное обстоятельство дает нам основание считать, что в синклиниории Сюникского нагорья также следует ожидать наличие вулканогенно-осадочных образований олигоцена. Учитывая, что тенденция к погружению этого пологого синклиниория унаследована еще с палеогена и продолжает сохраняться в верхнем миоцене-плиоцене, можно допустить, что одним из вероятных путей проникновения конкской сарматской и меотической ингрессий в бассейн оз. Севан и Арагатскую котловину является описанный прогиб (С. П. Бальян, 1965). Подобная рабочая гипотеза столь же допустима, как и проникновение ингрессии из Нахичеванской де-

прессии, а для конкского и меотического времени даже более вероятна. Помимо описанных структурно-геологических критериев существуют и другие данные, например, налагание вулканогенно-обломочных толщ Сюникского нагорья на характерные для миоцена гипсоносные глины и мергели, отмеченные в некоторых разрезах низовий рр. Воротан и Акера (см. ниже), а также анализ новейших тектонических поднятий всей Севано-Акеринской зоны, которые позволяют считать это предположение правдоподобным.

Возвращаясь к вопросу о строении вулканогенной толщи нагорья, отметим, что основным ее членом является горисская свита. Представлена она грубообломочными туфобрекчиями, аггломератами, туф-фитами, пемзово-пепловыми отложениями и другими пирокластами липарито-дадитового и частично андезитового состава.

Горисская свита в стратиграфическом отношении не является единой, а состоит из двух подсвит, разделенных эрозионным несогласием (Д. П. Исаханян, 1955). Между двумя подсвитами залегают конгломерато-галечные и глинисто-песчанистые слои. Они обнажаются во многих разрезах ущелья рр. Воротан, Горис и их притоков.

Породы нижней подсвиты, в свою очередь, переслаиваются с диатомитовыми отложениями, вскрытymi в ущелье р. Воротан у сс. Уруд, Уз, Агуди, Вагуди, Шамб.

Отложения диатомитов и горисской нижней подсвиты разорваны сбросовыми нарушениями, прослеживаемыми по ущелью реки. В нижнем течении рр. Акера и Воротан нижняя подсвита горисской свиты фационально замещается конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками акеринской свиты, которая, полого погружаясь, уходит под террасовые отложения р. Аракс. Верхняя подсвита со значительным несогласием перекрывает дислоцированные слои акеринской свиты (А. А. Габриелян, Д. П. Исаханян и др., 1955). Переслаивание нижней подсвиты с диатомитовыми глинами отмечается и в ряде разрезов в низовьях рр. Воротан и Акера (у сс. Давудлу, Тех и др.). В этих разрезах к нижней части описанных отложений приурочиваются гипсоносные глины (Маганджукская свита), мергели, конгломераты и др. континентально-лагунные образования (Д. П. Исаханян, 1964).

В разрезах ряда оврагов долины р. Воротан, в Сисианской котловине из-под диатомитовых глин обнажаются туфы, конгломераты и гипсоносные глины. Описанные отложения, по нашему представлению, являются стратиграфическим и фациальным аналогом верхнемиоценовых отложений «белесоватой свиты» Приереванского района и подобных им отложений годерзской свиты.

О возрасте диатомитовых отложений бассейна рр. Воротан и Акера в литературе не имеется единого мнения.

А. И. Криштофович (1939), обработавший собранную К. Н. Паффенгольцем коллекцию ископаемой флоры из Сисианской диатомитовой толщи, пришел к мнению, что эта флора имеет плиоценовый возраст. В то же время он подчеркивает, что **Сисианская флора очень сходна с флорой кисатибской свиты**, которой А. И. Криштофович также приписывал плиоценовый возраст.

А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян (1948) сначала относили сисианскую диатомитовую толщу к плейстоцену, затем А. А. Габриелян снизил ее возраст до верхнего плиоцена (1952). Теперь, как известно, возраст кисатибской свиты можно считать окончательно установленным как верхний миоцен—нижний плиоцен. Учитывая, что сисианская свита является аналогом кисатибской, а также то, что обе они фациально замещаются вулканогенно-обломочными фациями годерской и горисской свит, можно заключить, что горисская свита (точнее ее нижняя подсвита) имеет верхнемиоцен-нижнеплиоценовый возраст. К. Н. Паффенгольц (1939—1940) в своих ранних работах приписывал горисской свите олигоценовый возраст. В дальнейшем, учитывая глубину эрозионного вреза описанной толщи в подстилающие ее породы, достигающую 100 м, и наличие срезающей ее 180—200-метровой террасы нижнечетвертичного возраста, К. Н. Паффенгольц считает возраст горисской толщи миоценовым (1948).

Диатомитовые отложения в пределах вулканического нагорья Армении обычно генетически тесно связаны с кислыми, богатыми кремнеземом, вулканогенными фациями, создающими благоприятную среду для питания диатомитовых водорослей. Потому и географическое распространение диатомитовых слоев почти всегда сопровождается развитием пирокластов липарито-дацитовой формации меотис-понтического возраста.

Хотя пределы распространения диатомитовых отложений, завуалированных эфузиями Сюникского нагорья, нам точно не известны, однако надо полагать, что они, подобно горисской свите, имеют широкое развитие в зоне Севано-Акеринского синклиниория. Было отмечено, что в бассейне верховья р. Воротан из-под лав нагорья выступают диатомитовые отложения, переслаивающиеся с обсидианами и липаритами. Аналогичные отложения имеются также в бассейне оз. Севан в долине р. Масрик, где скважинами под новейшими озерно-речными отложениями вскрыты мощные диатомиты и различные туфогены, выступающие на дневную поверхность в разрезе глубокого ущелья р. Масрик у с. Шоржа.

Интересно отметить, что диатомитовые отложения, переслаивающиеся с туфогенами и глинами, В. А. Аветисяном и нами обнаружены в Кафанской котловине. В описанные слои врезаны высокие (пятая и шестая) террасы р. Воротан. Эти отложения полого дислоцированы и моноклинально падают к юго-востоку в сторону древней синклинальной долины р. Халадж, где появляются конгломераты и песчаники типа акеринской свиты, перекрываемые лавами Халаджского покрова (см. ниже). По-видимому, диатомиты Кафанской котловины и конгломераты Халаджской долины являются образованиями, синхронными с описанными выше свитами, так как подобные же разрезы переслаивания диатомитов с конгломератами и глинами акеринской свиты отмечаются Д. П. Исаханяном в долине р. Воротан и р. Акера.

Теперь перейдем к вопросу о взаимоотношениях горисской свиты с экструзивной формацией Ишханасар-Цхукского (Кзыл-богаз) массивов.

Высокогорный массив Ишханасар расположен в центре Сюникского нагорья и представляет собой вулкан, в составе которого, главным образом, участвуют накопления кислых дацитовых лав. В центре этого экструзивного вулкана расположена кальдера взрыва, подвергшаяся в дальнейшем усиленному воздействию ледниковой эрозии. Вся область вершины обладает нивально-ледниковым рельефом. Другой массив — Цхук представляет собой полигенный вулкан, сложенный дацитовыми и андезито-дацитовыми лавами, осложненный также кальдерой. На стенах кальдеры вулкана обнажаются периклинально падающие потоки кислой лавы и пирокластические продукты. Западнее массива Цхук расположены сильно и глубоко расчлененные высокогорные массивы Гомайр-Базенк и др., представляющие собой эрозионные останцы липарито-дацитовых экструзий, обсидианов, туфобрекций, туффитов и плотных пирокластов. В туфобрекциях выработаны высокие пирамиды, пики и другие останцы выветривания.

В глубоких ледниковых цирках и троговых долинах, расчленяющих указанные массивы и обтекающие их лавы Сюникского нагорья, вскрыты обнажения, показывающие переслаивание ишханасарских эффузий с пирокластолитами горисской толщи. Наиболее характерный разрез отмечается в троговой долине верховья р. Горис выше с. Брун. Здесь верхние горизонты ишханасарской толщи, перекрываемые четвертичными базальтами, постепенно переходят в горисскую толщу, причем отчетливо фиксируется, как верхи разреза ишханасарской толщи переходят в плотные лавовые брекции, затем в туфобрекции, которые уже к с. Веришен и далее близ г. Горис переходят в рыхлые разновидности горисской толщи (верхней подсвиты?). Нам представляется, что центрами извержения пород нижней подсвиты горисской толщи также являются Ишханасар и Цхук, которые, являясь полигенными вулканами, действовали с перерывами продолжительное время, начиная от верхнего миоцена и, возможно, до среднего плиоцена. Нижние горизонты ишханасарской кислой толщи вскрываются в разрезах каньона р. Воротан и пересекающих его глубоких оврагов у с. Уз, Шамб, Вагуди. Здесь отмечается переслаивание плотных брекций и лав дацитового состава с диатомитовыми глинами (С. П. Бальян, С. Х. Геворкян, 1962).

Таким образом, перед нами вырисовывается следующая картина: Ишханасар-Цхукская кислая дацитовая толща в своей нижней части связана с Уруд-Шамбской дислоцированной диатомитовой толщой, с нижней подсвитой горисской толщи и, наконец, с липаритами и обсидианами Базенк-Гомайрских массивов. Верхняя андезито-дацитовая толща (у с. Уруд-Уз) несогласно перекрывает дислоцированные диатомиты (у с. Уруд-Уз) и, как было отмечено, фациально переходит в верхнюю подсвиту горисской толщи (у с. Брун).

На Сюникском нагорье на эродированную поверхность описанной формации в целом налегают различные эфузивные покровы, основанием которых некоторые авторы считают столбчатые андезито-базальты Ераблурского плато.

Однако вопрос о взаимоотношениях ераблурских лав с ишханасар-

ской толщой является спорным. По данным ряда исследователей, эти лавы прослаивают горисскую или ишханасарскую толщи и относятся к миоплиоцену. Это возможно, так как центры излияния этих покровных эфузий не отмечены и, кроме того, некоторые геоморфологические данные, как мы увидим ниже, также свидетельствуют об их древнем возрасте. С другой стороны, в обнажениях каньона р. Воротан около с. Нор-Аван отчетливо прослеживается налекание этих столбчатых лав на мощные галечники-конгломераты древней гидрографической сети, которые по косвенным данным мы относили к апшерону (1957), поскольку горисская толща срезается террасой, галечники которой в низовьях рр. Воротан и Акера переслаиваются с морскими отложениями апшерона (А. А. Габриелян, Д. П. Исаханян и др., 1955).

Соглашаясь с данными И. В. Думитрашко и А. А. Габриеляна (1962), мы считаем, что к апшерону относятся также мощные галечниковые накопления так называемого палеоворотана, покрывающие древние поверхности выравнивания, расположенные в районе Лысогорского перевала, по дороге Горис—Лачин, на отметке выше 1200 м. Вследствие вышеизложенного, вероятный возраст столбчатых лав ераблурского комплекса мы считали нижнечетвертичным. Теперь собранные нами новые данные говорят о том, что подстилающие ераблурские столбчатые лавы мощные галечники скорее всего являются конгломератами, являющимися стратиграфическим аналогом акеринской свиты, а ераблурские лавы — древние внутриформационные эфузивные образования.

Обычно новейшие покровы андезито-базальтов петрографически трудно различимы. Однако присутствие в ераблурских лавах минерала хлорапатита (свабита), который отсутствует во всех шлифах эфузий описанной области (Т. Ш. Татевосян, 1950), может служить хорошим критерием для отделения этих лав от других эфузий и оконтуривания пределов развития ераблурского покрова. Весьма важным моментом для определения возраста ераблурских лав и вообще всех покровных эфузий Сюникского нагорья является расположение останцевых лавовых «островков» на Баргушатском хребте, высоко приподнятом и отделенном от Сюникского нагорья глубочайшей долиной Армении р. Воротан. Наиболее удаленным от Сюникского нагорья является лавовый останец, расположенный на высочайшей вершине Баргушатского хребта г. Арамазд (3392 м), относительно превышающей на высоте Ераблурское плато более чем на 1200 м. Останец в виде столовидного островка **расположен на гранитоидах Арамаздского массива**, и нет никакого сомнения, что он принадлежит к эфузивам Сюникского нагорья, тем более, что в шлифах пород этого базальтового останца, аналогичных ераблурским лавам по петрографическому составу, обнаружен свабит (Т. Ш. Татевосян).

Отмеченное превышение лавового останца над Ераблурским плато вызвано интенсивными тектоническими поднятиями Баргушатского антиклиниория, разбитого по крыльям мощными сбросовыми нарушениями, по которым проложено ущелье р. Воротан. Глубина эрозионно-

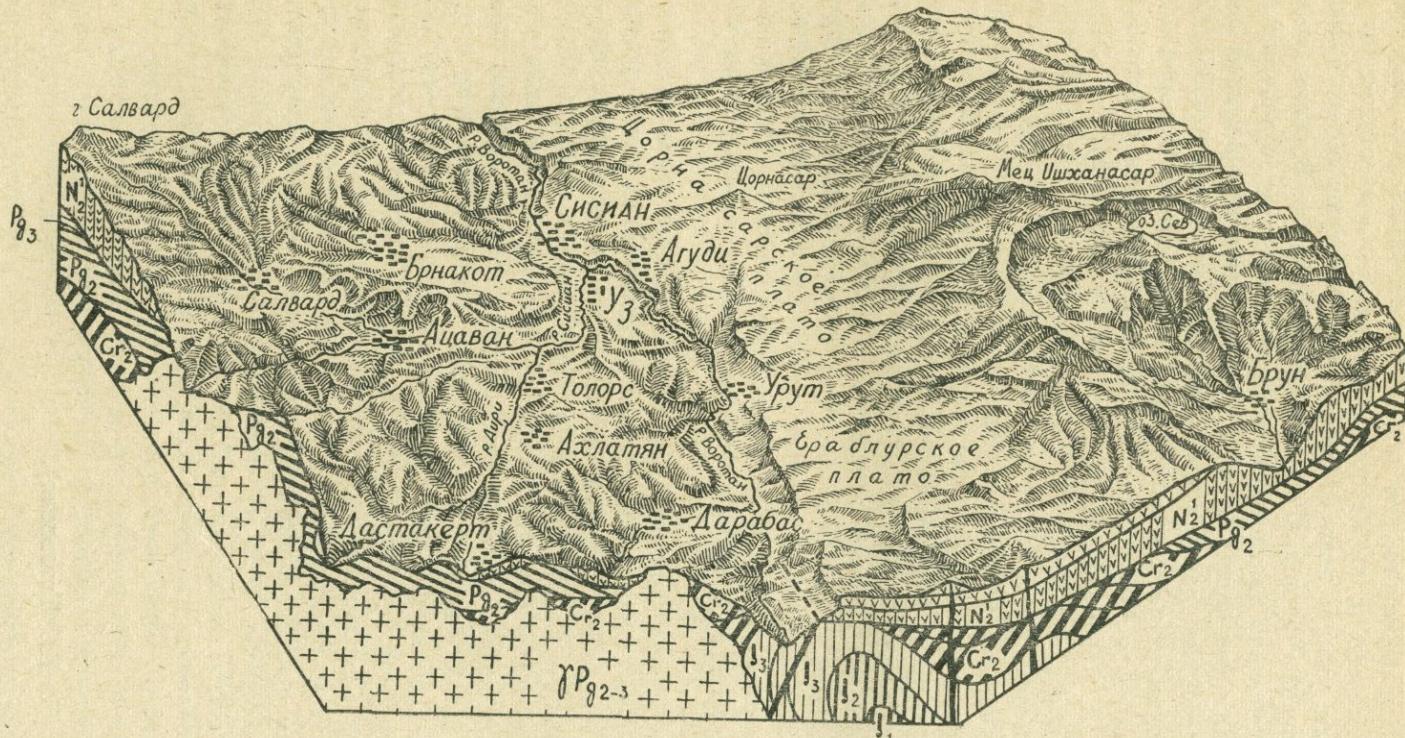


Рис. 45
Блок-диаграмма бассейна среднего течения р. Воротан

го вреза ущелья реки на отмеченном профиле, считая от бровки плато, превышает 700 м. Приведенные выше данные, несомненно, говорят о более древнем возрасте столбчатых лав, чем ашхеронский возраст, предполагавшийся нами ранее (см. рис. 45).

По последним данным детальной геологической съемки, проведенной Д. П. Исаханяном (1958), на Ераблурском плато имеется серия разновозрастных лавовых покровов и потоков. На поверхности плато развиты в основном новейшие андезито-базальтовые и базальтовые лавовые потоки, центры излияния которых расположены на самом плато. Эти потоки, переплетаясь друг с другом, покрывают с большим эрозионным несогласием **древние покровные столбчатые лавы основания, которые заметно дислоцированы и обнажаются только небольшими островками у бровки ущелья р. Воротан.**

Подстилающие столбчатые лавы конгломераты, прослаиваемые пемзово-пепловыми отложениями, обнажающиеся в разрезах каньона р. Воротан и его притоков Сисиан, Дастанкерт и в других местах Сюникского нагорья, весьма вероятно, являются не отложениями ашхеронской гидрографической сети, как мы предполагали раньше, а фацией конгломератовой акеринской свиты. По типу и литологическому составу эти отложения напоминают отложения «белесоватой свиты» Приереванского района (вскрытые в обрывах Вожчабердского хребта).

На склонах Баргушатского хребта, в основном в синклинальных мульдах, прослеживаются останцы горисской толщи туфобрекций, переслаиваемые диатомитовыми глинами и конгломератами. Они обнажаются в долинах рр. Сисиан, Дастанкерт, Татев, Лернашен. Далее к юго-востоку отложения горисской толщи прослеживаются в районах с. Пашараджур, Барцраван, Шурнух (Л. П. Зограбян, 1962) и в бассейне р. Вожчи. В широкой синклинальной долине бассейна р. Халадж, крупного левого притока р. Вожчи, простирается останцевый покров столбчатых лав ераблурского комплекса, перекрывающих конгломераты и брекции.

Мощные конгломератово-брекчевые отложения, аналогичные подстилающим халаджский лавовый покров конглобрекциям, развиты в бассейне р. Мегри. Под ними располагаются угленосные отложения свиты Аревик—Агарак, возраст которых А. А. Габриеляном, А. Л. Тахтаджяном, А. Т. Асланяном и др. на основании найденного в них комплекса пресноводной фауны моллюсков и флоры определяется как верхний миоцен—нижний плиоцен. Указанные авторы сопоставляют угленосные отложения бассейна р. Мегри с лигнитовой свитой северного Ирана (свита Марага), разрез которой венчается конгломератами и кислыми пирокластолитами. Свита Марага, как было отмечено, содержит богатый комплекс позвоночных пикермийского типа. Примечательно, что одни из руководящих форм позвоночных свиты Марага — *Sus erimanthinus* обнаружены Д. П. Исаханяном в отложениях горисской толщи в долине р. Горис.

Из приведенных выше данных следует заключить, что отложения горисской толщи, подстилающие их столбчатые лавы Ераблурского плато и конгломераты имели широкое региональное развитие в юго-

восточной части Армянского нагорья, начиная от бассейна верховья р. Тертер (намеченной здесь несогласным залеганием горисской толщи на кельбаджарскую свиту) до самых дальних юго-восточных предгорий Малого Кавказа и равнин Северного Ирана. Отложениями различных фаций горисской толщи (в широком смысле) были выполнены в основном широкие синклинальные мульды (осложненные в дальнейшем сбросовыми нарушениями). Относительно тонким плащом эфузий (покровные столбчатые лавы или плотные пирокласты) была покрыта значительная часть водораздельных и пенепленизированных пространств Баргушатского (гранитоиды массива Арамазд, Таара-Ехуш и т. д.) и Мегринского хребтов. Последующие тектонические антиклинально-глыбовые воздымания указанных массивов привели к интенсивному эрозионному расчленению их склонов и смыву горисской толщи, в то время, когда на опускающихся участках (синклиналь-грабен Сюникского нагорья, синклиналь Халаджской долины, долины рр. Дастанкар, Сисиан и др.) отложения горисской толщи были сохранены.

Таким образом, из сказанного можно прийти к заключению, что подобно другим прилегающим к вулканическому нагорью областям Малого Кавказа (Шавшетский, Эрушетский, Триалетский, Сомхетский, Гугаркский хребты) в Зангезуре повторяется аналогичная картина истории развития рельефа.

Сохранность общего орографического облика и морфоструктур Баргушатского и Мегринского хребтов в современном виде обязана в известной степени существованию на них защитной брони основания эфузивного комплекса Сюникского нагорья (ераблурские столбчатые лавы), которая оказалась размытой в результате воздымания отмеченных глыб.

Таким образом, сам факт сохранения «свидетелей» горисской вулканогенной толщи (в широком смысле включая и столбчатые ераблурские лавы ее основания) на совершенно различных по геоморфологическому и геологическому строению участках Баргушатского и Мегринского хребтов, является неопровергимым доказательством того, что эта толща (подобно другим толщам вулканического нагорья Армении) имела широчайшее развитие в Зангезурской области, располагаясь на пенепленизированной поверхности разнородных пород и структур. В свете изложенного должно быть пересмотрено существующее представление об «ингressивном» или «вложенном в рельеф» залегании горисской толщи и в связи с этим представления о неотектонических движениях и истории развития рельефа этой области.

Если на указанных приподнятых и ныне интенсивно расчлененных массивах имеются только островки — «свидетели» эфузивов меотис-понтической формации, то четвертичный комплекс по своему пространственному развитию приурочен исключительно к собственному Сюникскому нагорью, ограниченному левобережьем каньона р. Воротан.

Характерным для четвертичного комплекса является четко выраженная морфологическая приуроченность лавовых потоков к отдель-

Карта морфо-литологических комплексов Сюникского нагорья и их гидрогеологических свойств

составил С. П. БАЛЬЯН

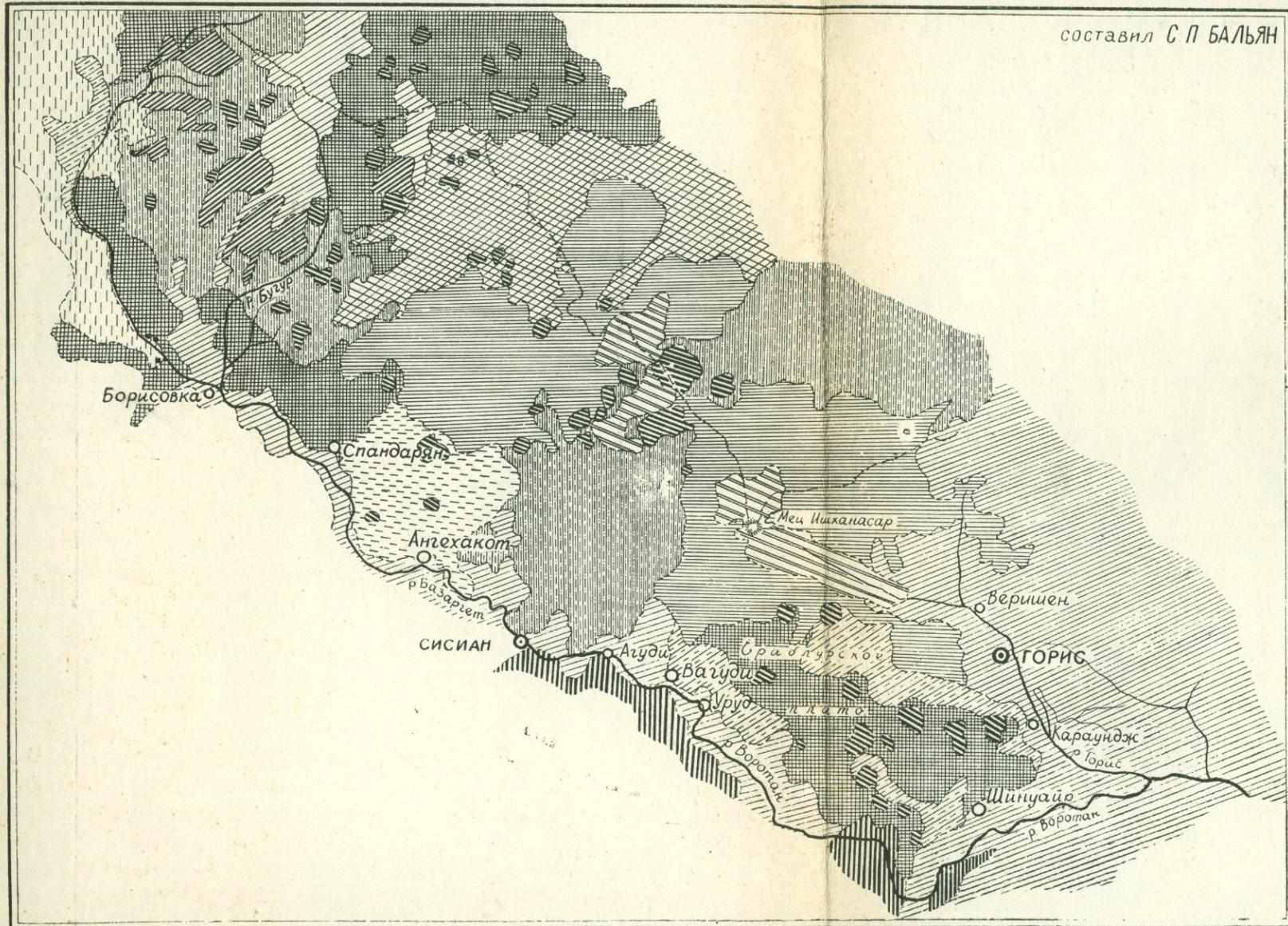


Рис. 46
Условные обозначения те же, что на рис. 41.

ным вулканам или их группам, являющимся центрами их излияний. Кроме того, здесь, как и во всех других районах вулканического нагорья Армении, различные потоки и покровы лав четко отличаются друг от друга своими гидрогеологическими свойствами.

Эффузивный комплекс Сюникского нагорья в целом является водоносным. Трещиноватость и структурные особенности лавовой толщи способствуют интенсивной фильтрации атмосферных и талых вод, значительная часть которых проникает до основного водоупора (горисской толщи). Вместе с тем, образуются отдельные горизонты внутри разновозрастных лавовых потоков, имеющих различное пространственное развитие. Двигающиеся подлавовые водотоки на древних кальматированных слоях «литомаргे» на Сюникском нагорье выходят этажно расположенным горизонтами родниковых вод, постепенно возвышающимися в центральной и северо-восточной частях нагорья. Особенно четко это наблюдается близ Айлахского высокогорного плато в долинах притоков верховьев Воротан—Мухортарян, Бугур, Ахмешти и др.

В этом отношении Сюникское нагорье сохраняет свое сходство с описанными ранее другими районами вулканического нагорья. Однако резкое различие в геоморфологии и гидрогеологии Сюникского нагорья заключается в том, что подлавовый водоупорный фундамент нагорья вскрыт на широком фронте глубокой долиной р. Воротан. Кроме того, многие лавовые потоки в своих концевых частях подходят к Воротанскому ущелью, где во вторичных эрозионных врезах боковых притоков вскрывается подстилающее их основание. Благодаря этому большинство из концентрированных потоков подлавовых вод, приуроченных к древним долинам, разгружается в долине р. Воротан.

В прилагаемой ниже карте Сюникского нагорья, составленной нами и В. А. Аветисяном (рис. 46), достаточно четко выделяется стратиграфическое взаимоотношение различных эффузивов Сюникского нагорья и их водных свойств.

ГЛАВА XI

ОБЛАСТЬ ЮЖНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Краткая характеристика

Область южного вулканического нагорья Армении простирается между складчато-глыбовыми горными системами Внутреннего Тавра (Палантекян-Армянохребетская дуга) и Армянского (Восточного) Тавра.

Основываясь на данных литературных источников и пользуясь методами аналогии, мы в дальнейшем изложении материала увидим, что в этой обширной области Армянского вулканического нагорья, расположенной целиком в пределах Турции, развиты идентичные типы и формы рельефа, которые мы подробно охарактеризовали при описании областей Северного и Центрального вулканических нагорий.

Приведенный ниже фактический материал может еще раз подтвердить правильность проведенного нами морфологического анализа и выводов, касающихся структурно-геоморфологического строения различных типов и форм рельефа Армянского вулканического нагорья и их развития в новейшем этапе и, наконец, может дать исчерпывающее представление о геоморфологии этой малоизученной, однако, чрезвычайно интересной области Армянского нагорья.

Внутри описанной области располагаются:

1. Крупные тектоно-вулканические массивы — нагорья Бингель (Бюракн), Аладаг (Цахканц), Шерефедин-даг. Эти нагорья сложены мощными покровами андезитовых эфузивов и подстилающих их пирокластолитов.

2. Между этими нагорьями располагаются останцевые хребты, гряды и возвышенности, которые принадлежат к системе южных отрогов Внутреннего Тавра. Эти массивы сложены интенсивно дислоцированными породами таврского комплекса, состоящими из известняков, мраморов, сланцев и прорывающих их ультраосновных и частично основных интрузий — хребты Ак-даг, Хомур, Казбел-даг и др. Во многих местах пенепленизированные поверхности этих гор забронированы покровами андезитов и других неогеновых вулканогенно-континентальных отложений.

3. В южном вулканическом нагорье располагаются крупные полигенные вулканы Аракат, Сипан, Тондурек, Немруд и экструзивные трахидацитовые куполы Велиджан, Кетван, Гркур и др.

4. В описанную область входят также крупные, расчлененные эрозией плато Тутах, Буланых, Абага и др. межгорные котловины и равнины Хныс, Алашкерт (Каракесе), Баязет и др.

5. К этой области относятся также грабены сложного строения — морфологические котловины оз. Ван, Муш, Чапакчур (Бингель), Элязыг (Харберт), окаймляющие вулканическое нагорье с юга и Армянский Тавр — с севера.

Нагорье Бингель и окружающие его котловины и плато

Бингель (Армянское название Бюракн) О морфологическом и геологическом строении Бингельского нагорья имеются довольно подробные сведения в работах Х. Ф. Б. Линча (1910), Ф. Освальда (1912, 1916), Г. Абиха (1899), Б. Мефферта (1918), а также в последних данных геологической съемки (МТА, 1960—1964).

Громадный вулканический массив возвышается в центре одноименного широтно вытянутого нагорья, имеющего абсолютную высоту до 3650 м.

Отсюда, по описанию Линча, открывается изумительно красочная картина вулканического ландшафта южной Армении. На севере вырисовываются контуры несколько дугообразного, широтного хребта Палантекян с волнистой линией водораздела. На юге возвышаются гигантские конусы вулканов Сипан и Немруд и расположенные у их подножий равнины Хныс, Буланых, плато Тутах и Маназкерт. Между этими равнинами и плато выступают останцевые массивы Хомур-даг, экструзивные конусы Кетван, Велиджан и Гргур.

Бингельское нагорье сложено в основном андезитовыми покровами и подстилающими их кислыми пирокластолитами. Андезитами покрыты также обширные площади плато и равнин, расположенных севернее Бингельского нагорья, включая и восточную часть Палантекянского хребта.

Подстилающие их мощные туфобрекции, туфы, конгломераты и переслаивающиеся с ними лавовые покровы обнажаются на южной половине нагорья. В этой части морфологически резко выделяется гигантская обрывистая стена, обусловленная мощным сбросом.

Сброс, имея близширотное простижение, рассекает массив Бингель на две половины, обнаруживая тем самым и гетерогенное структурное строение нагорья. Этот сброс впервые был отмечен Линчом и Освальдом (1910), затем Б. Меффертом (1918), а впоследствии более подробно изучен Э. Ланом и Н. Эгераном (1963). Последние проводят продолжение этого сброса на восток в систему хребтов Внутреннего Тавра.

Северная половина Бингельского нагорья, в отличие от южной, образована андезитовыми покровами, образующими здесь пологие и волнистые склоны, переходящие в широкие предгорные плато и равнины. Излияния андезитов, покрывающие основную часть привершинного плато и северных склонов нагорья, по представлению Х. Линча и Ф. Освальда, происходили из крупной трещины, проектирующейся ныне в вершинной зоне нагорья в виде узкого хребта с направлением оси на запад-северо-запад и восток-юго-восток (см. рис. 47).



Рис. 47 а

Хребет имеет небольшую относительную высоту. На нем возвышаются вершины Бингель-кала (западная вершина), Демир-кала (центральная вершина) и Кара-кала (северная вершина). На южной половине нагорья и в зоне привершинного плато на склонах вершины Кара-кала, помимо отмеченных выше пирокластических накоплений, имеются и экструзии липаритов и обсидианов, образующих останцевые эрозионные возвышенности, окаймленные со всех сторон андезитовыми покровами.

Выходы обсидианов отмечаются Линчем также в обнажениях описанного выше сбросового обрыва среди различных кислых (риолитовых) пирокластов. Фациальный переход обсидиановых экструзий в пирокластические накопления отмечается также в глубокой расщелине верховья р. Гумгум, врезанной в описанную мощную толщу пород на южной части Бингельского нагорья. В обнажениях ущелья р. Гумгум, помимо отмеченных плотных туфобрекчий, имеются и слои белесоватых пемзово-пепловых накоплений липаритового состава, переслаивающихся с конгломератами (Х. Линч, Ф. Освальд).

Если подстилающий андезиты фундамент южной половины Бингельского нагорья сложен кислыми пирокластами, конгломератами и липарито-дацитовыми экструзиями, которые, как мы полагаем, являются фациально—возрастным аналогом гидерской и вохчабердской

свит, то на северной его половине, непосредственно под покровом эф-фузий, располагается пенепленизированная поверхность древнего фундамента, принадлежащего Внутреннему Тавру. Свидетельством этого служат данные Х. Линча и Ф. Освальда, отмечающие на вершинной зоне и на привершинном плато нагорья ряд останцевых холмов, сложенных из серпентинитов и других ультраосновных интрузий, принадлежащих к таврскому комплексу. Там же имеются и небольшие конусы вулканов, которые дали начало потокам молодых четвертичных базальтов. Эти потоки, встречая преграды останцевых холмов, резко меняют свое первоначальное западное направление и устремляются на юго-восток в сторону Хнысской котловины.

Бингельский массив, по данным Линча, в четвертичный период подвергся значительному оледенению. Это ярко иллюстрируется на составленной Линчем и Освальдом детальной топоморфологической карте Бингеля и фотоснимке вершинной зоны этого массива. Рис. 47, 48.

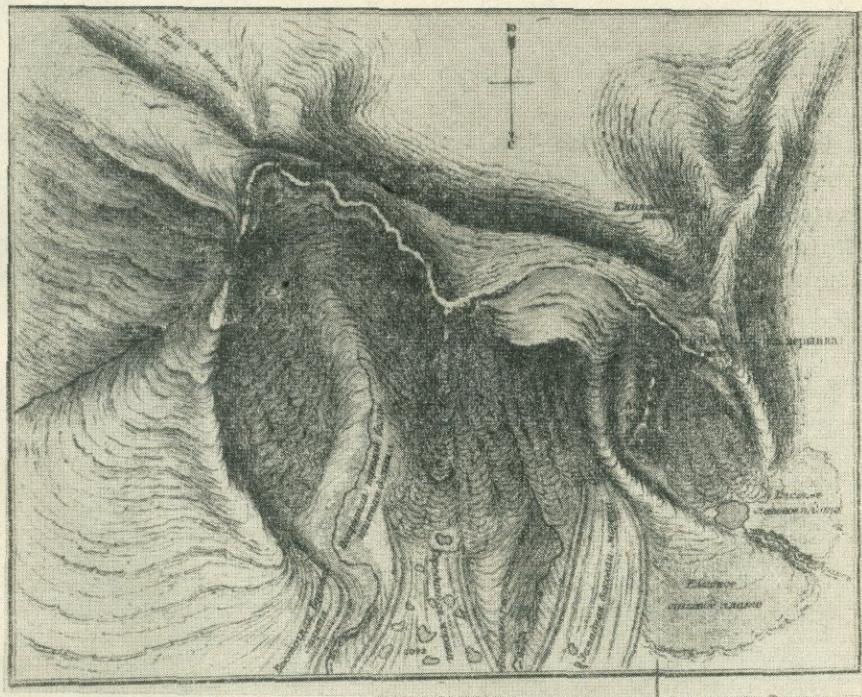


Рис. 47 б
Гляциальные формы вершинной зоны Бингеля.

Интенсивной ледниковой экзарации подвергалась вершинная зона. Здесь имеются глубокие каровые впадины и высокие зазубренные вершины, соединяющиеся друг с другом острыми гребнями водоразделов.

На дне каров и цирков имеются скопления донных и конечных морен и многочисленных запрудных и каровых озер (Бингель — значит «тысяча озер»). Кары и цирки на северной стороне нагорья открываются в короткие троговые долины. По описанию Линча, на северных скло-

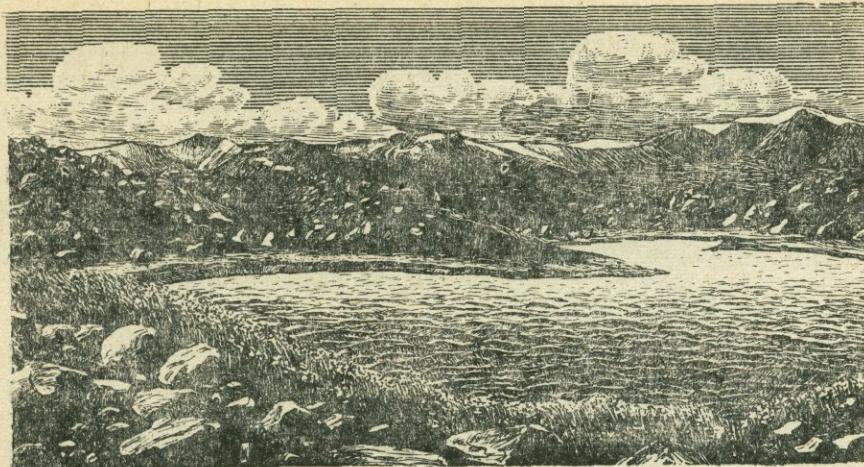


Рис. 48.

Моренные запрудные озера на вершинной области г. Бингель.

Фото Х. Линча.

нах массива располагаются три глубоких ледниковых цирка. Между этими цирками проходят меридионально вытянутые, довольно узкие, платообразные гряды, сложенные андезитами. Слоны этих гряд покрыты чингилами. В нижних частях склонов появляются продольно вытянутые холмы береговых морен. Из западного цирка берут начало два



Рис. 49.

Верховье р. Аракс. На заднем плане вершина Бингель.

конечноморенных языка, отделенные друг от друга останцовой вершиной Агри-кала.

Далее к северу кары переходят в короткую троговую долину, дно которой выполнено конечноморенными скоплениями, где имеются за-прудные озера. Из одного такого озера берет начало р. Аракс. Проходя небольшое расстояние, р. Аракс врезается в толщу андезитов, образуя постепенно углубляющийся к северу узкостенный каньон. Рис. 49.

Два соседних восточных цирка более обширные и глубокие. Конечные морены здесь опускаются значительно ниже абс. высоты 3000 м. Берущие начало от этих цирков и запрудных озер рр. Восточная Бингельсу и приток Евфрата (Карасу) на дне троговых долин образуют широкие заболоченные поймы и меандры. Эти долины сначала врезаются в морены, а затем ниже абс. высоты 2500 м — в коренные породы.

По данным Х. Линча, главной областью питания ледников служил цирк, расположенный между вершинами Кара-кала и Бингель-кала. Здесь же Х. Линч отмечает наличие поперечных направлению ледников уступов (очевидно, ригели, С. Б.), на которых сохранились отчетливые следы ледниковой шлифовки (возможно, бараньи лбы?, С. Б.). Совершенно свежий вид морен (как конечных, так и внутрикаровых) указывает на то, что Бингель был покинут ледниками недавно. Х. Линч пишет: «...морены так ясно обозначены, что отсутствие в настоящее время глетчеров на Бингеле даже кажется невероятным».

На востоке Бингельского нагорья возвышается хребет Хомур-даг, который имеет синклинальное строение. Хребет сложен известняками и гипсонасно-соленосными мергелями, песчаниками и конгломератами нижнего и, частично, среднего миоцена. Эти отложения на крыльях сундучной, вогнутой в центре складки интенсивно дислоцированы, разбиты сбросами, благодаря чему пласты на склоне горы стоят почти на голове. Приведенный ниже разрез, составленный Б. Меффертом (1917), хорошо иллюстрирует морфоструктуру хребта.



Рис. 50

По данным Б. Мефферта, сбросовое нарушение вдоль южных склонов хребта прослеживается на западе, соединяясь с описанным Бингельским разломом.

Южнее этого сброса нижнемиоценовые слои, слагающие хребет Хомур, погружаются под базальтовые покровы Буланыхского плато, в которые врезан каньон р. Евфрат (Мурад). Протекая в широтном направлении, каньон реки на западе открывается в широкую террасиро-

ванную равнину **Варто**. Равнина сложена озерно-речными отложениями, содержащими богатую фауну плиоценовых пресноводных моллюсков (Б. Мефферт, 1918, В. Богачев, 1915).

В отмеченные отложения врезаны высокие террасы Евфрата. Нижние террасы сложены аллювием. В пределах депрессии Варто р. Евфрат сохраняет свои древние формы хорошо выработанной долины, продолжение которой мы можем проследить на запад-северо-западе в долине ее правого притока Чорбухурдере, имеющего аналогично долине р. Евфрат широкую сеть древних террас.

Принимая этот приток, р. Евфрат резко меняет свое направление и поворачивает на юг, врезаясь в вулканогенную толщу широтно-вытянутого, полого-выпуклого нагорья **Шерефеддин-даг** и **Шатахского** хребта. На этом отрезке меридионального направления долина р. Евфрат характеризуется типично эрозионными формами, выраженными высокими и узкими ступенями эрозионных террас вдоль склонов долины. Вероятно, здесь следует предполагать наличие долины прорыва.

Пересекая хребты Шерефеддин-даг и Шатах, на юге долина р. Евфрат внезапно открывается в обширную Мушскую котловину, где образует широкую сеть меандров. Описанный каньонообразный участок долины прорыва р. Евфрат, по образному выражению Х. Линча, играет роль «вытяжной трубы для Мушской печи».

Западнее Бингельского массива, между хребтами Хомур и Ак-даг, расположена обширная Хныссская котловина.

Выполнена мощными морскими и лагунно-озерными континентальными отложениями миоплиоценена.

По данным Б. Мефферта (1918), нижние слои этой толщи слагают песчаники и мшанковые известняки нижнего миоплиоценена, которые в сбросовых нарушениях хребтов Хомур и Ак-даг, окру-

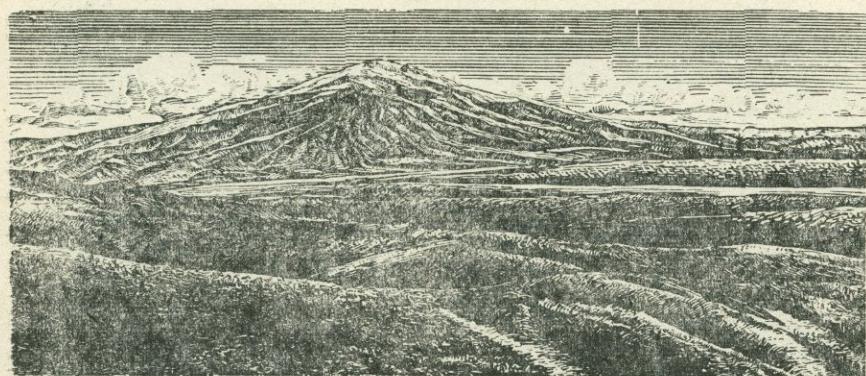


Рис. 51

Хнысская равнина. На заднем плане хр. Хомур-даг.

По фото Х. Линча.

жающих котловину, образуют крутопадающие складки. Нижнемиоценовые морские отложения перекрыты пологозалегающими, почти гори-

зонтальными белесовато-мергелистыми слоями верхнего миоцена, которым подчищены угленосные пласты. Еще выше располагается озерная толща, содержащая, по данным В. В. Богачева (1915, 1928), обильную пресноводную фауну меланопсид, палудин, дрейссенид и др. Эти отложения, свойственные запрудным озерам, широко развиты в бассейнах озер Ван, Урмия, Члдыр, Геле, в котловинах Эрзерум, Маназкерт, Баязет и др.

К верхам Хнысской озерной толщи приурочены песчанистые слои, в которых обнаружены костные остатки позвоночных. Остатки ископаемого слона найдены здесь Дж. Шиллем, перевезены в Британский музей и определены, как *Elephas armeniacus*.

По свидетельству Ф. Освальда (1912), эта находка сходна с экземпляром Тбилисского музея *Elephas trogontherii*.

Из описанного следует, что Хнысская плиоцен-четвертичная толща является аналогом толщ, развитых в Арагатской, Ленинаканской и Севансской котловинах.

По данным Б. Мефферта (1918), Хнысская толща по краям котловины перекрывается потоками столбчатых базальтов, излившихся из молодых вулканов привершинного плато Бингельского нагорья. Столбчатые базальты обнажаются на северной окраине г. Хныс. Покров базальтов простирается дальше на север, вплоть до склонов хребтов Акдаг и Казбел-даг. В состав этих хребтов входят характерные породы Внутреннего Тавра — метаморфизованные сланцы, известняки, мраморы, ультраосновные интрузии и пр. Породы эти собраны в складки широтного простирания и разбиты крупным продольным сбросом, проходящим по южным обрывистым склонам хребтов. Этот сброс отмечен в работах многих исследователей — Ф. Освальда (1916), А. Гукасова (1901), П. Арни (1939), Э. Лан и Н. Эгеран (1963), характеризующих его как разлом глубинного заложения, отделяющего южное вулкани-

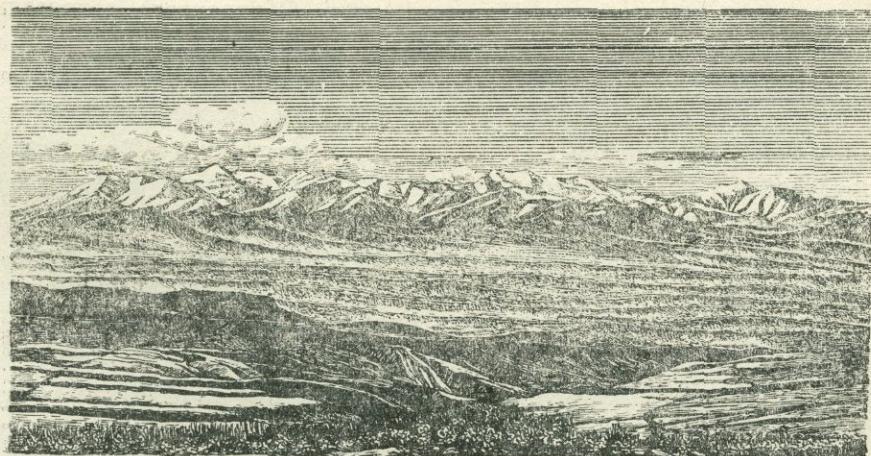


Рис. 52
Хр. Ак-даг. Вид с Хнысской равнины. По фото Х. Линча

ческое нагорье от системы Внутреннего Тавра. На лежачем, южном боку этого разлома широко развиты вулканогенно-обломочные породы типа годерской—вохчабердской свиты, отдельные слои которой, по данным Б. Ф. Мефферта (1918), фациально замещаются низами Хнысской угленосной толщи. Рис. 52.

Аналогичное Ак-дагу структурно-морфологическое строение имеет и его северо-восточный отрог Казбел-даг, расположенный в бассейне р. Гопал-су—левого притока р. Хныс. В каньонах реки Гопал-су и притоков р. Херонек, под покровами лав вскрываются, по данным Х. Линча, породы Ак-дагской свиты, представленные метаморфизованными известняками, серпентинитовыми интрузиями и т. д. Вся эта интенсивно дислоцированная серия пород Внутреннего Тавра глубоко срезана денудацией и перекрыта туфобрекциями, конгломератами и базальтами бингельской-вохчабердской свиты (С. Б.).

На хребтах Ак-даг и Казбел-даг Х. Линч отмечает развитие карстовых процессов. Многочисленные гроты в известняковых скалах и выходы из трещин мощных родников типа воклюз дают начало притокам р. Евфрат (например, Акер-гель-су). Немало здесь узких и глубоких ущелий — щелей типа кляммов.

Ак-даг-Казбел-дагский горстоподобный антиклиниорий на востоке глубоко опущен в зоне плато **Машьян**. Разломанный блок антиклинали скрыт здесь под миоплиоценовыми отложениями, аналогичными отложениям котловины Хныс и плато Буланых. На меридиональном участке течения долины р. Евфрат зона разлома снова выступает на поверхность у крупного экструзивного купола **Кетван-даг**. Купол расположен на левобережье каньона р. Евфрат и весьма интенсивно расченен эрозией. Судя по описанию Линча, можно полагать, что этот экструзив в своей морфологии весьма сходен с массивом Б. Артени, расположенным на юго-западной периферии Арагата.

Севернее Кетван-дага расположено плато **Тутах**, через которое р. Евфрат несет свои воды в Малязгирскую (Маназкерт) депрессию. Значительная часть этого плато слагается андезитовыми покровами комплекса **Ала-даг** (МТА, 1964). Некоторую часть его слагают покровы долеритовых базальтов, подстилающих андезиты. Рельеф этой области напоминает Егвардское плато. Западная часть плато Тутах представляет собой сбросовую депрессию, которая занята неогеновыми конгломератами, известняками и покрывающими их озерными пресноводными отложениями (подобно Хнысской толще) и четвертичным аллювием Евфрата. В них р. Евфрат образует хорошо выраженные эрозионные террасы, которые южнее города Тутах, постепенно сближаясь, образуют неглубокий каньон. Каньон несколько расширяется перед экструзивным массивом Кетван-даг, а затем глубоко врезается в андезито-дацитовые покровы его склонов и подстилающие их туфобрекции. Очевидно, в этой части ущелье р. Евфрат имеет эпигенетическое строение. На юге ущелье это открывается в Малязгирскую равнину (Маназкерт). Здесь река круто сворачивает на запад, принимая свой левый приток Бансан, берущий начало из соседней Патносской

равнины. Отсюда р. Евфрат течет по очень широкой, а местами и заболоченной пойме.

По описанию Б. Мефферта (1918), равнина

**Малаязгиртская
(Маназкертская)**

представляет собой грабен-синклиналь, выполненный мощными отложениями неогена и антропогена.

равнина

Они представлены (снизу вверх) конгломератами и известняками нижнего миоцена, содержащими характерную фауну фораминифер и мшанок. На них трансгрессивно залегают зеленовато-серые глинистые породы, переслаивающиеся с тuffогенными песчаниками верхнего миоцена, переходящими кверху в серию белесовато-серых тонкослоистых мергелей и раковистых известняков, глин и песчаников общей мощностью до 500 м. Последние содержат обильную фауну дрейссенид. Эти отложения дислоцированы по краям Малаязгиртской котловины. На южной части равнины покровы долеритовых базальтов подстилают одновременно как описанную озерную толщу, так и андезитовые периферические покровы полигенного вулкана Сипан.

Сам город Маназкерт и цитадель расположены на высоком плато, спускающемся обрывистыми склонами к долине р. Евфрат. В восточной части города, на аллювиальной равнине р. Евфрат располагаются новейшие бугристо-глыбовые андезито-базальтовые лавы, покрывающие, по-видимому, II—III террасы реки (судя по материалам Х. Линча). Поток лав шел со стороны Сипана или от его периферических паразитических конусов. Более высокие террасы р. Евфрат отчетливо прослеживаются по его левому притоку р. Бансан, южнее Кетван-даг по направлению к соседней равнине **Патнос**.

Эти высокие террасы полого погружаются под молодые аллювиальные отложения р. Евфрат. Анализируя материалы Х. Линча, можно уверенно сказать, что как на Патнокской, так и на Маназкертской равнине высокие наклонные уровни, сложенные галечниками накоплениями, очень напоминают уровень Советашенской террасы Приереванского района Армянской ССР.



Рис. 53

Маназкертская равнина и лавовое плато (справа). На заднем плане г. Сипан. По фото Х. Линча.

Продолжением Маназкертского плато на западе служит несколько опущенная по сравнению с первым, равнина **Буланых**, по которой, об разуя широкую сеть меандр, несет свои воды р. Евфрат.

Буланыхская равнина сложена аллювиальными песчано-илистыми отложениями, которые являются материнскими породами мощных плодородных черноземов этой равнины.

Под четвертичным аллювием подобно соседним равнинам и плато расположены несгеновые вулканогенно-континентальные отложения. Эти отложения, по данным геологической карты (планшет Ван, МТА, 1964), широко развиты на юге равнины, у подножья огромного экструзивного липарито-дацитового купола Велиджан (Белиджан)-даг. Здесь туфобрекции и аггломератовые скопления окаймляют широкой полосой Велиджан-даг, очевидно, фациально замещаясь липаритовыми лавами последнего. В описанные пирокласты врезаны высокие древние террасы или денудационные ступени. Они образуют водораздельное широкое плато, южнее которого расположена депрессия оз. Назик.

Нагорье Аладаг (Цахканц) и прилегающие предгорные плато и равнины

Нагорье Аладаг Представляет собой крупный тектоно-вулканический массив типа Бингель. О геологическом и геоморфологическом строении этого массива в литературе имеются скудные данные. Аладагский гигантский массив-нагорье располагается на северо-востоке Ванского озера. Согласно данным геологической съемки МТА (планшет Ван, ред. Э. Алтынлы, 1964), этот массив слагается из андезитовых покровов (авгитовые андезиты, по Ф. Освальду), над которыми располагаются аналогичные пьедесталу Бингеля породы и структуры.

Так, вдоль северных склонов массива, южнее г. Диядин, непосредственно под андезитовыми покровами располагаются различные пирокластолиты и конгломераты неогена. Обнажения их прослеживаются по глубокой долине верховий р. Евфрат почти до привершинного плато Аладага. Проводя анализ топокарты с данными геологической съемки, мы видим, что вулканогенными отложениями неогена (типа бингельской, годерской и вохчабердской свит) слагается также часть привершинного плато и склонов массива, представленная денудационными уровнями, на отметках 2800, 3000, 3200 м. Эти уровни выравнивания уходят под андезитовые лавы Аладагского комплекса. Андезиты на склонах и предгорьях массива несогласно покрывают морские и континентальные отложения неогена, широко развитые в котловинах Алашкерт, Тутах, Патнос, Арджиш.

В районе Арджиш (Эрджиши), по данным Ж. Мерье (1949), нижнемиоценовые известняки, занимающие широкую полосу прибрежного плато оз. Ван, к северу полого погружаются под несогласно кроющие их конгломераты и брекции (занимающие основную часть денудационного плато). Последние, в свою очередь, уходят под андезиты Аладагского массива.

На восточных и северо-восточных склонах нагорья в бассейне верховья р. Евфрат (Мурад), в котловинах Диядин и Абага, широкое развитие получают интенсивно дислоцированные известняки, метаморфические сланцы, ультраосновные и основные интрузии мелового возраста, а также частично кислые, гранитоидные и кварц-диоритовые интрузии палеогена-неогена. Андезитовый комплекс Аладага налегает здесь на резко срезанную денудацией поверхность описанного субстрата, который и слагает северную и северо-восточную половину Аладагского нагорья.

Таким образом, по морфологии и геологическому строению Аладагский массив аналогичен тектоно-вулканическим сооружениям вулканического нагорья Армении — Бингель, Арсиан, Джавахетского, Гегамского, Варденинского нагорий, Арагца и др.

Морфологически Аладагский массив представляет собой асимметричное нагорье с полого-волнистыми северными и более крутыми ступенчатыми южными склонами.

Такая асимметрия обусловлена сложным структурным строением фундамента нагорья. Зона крупных разломов, проходящая через всю южную область вулканического нагорья Армении, простирается от массива Бингель на восток через хребет Хомур, экструзивный купол Кетван-даг и далее, пересекая (по данным Ф. Освальда, 1916) Аладагское нагорье, достигает Курдистанских гор у вулкана Тондурек. По этой зоне проходит граница так называемого «андезитового шва» (по П. Арии, 1939), отделяющего Тавриды от вулканического нагорья, или чешуйчатого надвига близширотного простирания, прослеженного А. Стояновым (1918) в Абагинской равнине. По данным тектонической карты Э. Лана и Н. Эгерана (1944), Аладаг представляет собой крупную брахиантклиналь овальной формы, разломанную на юге крупным сбросом, проходящим через вулканы Сипан, Тондурек, Аракат.

Гетерогенное структурное строение Аладага в известной степени отражается в морфологии его лавового покрова. Легкий подъем к Аладагу начинается со стороны Тутахского плато. Здесь склоны Аладага очень пологие и волнистые, до высоты 3000—3200 м, где начинаются великолепные субальпийские и альпийские луга.

Вершинная зона Аладага (3200—3500 м) характеризуется высокогорным рельефом. Имеются сведения о том, что на северных склонах этой зоны сохранены следы четвертичного оледенения.

Анализируя карту массива Аладаг и сопоставляя ее с картами Арагца, Гегамского и Варденинского нагорий, можно убедиться, что на Аладаге имеются характерные формы древнего оледенения. Водосборные воронки верховий р. Евфрат (Мурад) и ее левого притока Хусканы, очевидно, представляют собой древние кары (на отметках 3500—3300 м), ниже которых простираются короткие, широкие троги примерно до отметок 3100 м. Далее уже все речные долины, рассекающие Аладагское нагорье, имеют характерную форму V-образных эрозионных ущелий или каньонов.

Южные и юго-восточные склоны Аладага, в отличие от северных,

круты и ступенчатые и более глубоко расчленены долиной р. Арджиш и ее притоком Ходжанан. Ступенчатость южных склонов, вероятно, отражает погребенные под эфузиями сбросовые нарушения, оконтуривающие сбросовые депрессии Хныс, Маназкерт, Патнос, Арджиш, Абага. Описанные нарушения были отмечены еще Х. Линчем (1910) и Ф. Освальдом (1916) и подтверждаются всеми последующими исследованиями. Эти сбросовые депрессии, по представлению Ф. Освальда, возникли на месте крупного синклиниория близширотного простирания. Все они имеют аналогичное структурно-морфологическое строение и историю развития. Целый ряд их (Хныс, Варто, Тутах, Маназкерт) были уже охарактеризованы нами.

Патносская равнина Непосредственным продолжением описанных депрессий на восток к Аладагу служит **Патносская равнина**, выполненная морскими неогеновыми и озерными дрейссенсиевыми отложениями.

По этой обширной равнине течет р. Сарысу-Бансан, впадающая в р. Евфрат у гор. Маназкерт. Здесь р. Бансан имеет широкую сеть и хорошо развитые древние террасы. Эти террасы прослеживаются в Маназкертской и далее на запад в Буланыхской равнинах (Х. Линч, 1910). Наиболее высокие уровни галечниковых террас этой древней реки широтного простирания (ее можно назвать Палеоевфратом)* широко развиты в отмеченных плато и на равнинах. Они простираются с востока на запад, начинаясь от предгорий Патносской равнины, через плато Маназкерт, Буланых, вплоть до равнины Варто.

Развивая высказанные Х. Линчем и Ф. Освальдом мысли о едином генезисе этих плато-равнин, которые в дальнейшем подверглись дифференциальным подвижкам различной амплитуды, следует полагать, что продолжение зоны описанных депрессий на восток следует искать под андезитовыми лавами южных склонов Аладага вплоть до равнины Абага, где прослеживается зона этих нарушений, покрытая новейшими лавами Тондурека.

Зона описанных депрессий на юге ограничивается антиклиниорием, разбитым продольными сбросами. На разломах располагаются крупные экструзивные массивы Велиджан-даг и полигенный вулкан Сипан. Антиклиниорий хорошо выделяется в рельфе в виде ступенчатой волнистой водораздельной гряды, расположенной между вулканом Сипан и экструзивным конусом Велиджан-даг. Подъем от Буланыхского плато на водораздел этого выпуклого плато проходит по полого-волнистым ступеням. На водоразделе денудацией вскрыты эоценовые коралловые известняки (Ф. Освальд), которые к Буланыхскому плато, т. е. к северу полого погружаются под неогеновые конгломераты и туфогены и пемзово-пепловые слои. На южном крыле этого антиклиниория, по направлению к Ахлату, по данным Ж. Мерсье (1949), те же эоценовые известняки несогласно перекрываются красновато-бурыми песчаниками, содержащими лепидоциклическую фауну аквитанского яруса. Южнее, у г. Ахлат, песчаники перекрываются мергелями бурдигальского

* См. Внутренний Тавр.

яруса. Б. Ф. Мефферт (1918) описывает геологическое строение этой области по линии пересечения гор. Буланых—на юго-восток с. Латер, Девелик с. Кармудж (на западном побережье оз. Ван, недалеко от Ахлата). По этому профилю он отмечает накопление верхнемиоценовых (?) осадков — раковистых известняков, расположенных в круtyх широтных мульдах внутри этого антиклиниория, который разбит продольными сбросами.

В одной из таких синклинально-сбросовых депрессий расположена котловина оз. Назик. Здесь, кроме миоценовой известняковой толщи, широко распространены также туфобрекции и конгломераты, которые, простираясь на запад, уходят под экструзии Велиджан-даг или фациально замещаются ими.

Ось описанного антиклиниория совершенно отчетливо проходит под лавы вулкана Сипан и простирается по северному побережью оз. Ван на восток-северо-восток.

Полигенные вулканы Южного вулканического нагорья

Сипан Возвышается на северном берегу оз. Ван и достигает высоты 4434 м, являясь второй по высоте после Арапата вершиной Армянского нагорья. По своему геологическому и морфологическому строению Сипан напоминает Арапат. Этот вулкан так же, как и Арапат, радиально расчленен многочисленными долинами.

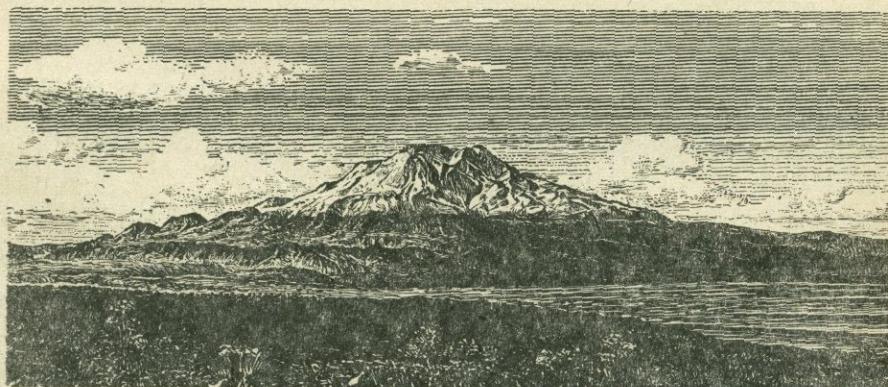


Рис. 54.

Сипан. Вид со стороны равнины Патнос. По фото Х. Линча.

Сипан и Арапат сложены кислыми андезито-дацитовыми эфузивами. По этой причине продукты излияний этих великанов не отошли далеко от своих подножий и представить геологическое строение фундаментов этих вулканов нетрудно. Так, между Арджишем и Сипаном почти у основания вулкана обнажаются эоценовые коралловые известняки и несогласно кроющие их отложения неогена. Последние, в свою очередь, срезаны денудацией; эта поверхность уходит под лавы Сипана.

Подстилающий лавы древний фундамент обнажается по описанию

Линча (1910) и на юго-западном склоне вулкана, у с. Урган-Гази, откуда Х. Линч и Ф. Освальд начали свое восхождение на вершину.

У самого селения круто падающие (до 50° на ЮВ), эоценовые известняки образуют высокую обрывистую стену. На срезанной поверхности этих пород располагаются лавовые покровы Сипана. На другом участке (севернее Адельдживаза) лавы Сипана уже непосредственно налегают на аквитанские и бурдигальские слои, а еще западнее, в сторону Ахлата, сипанские эффузивы залегают на конгломератах, покрывающих, в свою очередь, нижнемиоценовые известняки. Эти конгломераты напоминают, по описанию Х. Линча (1910), конгломераты Кульпинской мульды. На севере лавы Сипана погружаются под озерные дрейссенсивные отложения равнины Патнос.

Таким образом, **нижним возрастным пределом Сипанского эффузивного комплекса можно считать денудационный срез миоценовых конгломератов, а верхним — плиоценовые озерные слои.**

Сохраняя общее морфологическое сходство с Аракатом, Сипан имеет и отличительные черты. По описанию Х. Линча, поверхность склонов вулкана почти гладкая, в то время, как на склонах Араката имеются огромные нагромождения камениников, «чингилов», поэтому восхождение на Сипан не представляет трудностей. На склонах вулкана из-под лав местами выступают останцевые скалы эоценовых известняков. На высоте 3800 м появляется несколько вогнутая (чашевидная), платообразная поверхность. На этом плато возвышается второй конус, очень напоминающий по своей морфологии экструзивный вулкан Гргур, расположенный на юго-западном берегу оз. Ван. Линч называет его «второй Гргур на Сипане» (рис. 55).



Рис. 55 а

Экструзивный конус „второй Гргур“ на г. Сипан. По фото Х. Линча.

Отсюда открывается обширная панорама, охватывающая почти все южное вулканическое нагорье Армении. Видны и величественный

Аарат и массивы Аладаг, Бингель и хребет Палантекян, и обширные котловины и плато, расположенные между этими массивами. А на юге, за зеркалом оз. Ван, простираются гигантский барьер Армянского Тавра и находящиеся перед ним широкие впадины.

Сипан покрыт вечным снегом. Высота снежной границы достигает примерно 4000 м абсолютной высоты.

На платообразной поверхности вершинной зоны Сипан расположены три вершины: западная — наиболее высокая, напоминающая Гркур — 4434 м; восточная — 4390 м; северная — 4150 м. Восточная вершина, по описанию Х. Линча, состоит из губчатой стекловидной лавы, вязкого фонолита с «нечистым обсидианом» и покрыта пепельным шлаком; западную вершину слагают лавы, несколько похожие на лавы вершины Немруд, т. е. из «тусклого нечистого обсидиана с плохо развитыми сферолитами»; северная сторона горы покрыта серым пемзовым песком.

Таким образом, следует полагать, что **вершины Сипана представляют собой типичные экструзивные куполы**.

Помимо описанных трех главных вершин, на Сипане имеется до пятнадцати мелких куполов, очевидно, лавовых выпучиваний типа гарнитос, также состоящих из кислых риолитовых масс. Это хорошо иллюстрируется на составленной Х. Линчем и Ф. Освальдом карте вершинной зоны Сипана (Х. Линч, 1910).

Немруд представляет собой крупный полиген-

Немруд — небольшой вулкан, лавы которого, залив обширные площади в центральной части Муш-Ванского грабена, образовали запруду оз. Ван. В центральной части вулкана, на высоте 2600 м, расположена огромная кальдера окружной формы, диаметром более 8 км. Западная половина кратера занята озером маарового типа, а восточная — новейшими излияниями бугристо-глыбовых лав и небольших эруптивных конусов, вокруг которых имеются скопления ляпиллей вулканических бомб, шлака и пепла. Судя по детальной карте Немрудского кратера,

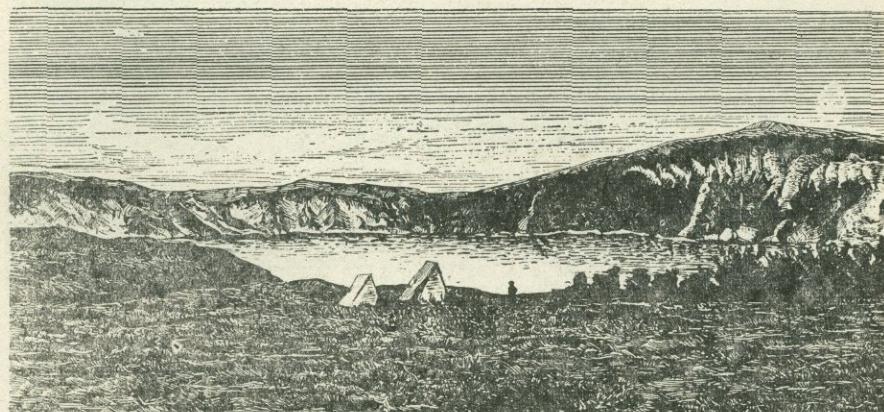


Рис. 55 б.
Кратерное озеро Немруд. По фото Х. Линча.

составленной Х. Линчем и Ф. Освальдом, один из этих кратеров напоминает строение, похожее на «Сомму» Везувия.

Стены главного кратера очень крутые, местами отвесные, а гребень его принимает даже лезвиеподобный характер. Высота гребня кратера над озером неодинакова. Наибольшей относительной высоты он достигает на севере и на юге (до 300 м над уровнем озера). Вся эта крутосклонная часть вершины Немруда состоит из «древних риолитовых авгито-андезитов» и частично из обсидианов (Х. Линч). Более молодые излияния представлены основными лавами базальтового состава, которые, переливаясь через края кратера, покрыли крутые склоны вулкана и затем, заливая обширные пространства в его предгорьях, образовали довольно высокое, ровное, волнисто-увалистое плато. Плато простирается на севере до оз. Назик, а на юге—до склонов и подножий Битлисского Тавра.

Поток базальта, по данным Освальда (1916), на юге проник в долину р. Гезалдере, выработанную в меловых породах Битлисского Тавра. Во многих местах из-под лавового плаща Татванского плато выступают останцы скал, состоящие из пород Таврского комплекса. У Ахлата лавы Немруда, по данным Б. Мефферта (1916), покрывают конгломератовые слои миоцена.

Лавы Немруда огибают склоны древнего экструзивного вулкана Гркур, состоящего из кислых риолит-липаритовых пород, которые аналогичны породам, слагающим ядро Немруд.

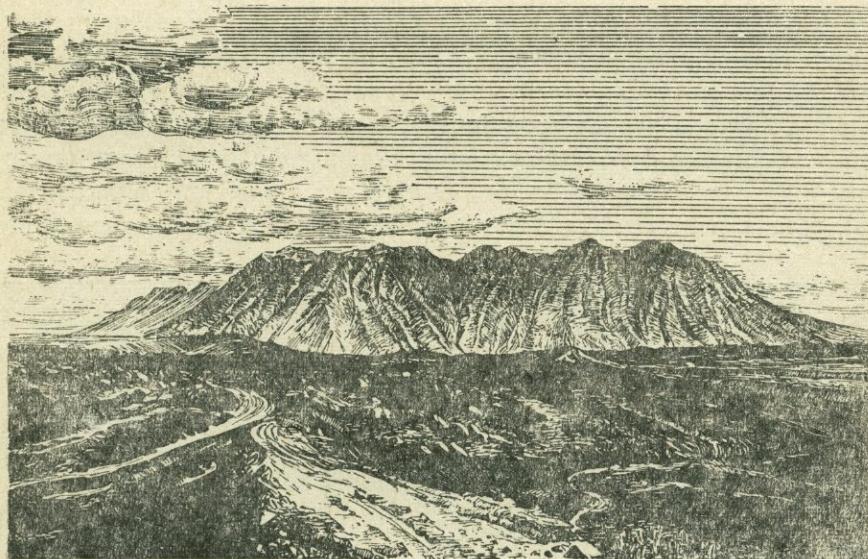


Рис. 56
Гркур и огибающие его новейшие лавы вулкана Немруд.

Излияния базальтовых лав Немруда относятся к голоцену и, в частности, к историческому времени. Последнее излияние, по данным Освальда, происходило в 1441 г. В кратере Немруда Х. Линч описывает

ряд небольших свежих вулканических сопок («бородавок» по Х. Линчу), являющихся, очевидно, недавними образованиями в результате газового взрыва пузырчатой лавы.

Рядом с ними расположено небольшое теплее озеро. Из вод озера выделяются пузырьки газа, они минерализованы и неприятны на вкус. Очевидно, все это связано с поствулканическим явлением сольфатар, действующим еще в кратере вулкана.

В 1957 г. Гельмих Вальтер совершил восхождение на вулкан Немруд (1960). По его описанию, на склонах вулкана из трещин выходят сернистые газы, иногда слышится глухой грохот. На вулкане им описаны три озера, резко отличные друг от друга по характеру. Наименьшее из них Рейхан-гель мелководное, с температурой воды ниже температуры воздуха, расположено на высоте 2300 м. По-видимому, во второй половине лета озеро пересыхает. Горячий источник, вытекающий из кратера вулкана, направляется к северному берегу оз. Гермагель. Температура поверхностных слоев воды значительно выше температуры воздуха. Крупнейшее озеро Немрута — Беюк-гель расположено в его западной части. Это холодное озеро.

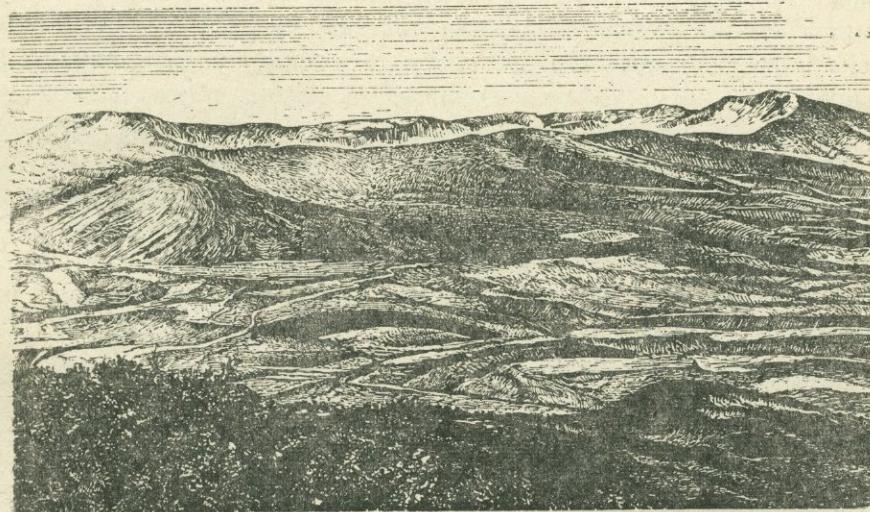


Рис. 57 а

Кальдера вулкана Немруд и паразитический конус на склоне горы. На переднем плане базальтовое плато Татвана. По фото Х. Линча.

Мы отмечали, что морфология вулкана имеет асимметричное строение, начинается на низких пологих склонах, покрытых основными базальтовыми лавами и кончается крутыми, труднодоступными высокими склонами, сложенными более древними кислыми экструзиями. Особенно сильной крутизной отличаются обращенные к оз. Ван восточные склоны, где отсутствует плащ базальтовых лав.

Исходя из описанного выше строения вулкана, Х. Линч (1910) и Ф. Освальд (1916) приходят к справедливому заключению, что Немруд раньше представлял экструзивный купол (подобно Кетван-дагу, Вели-

джан-дагу или горе Гркур, С. Б.). Впоследствии, в результате мощного взрыва образовалась гигантская кальдера. И, наконец, в позднейшие времена этот потухший вулкан возобновил свою деятельность с более спокойным излиянием базальтовых лав, запрудивших оз. Ван.

Эти выводы подтверждаются также исследованиями И. Максона (1935), который считает, что вершинная зона Немруда представляет собой кальдеру взрыва. Стены кратера слагают оливиновые базальты и андезиты, перемежающиеся с туфами. На поверхности базальтовых покровов располагаются мощные пирокласты.

В отличие от взглядов предыдущих исследователей Максон считает, что обсидианы и другие кислые стекловидные лавы образовались после взрыва вершины Немруда. Ими была заполнена восточная часть кальдеры. Однако, мы полагаем, что выводы Х. Линча и Ф. Освальда относительно последовательности циклов излияний Немруда более справедливы.

Тондурек Полигенный, конусообразный крупный молодой вулкан Тондурек (выс. 3548 м) расположен на крупном тектоническом разломе, проходящем по линии: северная окраина, депрессии оз. Ван, вулканический массив Аладаг—Баязетская котловина. Основание вулкана слагают меловые и палеогеновые породы — мраморизованные известняки, сланцы, ультраосновные и основные интрузии, а также флишоиды палеогена. Они опоясывают склоны вулкана, образуя останцевые денудационные плато, перекрытые лавами и аллювиально-озерными отложениями.

Вулкан находится между массивами Аладаг и Аарат и занимает господствующее положение над окружающими равнинами и плато. Гигантский конус Тондурека с пьедесталом, окружностью 60 км, имеет над Абаганской равниной относительную высоту около 1200 м, а над Баязетской — до 1900 м.

В соответствии с этой разницей, крутизна его склонов колеблется от 15—20° на юге и до 25—30° на севере. Тондурек сложен андезитовыми (Ф. Освальд), кварц-трахитовыми (Г. Абих) или трахиандезитовыми (Х. Памир) лавами.

Подобно вулкану Немруд, Тондурек действовал в историческое время и является самым молодым вулканом Армянского нагорья. На юге лавами Тондурека залиты значительные площади четвертичных озерно-речных отложений. В настоящее время вулкан находится в стадии сольфатарной деятельности.

Х. Памир (1951), изучавший строение горы, отмечает здесь горячие источники, сольфатары и фумаролы в кратере вулкана. Название вулкана Тондурек, идущее из незапамятных времен, указывает на то, что долгие времена на вулкане действуют фумаролы*. Вулкан Тондурек имеет две вершины. Вершина — г. Хори (3548 м) представляет собой потухший кратер, другая вершина — Тондурек (3313 м) занята

* С древнейших времен и поныне у армян существует своеобразная печь — тондир. Это неглубокая яма, застукатуренная глиной, в которой пекут хлеб.

озером маарового типа (Г. Абих). Здесь и находятся действующие сольфатары.

Кроме этих вершин, Х. Памир отмечает на Тондуреке паразитические вулканы, которые действовали в историческое время. Устремившиеся из них базальтовые потоки залили склоны и часть северной периферии вулкана в направлении Баязетской и Диядинской котловин, образовав широкие предгорные плато с бугристо-глыбовой поверхностью. На контакте лав и подстилающих их новейших аллювиально-озерных отложений выступают обильные родники, дающие питание многоводной реке Гернак-сую на равнине Кзыл-диза. Здесь же имеется озеро родникового генезиса. Выходы родников отмечены также в Абагинской котловине, расположенной южнее. На склонах вулкана обнажаются интенсивно трещиноватые лавы, глыбовые накопления чингилов и большое количество выбросов эруптивного материала. Благодаря такому строению поверхностный сток на нем почти отсутствует.

Морфоструктура и история развития предтаврских тектонических депрессий

Муш—Ванская депрессия По данным тектонических карт Турции (Э. Лан, Н. Эгеран, 1944; И. Кетин, 1965; Н. Пинар и Э. Лан, 1958), а также многих предыдущих исследователей, Муш-Ванская депрессия представляет собой грабен сложного строения. По краям этого грабена проходят крупные разломы и приуроченные к ним продольные и диагональные нарушения.

Южная зона разлома проходит вдоль обрывистых северных склонов Армянского Тавра. По данным Ф. Гесснера (1956), глубина оз. Ван у таврского берега превышает 250 м.

Северная зона разломов сначала проходит параллельно южной, по краю мушской депрессии, а затем, на востоке, встречая, очевидно, выступ древней глыбы, на поперечных разломах которой расположены Гркур и Немруд, эта зона нарушений принимает северо-восточное направление (С. П. Бальян, 1965). Далее эта зона разлома проходит вдоль северных берегов оз. Ван. Сбросовые нарушения отчетливо выделяются морфологически (у Ахлата и Адельдживаза) и местами покрыты лавами вулкана Сипан.

Описанная зона разломов прослеживается Э. Ланом и Н. Эгераном (1944) через Арджиш, почти до вулкана Тондурек, где она соединяется с «андезитовым швом» Ари и зоной надвигов широтного профиляния Бингёль—Аладаг—Тондурек.

Начало образования Муш-Ванского грабена и других депрессий предтаврской зоны происходило в предмиоцене. Известно, что олигоцен в восточной Анатолии (в зоне Внутреннего Тавра и Армянского нагорья) имеется в немногих местах и очень часто представлен континентальными образованиями — серыми, зелеными-песчаными мергелями с растительными остатками. Слои бурых углей в районе оз. Ван чередуются с пресноводными известняками олигоценового возраста*.

* См. Внутренний Тавр.

В конце олигоцена и начале миоцена происходит общее опускание страны. Как было отмечено раньше, первая аквитанская трансгрессия проникает в пределы возникших депрессий Армянского нагорья одновременно как с запада (Средиземного моря), так и с востока (из северо-западного Ирана).

С тех пор продолжается интенсивное погружение предгорных и внутренних депрессий. Общая мощность нижнего и среднего морского миоцена в описанных депрессиях колеблется от 500—800 м до 1000 м (С. В. Троянский, 1936).

Осадочный миоцен представлен в основном двумя главными фа-



Рис. 57 б
Озеро Ван. На дальнем плане—г. Сипан.

циями: 1. Пески, песчаники и конгломераты. 2. Известняки и известковые мергели. Обе фации встречаются в бесчисленных вариациях.

Аквитанские слои широко развиты на северо-западном побережье оз. Ван и в районе Эрджиш. По данным Ж. Мерсье (1949), они представлены мергелисто-песчанистыми и известковистыми перемежающимися слоями, содержащими характерную фауну аквитанского и бурдигальского ярусов. Эти слои развиты также между Ахлатом и Адельдживазом, в окрестностях оз. Ван и оз. Эрчек. Отсюда из бассейна оз. Ван нижнемиоценовые отложения хорошо прослеживаются на северо-восток, через котловины Мурадие и Абага (южнее вулкана Тондурек) в котловины Диадин и Дугубаязет (Ф. Освальд, 1908, 1912). Далее, огибая Ааратский палеозойский антиклиниорий, отложения нижнемиоценового моря проникают в северный Иран, в окрестности г.г. Маку, Хой, Резайе (Урмия). Здесь они имеют очень широкое развитие и известны в литературе под именем свиты «асмари». Нижние го-

ризонты этой свиты, по данным Р. Ричардсона (1924), Д. Грегори (1900), К. И. Трифонова (1947) и др., характеризуются лепидоциклиновой фауной верхнего олигоцена, верхние же горизонты представлены чередующимися белесоватыми, желтоватыми известняками, мергелями, глинами, песчаниками, конгломератами, содержащими многочисленные пелециподы, кораллы и фауну морских ежей. Общая мощность отложений свиты асмари достигает 300—400 м. Аналогичные свите «асмари» известковые отложения развиты также на западе Мушской депрессии и во владинах Чапакчур, Элязыг (Харберт) (Р. Фюрон 1955).

Таким образом, можно считать точно установленным, что предтаврские депрессии возникли еще в предмиоцене. Процесс погружения продолжался, очевидно, вплоть до тортонаского века. В тортоне в депрессиях происходили уже дифференциальные движения.

Котловина оз. Ван по отношению к соседней Мушской была в то время значительно приподнята. Свидетельством этого служат интересные наблюдения Ф. Освальда (1916). В отложениях тортонаских конгломератов, развитых на северном побережье озера (в районе Ахлата), Ф. Освальд не нашел галечников из пород Битлисского Тавра (слюдистых, хлоритовых сланцев, кварцитов, мраморов и т. д.). В то же время они найдены, согласно сообщению В. В. Богачева (1916), в конгломератах того же возраста в каньоне р. Евфрат западнее Муш. Из этого следует заключить, что, вероятно, начиная с тортона, была прервана связь существовавших еще в нижнем миоцене Предтаврских и Северо-Иранских морей, в зоне отмеченных выше проливов между озерами Ван и Урмия.

Подтверждением этого предположения служит характер распространения различных верхнеолигоценовых и неогеновых отложений в северо-западном Иране. Сопоставляя данные геологической карты Ирана, составленной Иранской национальной нефтяной компанией в 1963 г., с топографической картой, мы увидим, что известковые фации свиты асмари, развитые в районе г. Маку, располагаются на восточных склонах хребта Карли-даг, на высоте более 2100 м. Они трансгрессивно, с резким несогласием налегают на крутые моноклинальные слои меловых пород и распространяются на северо-запад вплоть до котловины Баязета, откуда, как было описано выше, их легко проследить во внутренних котловинах Армянского нагорья.

Известняковая свита асмари на Карли-дагском хребте образует моноклинальный гребень второй куэсты, простирающийся приблизительно в меридиональном направлении по линии Маку-Хой. Они отделяются от первой куэсты асимметричными глубокими сбросовыми долинами притоков р. Котур-чай (Зангимар). Известняки свиты асмари полого погружаются на восток под регressiveные фации свиты «фарс», которая располагается на нижних склонах Карли-дагского хребта на отметках 1500 м и ниже, и составляют уже более слабо выраженную третью куэсту, сильно расчлененную поперечной речной сетью.

Судя по данным Д. Грегори (1900), Р. Ричардсона (1924) и К. И.

Трифонова (1947), фации свит асмари (аквитан-бурдигал) и нижний фарс (гельвет) с характеризующей их фауной совершенно аналогичны фациям, развитым во внутренних депрессиях Армянского нагорья. Это свидетельствует о существовании связи **нижнемиоценовых морей (Средиземного моря и северо-западного Ирана)** и сохранении в этих областях одинаковых палеогеографических условий, хотя, начиная с гельветского времени, наметились значительные тектонические поднятия Курдистанской системы раздробленных глыбовых гор.

Свита фарс в Иране имеет широчайшее развитие. Согласно данным геологической съемки нефтяной компании (1963), она представлена в Центральном Иране песчано-глинистыми сланцами, красными и коричневыми алевролитами и мелкоземом, а местами и галечными горизонтами, отложенными в мелководных аридных условиях. Они называются верхнекрасноцветными образованиями. Мощность их достигает 5000 м.

В этой мощной свите листоватые зеленые глинистые сланцы служат стратиграфическим горизонтом, отбивающим контакт между свитами асмари и нижний фарс, а тонкослойстые темные битуминозные «бумажные сланцы» — между нижним и верхним фарсом. К слоям андиритового ряда нижнего фарса, называемым «шапковидной породой», приурочены нефтяные залежи Ирана.

Если в Центральном и Южном Иране наблюдается непрерывный переход от аквитан-бурдигала (свита асмари) к гельветским слоям (свита фарс), то в краевых горных сооружениях наблюдаются резкие несогласия между описанными выше свитами. В частности, в северо-западном и западном Иране свита фарс (виндобонские слои), с конгломератами в основании, несогласно залегает на различных породах, начиная от известняков свиты асмари, кончая палеогеновыми и меловыми породами горных цепей Загроса.

В районе Марага в северо-западном Иране на свиту фарс с большим денудационным срезом налегают грубообломочные вулканогенно-континентальные отложения свиты «бахтиар», содержащие, по данным Г. Рибена (1935), характерную фауну пикермийского комплекса *Mastodon Pentilici*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Machaerodus Pentilici*, *Sus erimanthinus*, *Hipparium Gracile* и др., встречающегося в изобилии в аналогичных отложениях Анатолии и Армянского нагорья. В котловинах и депрессиях северного Ирана верхние члены свиты бахтиар представлены конгломератами, различными туфами и туфогенами, содержащими много угленосных пластов. Свита перекрывается озерно-континентальными отложениями с плиоценовой пресноводной фауной. Таким образом, можно констатировать, что вулканогенно-континентальные отложения свиты бахтиар (Марага) являются фациально-стратиграфическими аналогами годерской—вохчабердской—кападокийской (ургюпской) свит. Описанная вулканогенно-обломочная свита «бахтиар», по данным К. Н. Паффенгольца (1948), находит свой фациально-стратиграфический аналог в южной части Арм. ССР и в Аз. ССР, именуемый здесь «Герюси—Горисской свитой» (см. Центральное вулканическое нагорье Арм. ССР).

В северном Иране описанная свита покрывается мощным комплексом андезитовых эфузий массива Севелан и затем с подстилающими ее отложениями свиты фарс простирается к Каспийскому морю. Свита фарс, имея широкое развитие в котловине Ардебиль, продолжается в область Ленкоранской низменности (Геологическая карта Иранской нефтяной компании, 1963).

Исходя из вышеприведенных данных, можно определенно сказать, что, начиная с Тортонского века, происходит интенсивное поднятие в области Курдистанских гор, состоящих из сложных складчато-глыбовых структур. Очевидно, в тортонском веке в котловине оз. Ван существовали реликтовые постепенно сокращающиеся озерные бассейны, воды которых ушли в соседнюю Мушскую депрессию в результате поднятий ее восточной части. С этого времени вся западная часть Армянского нагорья (Турецкая Армения) вступила в fazу континентального развития. Даже крупная, последняя трансгрессия сарматского моря, проникшая из Каспийского бассейна в пределы Армянского нагорья, в области Севанской, Арагатской и Нахичеванской котловин не могла преодолеть отмеченный выше барьер.

Новейшая история оз. Ван и предтаврских депрессий

Как было отмечено еще Освальдом и подтверждено последующими исследованиями, оз. Ван образовано в результате запруды излившихся из вулкана Немруд базальтовых лав. Как и когда это произошло?

Зеркало оз. Ван занимает площадь свыше 3000 кв. км. Общие его контуры имеют форму неправильного четырехугольника с сильно изрезанными берегами, особенно на юге и юго-западе. В северо-восточной части озера имеется широкая и очень глубоко вдающаяся в сушу бухта северо-восточного и юго-западного направления. Очертания этой бухты с самого начала напоминают о существовавшей здесь до образования запруды широкой речной долине.

Весьма интересны данные древних историков — Ксенофона, Страбона, Плиния. В «Анабазисе» Ксенофонт рассказывает о походе греческих войск и проникновении их в Армению. По данным Марквarta, Гюбшмана, А. Манандяна, С. Лисициана и др. историков (Т. Х. Акопян, 1958), греческие войска в 430 г. до н. э. вторглись в Армению по долине Восточного Тигра (Вохтан-су) и Битлис-чая, через так называемый Битлисский проход (см. рис. 16) Армянского Тавра. Рассказывая довольно подробно об этом пути (вплоть до «геологического» состава известковых мостов, сложенных из ракушечников и т. д.), Ксенофонт, как ни странно, не упоминает о существовании Ванского озера. Однако, К. Н. Паффенольц высказывает предположение, что, возможно, в это время Ванского озера не существовало. Иначе уставшие греческие войска после длительных походов и тяжелых боев с армянами непременно должны были бы расположиться на отдых у красочных берегов озера. Из древних же урартских надписей известно, что Ванское озеро под именем Тоспа (Тушпа) существовало задолго до походов греческих войск под предводительством Ксенофonta. Впервые указания на существование этого озера под названием Верхнего озера страны Наира

мы находим в упоминаниях о походах ассирийского царя Тиглат-Паласара (около 1100 г. д. н. э.), который продвинул свои войска из долины р. Заб в Армению, в страну Наири. Более достоверные сведения о Ванском озере получаем из описания походов Асурбанипала (885—860 г. до н. э.), который разбил войска урартского царя Араме, разрушил ряд городов и преследовал его до гор. Ардуди (вероятно, Ахури, находящегося у подножья г. Аарат?, см. «Массив Аарат»).

Первая столица Урартского царства была расположена где-то на северных берегах озера и имела название Арзаскү (при урартском царе Араме).

Около 830—835 гг. Сардуром I была основана столица уже более могущественного урартского царства Бийана-Ван, расположенного на берегу оз. Тоспа.

Позже урартским царем Аргиши был основан и город Арджиш-Эрджиш на северном берегу этого озера.

Итак, Ванское озеро существовало еще со времен основания Урартского царства. Важно теперь выяснить, каковы были его размеры и конфигурация?

По свидетельству Страбона, Ванское озеро—Топтис—Тоспитис соединялось с другим озером Артеуса рекой Тигрис, берущей свое начало от горы Нпат (нынешний Аладаг). Проходя через озеро Тоспис, р. Тигр исчезает в известняковых трещинах, очевидно, Битлисского Тавра и снова выходит на дневную поверхность по его южной стороне.

Плиний более подробно и несколько разукрашенно повторно излагает это свидетельство Страбона.

Х. Линч (1910) приводит показания Плиния о географии верховья р. Тигр.

Плиний пишет: «Уместно и кстати будет сказать также несколько слов о р. Тигр. Она начинается с большой Армении, вытекая из большого родника, который виден из самой равнины. Место это носит название Эленгосине (или Элегосине, Элосине, Элегос): Сама река, покуда она медленно и спокойно течет, называется Диглито, но с того места, где течение ее становится более стремительным,— она именно вследствие своей быстроты, получает название Тигр, что на мидийском наречии означает стрела. Она бежит в озеро Артеусу, воды которого удерживают на своей поверхности все, что ни бросишь туда и не позволяют ни одной вещи идти ко дну; испарения, поднимающиеся из него, имеют запах селитры.

В этом озере живет только одна порода рыб, которая никогда не проникает в воды Тигра и ни одна рыба из Тигра не выплывает в воду озера. Своим течением и своим цветом он отличается от этой воды и глаз легко может проследить его путь через озеро. Пройдя озеро, он встречает большую гору Тавр и теряется в известной пещере или трещине в земле и дальше течет под горой, пока по другую сторону ее не выбьется снова из земли и не появится в своем прежнем виде в месте, называемом Зороанда. Что это та же самая река видно из того, что она уносит с собой и выносит на поверхность в Зороанде все, что было брошено в нее до исчезновения ее в вышеупомянутой пещере. После-

этого второго появления своего на свет она входит в другое озеро под именем Тоспитис, и протекает через него таким же образом и снова уходит под землю через какой-то потайный ход и за 25 миль снова высывает свою голову близ Нимфеума»...*

Упомянутые выше сведения, полученные от географов классической древности, приводят Х. Линча к справедливому заключению, что в период урартского царства в области Ванской депрессии существовали два небольших озера. Первое — оз. Артеуса (по Страбону-Плинию) было расположено на месте современной Арджисской бухты, второе — Тоспитис (по Страбону-Плинию) или Тоспа (древнеармянское название) было расположено в юго-восточной части депрессии. На берегу этого озера находилась столица Урартского царства — гор. Ван. Западная береговая линия озера Тоспа, вероятно, проходила по линии, соединяющей современные узкие, глубоко вдающиеся в оз. Ван полуострова Чапанак и Ахлата-бурун, которые сложены породами таврского комплекса. Западная половина дна оз. Ван была в то время сушей. Х. Линч приводит записи одного из исследователей первой половины XIX века — Лофтуса. Он сообщает о предании, по которому эта часть озера в древнее время была занята многими поселениями и садами.

Х. Линч предполагает, что в это время реки Ардзиш, Бендимахи и Хошиб «встречались на пол-дороге между городами Ван и Битлис». Возможно, что на этой равнине, подобно современной Мушской равнине, реки имели широкие поймы и хорошо развитые низкие террасы.

Далее, на западном берегу оз. Ван, между Ахлатом и г. Немруд, в озеро впадает ряд рек, среди которых небольшая р. Кармундж, по данным Ф. Освальда (1916) имеет необычный широко выработанный профиль древней долины. Прослеживая эту долину на север, вверх по течению, мы встречаем большую впадину бессточного озера Назик, а севернее — впадину оз. Хач (Хочлы-гель), которая связана с долиной р. Евфрат, протекающей по Буланыхской равнине. По указанному профилю Б. Ф. Мефферт подробно описывает неогеновые, морские, озерные и антропогеновые аллювиальные и другие континентальные отложения, свидетельствующие об унаследованности этой зоной древних депрессий и в четвертичный период. Мы полагаем, что в то время, очевидно, здесь существовала широко развитая гидрографическая сеть, связывающая котловину Буланых с котловиной Ванского озера (С. П. Бальян, 1965).

Весьма вероятно, что Палеоевфрат и в историческое время протекал по Буланыхской равнине в котловину оз. Ван. Х. Линч (1910) приводит указание Плиния о том, что в стране Аррена р. Тигр проходит настолько близко от р. Арсания (Арсания или древнеармянская Арацани — р. Евфрат), что воды их часто сливаются. Однако, протекая на расстоянии около 4 миль, они снова расходятся. Р. Тигр направляется на юг, т. е. к описанному ранее Таврскому проходу, а р. Арсания — Арацани — Евфрат — на запад, в сторону Мушской депрессии. Продолжением этой долины на Мушской равнине мы считаем древнюю долину

* Ниневия — столица древней Ассирии (С. Б.).

ну с хорошо развитой сетью террас — р. Караку, о которой будет сказано ниже.

Новейшие тектонические подвижки в описанной зоне образовали молодые сбросовые котловины озер Назик, Хач, а также глыбовые поднятия — перемычки, приведшие в конечном итоге к перестройке направления долины Палеоевфрат. Прекращению стока р. Палеоевфрата в котловину оз. Ван способствовали также неоднократные излияния лав вулкана Немруд, залившие обширные пространства в образовавшихся впадинах. Мощность лавовых покровов вулкана Немруд в Татванском плато, по данным Х. Линча, достигает 250—300 м.

При описании морфоструктуры Армянского Тавра нами указывалось, что большинство исследователей связывает зоны краевых депрессий Армянского Тавра с глубинными разломами, которые продолжаются на западе, в зоне расколов сирийского блока, Тивериадского озера и Мертвого моря. Интенсивные тектонические подвижки в этой зоне продолжались с неослабевающей силой и в историческое время. Известно, что недавно на дне Мертвого моря были обнаружены развалины библейских городов. По записям Лофтуса, предание говорит, что в далёкие времена на равнине, занятой ныне водами оз. Ван, произошло внезапное разрушительное землетрясение, закрывшее проход, через который воды Тигра выходили на Месопотамскую низменность, после чего образовалось озеро, затопившее многие поселения этой равнины. Мы согласны с мнением Х. Линча о правдоподобности этого предания, которое доказывается геолого-морфологическими данными.

Возникает вопрос — не существует ли какой-либо связи между образованием Мертвого моря, Тивериадского озера и многими другими молодыми депрессиями, заполненными ныне водой, возникшими в единой зоне разломов, с оз. Ван?

Такие же молодые морфоструктуры прослеживаются по зоне разломов восточнее и северо-восточнее оз. Ван. К ним относятся депрессии оз. Арчак, Абагинской, Баязетской, Балыкгельской, Акгельской равнин, окружающих Аарат-Агидатский массив с юга и юго-востока. Эти обширные заболоченные равнины, в которых имеются многочисленные мелкие и крупные озера, несомненно, в исторический период были заняты большими водными массами, которые затем были дренированы р. Аракс и ее притоками Маку, Котур и др. Не случайно, что мы не находим остатков урартской и более ранней культуры в Зангеэзуре, Айоцдзоре, расположенных восточнее отмеченной выше зоны депрессий. Будучи занятыми в это время озерами или болотами, эти депрессии служили естественной преградой, не позволившей распространению урартских владений на восток, в то время, как урарты продвинулись далеко на север в бассейны оз. Севан и р. Чорох, непрестанно ведя бои со скифскими племенами, которые способствовали крушению могущественного Урартского царства.

Из приведенных геолого-геоморфологических и исторических предпосылок можно заключить, что современный морфологический облик Муш-Ванской депрессии есть результат длительных и сложных процес-

сов тектонических подвижек в этой области, сопровождаемых сбросовыми нарушениями. Мы полагаем, что одной из последних и, очевидно, одной из наиболее сильных подвижек в процессе оседания этого грабена или поднятия Армянского Тавра была прервана связь описанных выше проточных озер с верховым р. Восточный Тигр. Это происходило примерно между VIII и IV веками до н. э., т. е. после упадка Урартского царства и перед походом греческих войск под предводительством Ксенофона. Рис. 57б.

С тех пор начинается постепенное пополнение чаши озера и поднятие его уровня.

Уровень оз. Ван как в прошлом, так и теперь непрерывно поднимается. По историческим данным, древний город Арджиш, построенный царем Аргиши, ныне затоплен озером. Цитадель этого города находится теперь на небольшом островке, расположенным в двух километрах от берега. Остров носит название Арджишкала. Клинообразная надпись урартского царя Руса I (730—714 гг. до н. э.), высеченная на скале, высоко расположенной над озером Артеуса, находится теперь на уровне озера, часть надписи затоплена водой (Т. Х. Акопян, 1958).

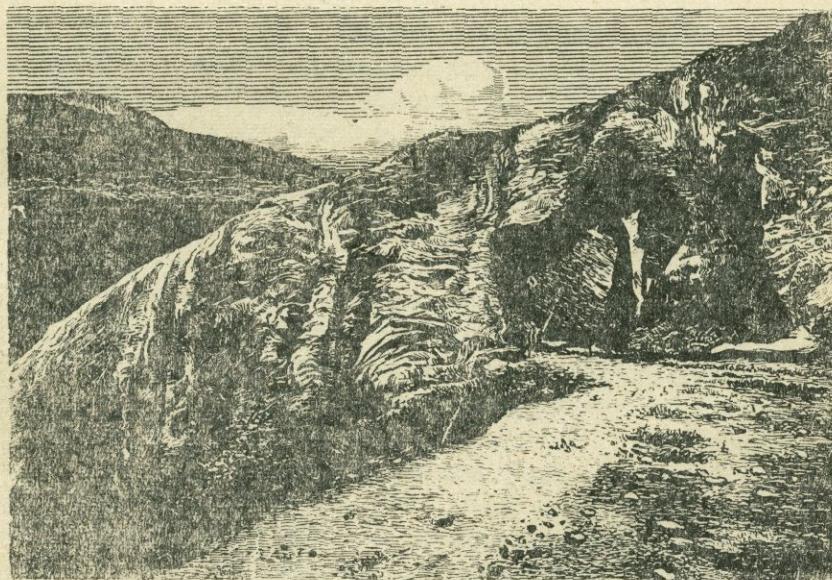


Рис. 58

Тоннель „Семирамиды“ в известняковых скалах Битлисского Тавра. Остаток урартских ирригационных сооружений. По фото Х. Линча.

Древние крепостные стены городов Ахлат и Адельдживас ныне интенсивно абрацируются волнами и обрушаиваются в озеро. Путешественники различных времен сообщают данные, указывающие на непрерывное повышение уровня озера (затопление различных береговых построек, старых дубов, устьев рек и т. д.).

По нашему мнению, повышение уровня озера вызвано не только впадением в него большого количества рек и отсутствием стока. Веро-

ятно, в балансе прихода (поверхностного стока и атмосферных осадков) и расхода (испарение) озера существует определенное равновесие. Важной причиной поднятия уровня озера мы считаем поступление в его чашу больших масс подземных вод. По данным С. В. Троянского (1936), в зоне Таврской горной системы имеется большое количество крупных родников. Расход некоторых источников исчисляется даже в засушливые периоды несколькими кубометрами в секунду.

Главные источники в этой зоне, по его данным, приурочены к крупным тектоническим нарушениям, которые и являются великолепными водосборными коллекторами. Вероятно, значительное место принадлежит также карстовым источникам типа «воклюз», известным в ряде мест Армянского Тавра.

Однако, в бассейн озера поступают не только подземные воды, получающие питание из Тавра; бассейну озера принадлежат также обширные территории, занятые лавовыми покровами вулканического нагорья Армении, под которыми располагается водоупорное основание неогена, выступающее на дне озера. В питание озера включены также такие великаны нагорья, как массивы Аладаг (Цахканц), Сипан и Немруд. Лавы этих массивов вплотную подходят к озеру с севера и с запада, погружаясь под водное зеркало.

Следовательно, надо полагать, что на дне озера выступают также мощные рэдники подлавовых горизонтов, у которых были расположены древние урартские города и поселения, похищенные в дальнейшем жителями после образования запруды и повышения уровня озера.

Как видим, палеогеография и новейшая история развития оз. Ван удивительно схожи с палеогеографией другой котловины Армянского нагорья — бассейна оз. Севан.

Котловина Муш Как было указано, котловина эта морфогенетически представляет собой единое целое с котловиной оз. Ван. Имеет широтное простирание с широким ровным дном, по которому спокойно течет р. Евфрат со своим притоком р. Карасу. Ландшафт этой равнины X. Линч сравнил со Среднедунайской низменностью.

Мушская равнина выполнена мощными четвертичными и голоценовыми озерно-речными отложениями. Под этими отложениями располагаются морские и лагунные отложения неогена.

Проходящие по обоям краям котловины сбросовые нарушения обусловливают ступенчатое строение склонов котловины. Это хорошо вырисовывается из приведенного ниже эскизного рисунка, составленного Ф. Освальдом. См. рис. 59.

При сопоставлении эскизного рисунка с геологической картой этого района, мы видим, что сбросами затронуты не только породы таврского комплекса и несогласно перекрывающие их отложения неогена, но также более молодые озерные и другие отложения плейстоцена. В описанные отложения врезаны широкие террасы р. Караку, более древние по возрасту, чем собственные террасы р. Евфрат. Озерный плейстоцен, по данным геологической карты (планшет Ван, сост. Э. Алтынлы,

1964, МТА), простирается по равнине широкой полосой вдоль склонов, окаймляющих котловину возвышеностей. Судя по тому, что врезанные в них высокие террасы имеют наклон в сторону долины р. Карасу, которая протекает в близширотном направлении, а р. Евфрат до впадения

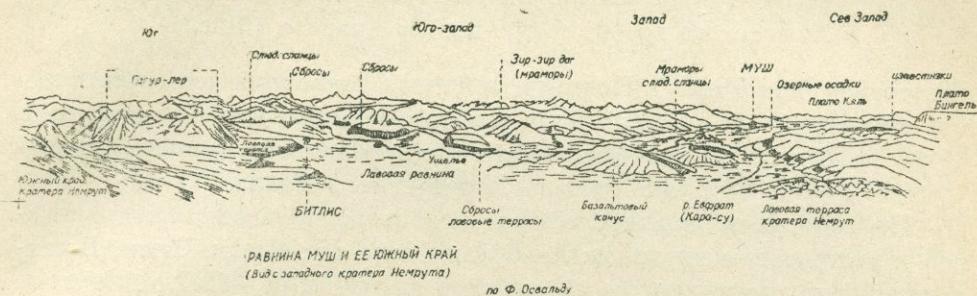


Рис. 59

в нее р. Карасу, имеет течение почти меридионального направления и созданные ею молодые эрозионные террасы врезаны поперек в описанные выше уровни, надо полагать, что отмеченные высокие ступени эрозионных террас Карасу имеют древний нижнеплейстоценовый возраст.

Они образуют стратиграфические и морфологические аналоги высоких уровней террас Алашкертской, Басенской, Ленинаканской и Арагатской котловин (аналог Советашенского уровня).

После слияния этих двух рек, р. Евфрат, протекая на некотором расстоянии в широтном направлении, сворачивает на юго-запад, врезаясь в толщу андезитов массива Шерефеддин-даг. Озерные и другие континентальные отложения и врезанные в них древние эрозионные уровни, отклоняясь вправо, простираются на запад-северо-запад по направлению древней долины р. Солхан-су. К западу озерно-аллювиальные отложения, принадлежащие, по всей вероятности, к верхним сериям неогеновой толщи, простираются вдоль долины р. Евфрат и выклиниваются близ соседней депрессии Чапакчур (Бингель) (около города Генч). Отсюда эрозионные террасы Евфрата выработаны в андезитовых лавах массива Шерефеддин-даг, в которые все глубже и глубже врезается ущелье реки.

Ущелье образует коленообразный изгиб, обращенный выпуклой стороной к северу, протяженность которого более 30 км, а затем открывается в котловину Чапакчур.

Поэтому можно предположить, что коленообразное ущелье р. Евфрат, расположенное между Мушской и Чапакчурской котловинами и ущельем, соединяющим плато Буланых с Мушской котловиной, имеет одинаковые генезис и возраст. Начало их антецедентно-эпигенетического врезания, очевидно, приурочено к периоду верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена.

Чапакчурская котловина по сравнению с Мушской занимает меньшую площадь, но имеет почти одинаковый генезис и историю развития. Здесь развиты аналогичные неоген-антропогеновые отложения. Однако лавы занимают сравнительно большее место, чем осадочные отложе-

ния. Относительно широким развитием пользуются здесь эрозионные формы речных долин, ступенчатые террасы и пр.

Тектоно-вулканические массивы восточной половины Армянского хребта (Агри-даг) и Араката (Масис)

Восточная половина Армянского хребта Покрыта мощными покровами неоген-антропогенных эффузивов, под которыми погребено складчато-глыбовое пенепленизированное основание системы Внутреннего Тавра.

На водораздельной части этого хребта располагается ряд вулканов и экструзивных куполов: Ак-булах, Хома-даг, Сунан-Баши, Джандарвиш и др., достигающие абсолютной высоты 2700—3200 м. Средняя высота водораздела — 2400—2600 м.

Армянский хребет разделяется в этой области на два отрога. Первый и главный имеет субширотное простижение и заканчивается на востоке гигантами вулканического нагорья Армении массивами Большого и Малого Араката.

Второй — хребет Музик, отходя от первого на юго-восток, вскоре понижается и заканчивается у Баязетской котловины. Подобно главному отрогу, на хребте Музик широко развиты лавовые покровы и потоки, отдельные вулканы и кварц-травянистые конусы (Г. Абих, 1899). Анализируя данные геологической и тектонической карты Турции (МТА, 1964, Н. Эгеран и Э. Лан, 1944, И. Кетин, 1965 и др.), можно прийти к заключению, что по своему структурному строению восточная половина Армянского хребта представляет собой раздробленный, большей частью продольными сбросами, сложный антиклиниорий. Сбросовым нарушениям подвергнуты и андезитовые покровы, которые образуют ряд склоновых ступеней, обращенных к Аракатской котловине. В замковой части антиклиниория располагается синклинальная сбросовая долина, по которой течет р. Чухур-дере. Долина р. Чухур-дере располагается между описанными выше отрогами Армянского хребта. Она имеет широкий ящикообразно террасированный профиль древней, выработанной долины. Центральная часть ее выполнена отложениями аллювия, которые достигают большой мощности в нижнем течении, начиная от городка Мусук и далее на восток, в районе Еникёя и Баязетской котловины.

Сбросовая мульда прослеживается также на западе, от верховья Чухур-дере в виде отдельных котловин, отделенных друг от друга увалистодобными поднятиями андезитового покрова. Котловины заняты болотами и озерами. Наиболее крупной из них является котловина оз. Балык, расположенная на высоте 2200 м. Эти поднятия и депрессия простираются до Агри-дагского перевала, где заканчиваются крупным вулканом Перли-даг. Описанные перемежающиеся увалы и котловины указывают на наличие в этой зоне дифференцированных молодых движений в раздробленном субстрате таврского комплекса.

Занятая лавовыми покровами восточная половина Армянского

хребта, в свою очередь, разделяется на два различных морфологических района.

Западный, начинаясь в области вулкана Перли-даг до оз. Балык, представляет собой среднегорное нагорье. Наиболее значительным членом этого нагорья является высокое плато Синак, сложенное покровными базальтовыми лавами.

Базальты спускаются на юго-запад, в сторону котловины Алашкерт широкими полого-волнистыми уступами. Базальты Синакского плато, очевидно, древнее андезитового покрова нагорья. Формы рельефа отличаются сильной сглаженностью, плато покрыто мощным элювием и делювием и роскошными альпийскими и субальпийскими лугами, орошамыми массой водообильных ключей, выступающих из-под андезитов (Г. Абих, 1899).

В водораздельной полосе этой части нагорья расположены крупный полигенный вулкан Перли-даг (3246 м) и расчлененные эрозией останцевые экструзивные куполы Джан-дарвиш, Зиярет-даг и др.

Перли-даг, по описанию Г. Абиха (1899), представляет собой крупный полигенный вулкан с полуоткрытым к востоку кратером. В разрезах кратера и расчленяющих Перли-даг глубоких эрозионных долинах вскрыт ряд потоков андезитов и трахиандезитов, перемежающихся со шлаками и другими рыхлыми выбросами.

Далее мы находим у Г. Абиха упоминание о спустившемся с вулкана молодом потоке темной и вязкой лавы, направляющемся по долине р. Аракс в сторону Кульпа (долины р. Аракс). Пьедестал Перли-даг слагают древние базальты Синакского плато, которые в вершинной зоне нагорья интенсивно расчленены эрозией.

Кроме Перли-дага, Г. Абих отмечает ряд андезитовых и трахидлеритовых конусов, расположенных цепью по водораздельной части нагорья, вплоть до Аракса.

Восточный район Армянского хребта представлен двумя крупными морфологическими ярусами. Верхний ярус представляет собой интенсивно расчлененный хребет, сложенный неогеновым вулканогенным комплексом андезитовых, трахиандезитовых эфузий и их пирокластитов. На хребте выделяется много останцевых вершин липарито-дагитовых (?) (кварц-трахитовых, по Г. Абиху) экструзий и некоторых полигенных вулканов.

Слоны хребта крутые, ступенчатые, изборождены эрозионными долинами и ущельями. Реки в этих долинах проводят интенсивную регressiveную эрозию и, подходя с двух противоположных сторон, образуют много седловинных перевалов, а местами, в результате перехвата верховьев — горные проходы.

Крутые склоны хребта у подножья (приблизительно на отметках 1700—1800 м) образуют резкий перелом, переходя в предгорное плато.

Плато сложено молодыми излияниями андезито-базальтов и базальтов, которые в зависимости от своих физико-химических свойств образуют волнисто-увалистые или бугристо-глыбовые поверхности.

Во многих местах предгорного плато, особенно по направлению к

Араатской котловине, лавовые потоки густо расчленены овражно—бачочной сетью и неглубокими узкими каньонами.

Молодые лавовые потоки и покровы ступенчато поникаются к северу и, вероятно, бронируя древние сбросовые и денудационные ступени, погружаются под мощные аллювиально-пролювиальные отложения Араатской котловины, в полосе Кульп-Игдир.

По типу рельефа эти расчлененные предгорные лавовые плато очень напоминают предгорные юго-западные и южные склоны массива г. Арагац.

Аарат (Masis) Аарат имеет эллиптическую форму с направлением оси на северо-запад—юго-восток. По этой линии и несколько севернее ее Н. Эгеран и Э. Лан (1944) предполагают продолжение северо-анатолийского глубинного разлома через Армянский хребет — Игдир и Волчьи ворота.

Аарат сложен в основном эфузивами андезитового ряда. Они непосредственно налегают на палеозойское основание, представленное известняками девона и карбона, которые выступают у юго-восточного подножья Арагата.

Площадь, занимаемая андезитовым основанием массива, имеет 40 км в ширину и 60 км в длину. Основание окаймляется широкой полосой (25—30 км) андезито-базальтовых и базальтовых молодых лав, покрывающих тонким плащом озерно-речные отложения Араатской и Баязетской котловин.

Гора Аарат занимает изолированное положение: отделяясь от хребтов и нагорных плато, она возвышается над окружающими ее равнинами более чем на 4000 м.



Рис. 60.

Аарат. Вид со стороны Баязетской равнины. На переднем плане периферические бугристо-глыбовые лавы.

Массив состоит из двух гор—Большого (5156 м) и Малого Аракатов (3914 м), вершины которых расположены на расстоянии более 10 км. Основания их сливаются на уровне около 2400 м абсолютной высоты, образуя крупную седловину.

Легендарная гора Аракат изумительна по своей красоте. Она издавна привлекала внимание путешественников и исследователей-географов, геологов, ботаников, топографов и т. д.

Первое успешное восхождение на ее вершину было осуществлено в 1829 г. профессором Дерптского университета Фридрихом Парротом, спутником которого был армянский писатель-просветитель Хачатур Абовян. С тех пор многие, особенно русские исследователи, побывали на ее вершине, изучая геологическое строение, топографию, почвенно-растительный покров и другие природные условия. Наиболее интересными восхождениями, оставившими подробные сведения о природе этого вулкана-великана, являются восхождения Германа Абиха (1845), Н. Н. Ходзько и Ханикова (1850), Е. С. Маркова (1883), А. В. Пастухова (1893), Х. Б. Линча (1893) и Ф. Освальда (1897), А. А. Ивановского (1897). Кроме них на вершине Араката побывали К. Спасский-Автономов (1834), Г. Сеймур (1845), Р. Стюарт (1856), Дж. Брэйс (1876), Г. Бекер (1878), Сиволобов (1882), Семенов (1888), А. Рафилович (1889), А. А. Соколов (1902) и другие.

В последнее время Аракат привлекает внимание турецких и американских исследователей, преследующих главным образом военные цели. Данные геологической съемки на турецкой геологической карте не дают каких-либо новых сведений об Аракате и геологическом строении этой части вулканического нагорья Армении вообще. За исключением данных предыдущих исследователей, новых опубликованных работ не имеется.

Большой Аракат имеет вид крутосклонного конуса. Несмотря на его колоссальные размеры и высоту, кислые и вязкие андезито-дактиевые и кварц-трахитовые эфузии, слагающие главную массу Араката, не отошли далеко от подножья конуса. Слоны Малого Араката еще более крутые. По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1920, 1949), конус Малого Араката представляет собой моногенный экструзивный вулкан.

Массив Большого Араката расчленен радиальной сетью глубоких оврагов и сухих долин. Наиболее выдающейся в рельфе является глубокая расщелина селевой долины Акори, или ущелье св. Якова. Ущелье рассекает северо-восточные склоны массива, начиная от вершины почти до его основания, и обязано своим происхождением сбросовому нарушению, проходящему поперек главного, глубинного Анатолийского разлома, продолжение которого здесь предполагается по линии Игdir—Волчьи ворота.

Тектонический генезис этого ущелья обосновывается следующими данными.

Во-первых, очень большая его глубина, необычная для всей области, не может быть объяснена эрозионными процессами, которые могли развиваться на месте вероятных бывших барранкосов. Исключается

также воздействие каких-либо мощных ледников, так как форма долины не имеет ничего общего с ледниковых долинами. Ущелье Акори имеет профиль совершенно молодой и крутосклонной V-образной до-

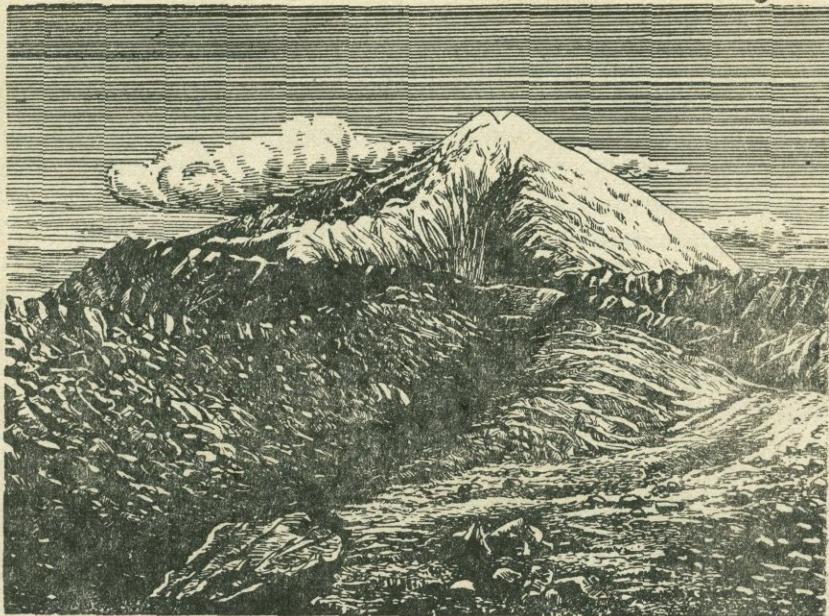


Рис. 61.
Вершинная часть Араата и привершинное плато.

лины, внутри которой отсутствуют террасовые или ледниковые ступени. По описаниям Г. Абиха, А. Пастухова и Х. Линча, вершина Араата состоит из двух отдельных возвышенностей, разделенных седловиной, имеющей глубину 300—400 м.

Седловина покрыта мощным слоем льда. На обоих склонах седловины расположены верховья глубоких оврагов. Северный овраг, занятый глетчерным льдом, является непосредственным продолжением ущелья р. Акори. Ниже приводится топосъемка вершины Араата, произведенная А. Пастуховым. См. рис. 62.

Г. Абих (1845) полагает, что этот овраг образовался во время знаменитого Акоринского землетрясения в 1840 г. Следует отметить, что Ф. Паррот и К. Спасский-Автономов, побывавшие раньше Г. Абиха на вершине, не упоминают об этом овраге. Глубина седловины, расположенной между двумя вершинами Араата, достигает 40—45 м. Своей продольной осью она простирается на северо-запад—юго-восток на расстоянии 900—920 м. Невозможно представить, что Ф. Паррот или К. Спасский-Автономов пропустили этот овраг в своих наблюдениях. Следовательно, предположение Г. Абиха является совершенно убедительным.

Таким образом, тектонический генезис описанного оврага, а также ущелья Акори, глубина которого в результате последующей эрозии ныне достигает нескольких километров, не вызывает сомнения.

В августе 1958 г. А. Вернер (1959) совершил восхождение на г. Арарат. По его данным, Арарат занимает промежуточное положение

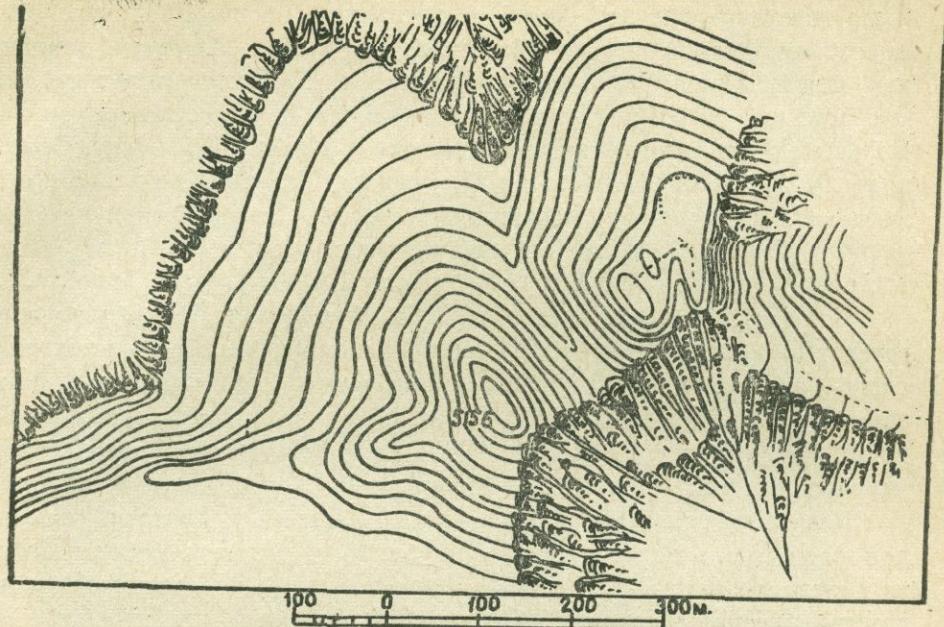


Рис. 62.

в цепи других вулканических конусов, образовавшихся по линии разлома, тянувшегося с северо-запада на юго-восток. Расположенные южнее вулканы Малый Арарат, Тондурек, Сипан и Немруд относятся ко второй линии разлома.

Обновление сброса на Арарате фиксируется совершенно молодым вулканом Кинчель, расположенным северо-западнее Арарата. В центральной части этого вулкана имеется высохшее мааровое озеро.

Четвертичные тектонические движения фундамента Арарата отчетливо отображаются в морфоструктурном строении массива. Результатом обновления, проходящего под Араратом разлома является, подобно Арагацу, большое различие в уровне расположения подошвы горы, которая на северо-востоке находится на абсолютной высоте 800 м, а на юго-западе—на высоте 1700 м.

Район Арарата и сам Арарат являются одной из наиболее активных в сейсмическом отношении частей Армянского нагорья.

Армянский историк V века Мовсес Хоренаци описывает катастрофическое землетрясение на Арарате, во время которого образовалось ущелье Акори. Сведения об этом землетрясении он заимствовал у Птолемея. Вероятно, речь идет об омоложении существовавшего ранее сброса. По этому разлому в 139 г. нашей эры произошло катастрофическое землетрясение.

Опустошающие землетрясения в этом районе отмечались и в IX веке, а также в 1319 и 1679 гг.; последнее было наиболее сильным в Армении.

Крупнейшее землетрясение, подробно описанное Г. Абихом, И. С. Поляковым, произошло 19 июня 1840 г., когда полностью было уничтожено цветущее селение Акори с населением более 1000 чел. Землетрясением были охвачены обширные территории Армении, заключенные между Тавризом, Мушем и Алаверди. В самом ущелье св. Якова образовались огромная зияющая трещина и колоссальные обвалы. Большим разрушениям подверглись города Нахичевань, Маку, Ордубад и др. Х. Линч, обследовавший это ущелье, детально описывает в нем крупные вертикальные смещения, и отвергает точку зрения немецкого ученого Морица Вагнера, посетившего этот район в 1843 г., о связи катастрофы с возобновлением вулканической деятельности Араката.

Все это свидетельствует о том, что фундамент Араката, имеющий гетерогенное структурное строение и расположенный в зоне тектонического нарушения, представляет собой область, где происходят интенсивные тектонические движения. Новейшие тектонические движения хорошо фиксируются морфологическими особенностями зоны предгорий массива и самой Аракатской котловины (см. Аракатская котловина).

Возникновение Араката связано с излияниями относительно кислой магмы по описанному выше глубинному разлому. Массив состоит из андезито-дацитов примерно того же состава, что отмечается и на другом массиве вулканического нагорья Армении — г. Сипан.

Оба они являются изолированными колоссальными конусами типа экструзивных вулканов, кислые излияния которых не ушли дальше их подножий. Вершина Араката представляет собой древнее сильно эродированное экструзивное образование. Здесь не наблюдается следов какого-либо излияния. Истоки некоторых потоков базальтовых темных лав, по данным ряда исследователей, а также геологической карты (МТА, 1965), достигают высоты 4400—4500 м. Примерно на указанных отметках и несколько ниже простирается привершинное плато Араката, которое сливается с общей поверхностью водораздельной полосы Армянского хребта. Вероятно, что под маломощными лавами привершинного плато располагается интенсивно дислоцированное и пепленизированное основание Таврского-Армянохребетского комплекса.

В зоне привершинного плато Г. Абих, Х. Линч и др. отмечают много беспорядочно насаженных куполов и гряд, которые по предположению этих исследователей служили центрами излияний бугристо-шишковатых, глыбовых андезито-базальтовых лав. Один из них — конус Ташкилиса — определено указывается Г. Абихом (1899), как центр излияния узкого базальтового языка, который вниз по склонам массива, постепенно расширяясь, разливается у его подножья широким шлейфом. Другая довольно высокая грязь близширотного простиля расположена приблизительно на высоте 3500—3800 м и, по предположению Х. Линча, образовалась на месте трещины, откуда изливались мощные глыбовые лавы, устремившиеся в сторону конуса Малого Араката. Здесь, встретив подпруду, они образовали ряд разветвлений, огибающих склоны Малого Араката. Один из потоков бугристо-глыбовых лав, шедший со стороны Малого Араката, по мнению К. Н. Паффенольца,

подпрудил в верхнечетвертичное время проточное озеро Араатской котловины в районе Волчьих ворот, которое в дальнейшем было заполнено



Рис. 63

Вершина Арапата и огибающие его молодые лавы. По фото Х. Линча.

нено перемежающимися озерно-аллювиальными слоями.

Детальное изучение морфологии, геологического строения и новейшего развития Араатской котловины привело нас к заключению, что образовавшийся в результате лавовой подпруды артезианский бассейн имеет глубинную связь с водами обширных болотистых равнин и больших озер Ак-гель, расположенных на южном берегу описанного лавового потока Малого Арапата, на правобережье р. Аракс. Связь осуществляется через глубокую, залитую трещиноватыми лавами долину сбросового генезиса, разделяющую моноклинальный Садаракский блок от ядра Армянской (среднеараксинской) мегаантеклиниали, выступающей на дневную поверхность юго-восточнее горы Арапат. Болота и озера Ак-гель, будучи расположенными в почти пустынной области, отличаются удивительным постоянством режима, что, несомненно, указывает на их постоянное и мощное подземное питание со стороны Араатской котловины.

Артезианские воды Араатской котловины пресные, отличаются хорошими питьевыми качествами. Это указывает на существующий здесь процесс интенсивного водообмена, который может быть объяснен

лишь при наличии гидравлической связи артезианских вод Ааратской котловины с бессточным бассейном Ак-гель, воды которого целиком расходуются при интенсивном испарении.

Таким образом, в расчете баланса динамических запасов подземных вод артезианского бассейна Ааратской котловины важнейшее, предопределяющее значение имеет приток воды в артезианский бассейн, величина которого соразмерна с величиной испарения из бессточного бассейна болот и озер Ак-гель, площадь которого превышает 500 кв. км.

Указанным обстоятельством объясняется то, что несмотря на непрерывное увеличение дебита откачиваемой из этого бассейна воды, исчисляемого кубометрами, пьезометрический уровень остается почти неизмененным по сравнению с уровнем того периода, когда были пробурены первые скважины.

На основании изложенного можно заключить, что динамические запасы артезианских вод Ааратской котловины достигают больших размеров, и еще большее увеличение количества откачиваемой воды для нужд народного хозяйства отнюдь не будет влиять на режим артезианского бассейна, разве только на сокращение площади болот и озер Ак-гель.

Остановимся коротко на вопросе о древнем и современном оледенении Арапата.

Площадь современного оледенения Арапата, по данным А. Пастухова, достигает 20 кв. км. Снеговая граница располагается на высоте 4115—4250 м. На Арапате отмечается 25 мелких и 4 более значительных ледников, большинство из которых спускается по его южному и юго-западному склонам. Наиболее крупным из них является ледник ущелья св. Якова. Г. Абих отмечает глетчер, спускающийся до отметки 2700 м абсолютной высоты. Кроме того, он указывает на наличие погребенного ледника ниже монастыря св. Якова. По данным Х. Линча, в настоящее время происходит отступление ледников Арапата Х. Линч (1910) уже не нашел отмеченный Г. Абихом, Е. Марковым и спутником Ф. Паррота фон-Бехагелем погребенный лед в районе монастыря св. Якова, а концевая часть Акоринского ледника, по его данным, располагается значительно выше отметки, указанной Г. Абихом.

Следы древнего оледенения на Арапате развиты слабо. Исследователи Арапата (Г. Абих, А. Пастухов, Х. Линч и др.) не описывают древнеледниковые моренные накопления. Следует полагать, что они или отсутствуют, или развиты чрезвычайно слабо. Нельзя предположить, что А. Пастухов, подробно описавший современные ледники и моренные скопления, или Х. Линч, детально изучавший следы оледенения на Бингеле, не заметили их на Арапате. Небольшие размеры современного оледенения на Арапате связаны с резко континентальными условиями климата и морфологией его довольно крутых склонов.

Кроме всего этого, лавы Арапата отличаются исключительной трещиноватостью. Большая часть вершинной зоны привершинного пла-

то и склонов усеяна глыбовыми нагромождениями «чингилов», образующих на огромных площадях непроходимые каменные моря. Рис. 61, 63.

Почти лишенная почвенно-растительного покрова трещиноватая глыбовая поверхность Араката является поглотителем атмосферных осадков в весенние и летние сезоны. Зимою же на безоблачном Аракате отмечается минимальное количество осадков. Описанные выше условия, разумеется, являются неблагоприятными для скопления мощного фирнового покрова в области питания ледников, вследствие чего граница аблации располагается очень высоко.

Основная масса образующегося стока быстро просачивается в глубокие слои эффициентной толщи и выходит на дневную поверхность на склонах массива, питая многие болота и многоводную реку Сарысу в Баязетской котловине, или же, фильтруясь еще глубже, питает артезианский бассейн Ааратской котловины.

Краевые широтные депрессии южных предгорий Армянского хребта

Между массивами Аладаг, Шариан, Тондурек с севера и Армянским хребтом (Агри-даг) с юга располагаются широтно вытянутые крупные депрессии — Алашкерт, Диадин и Баязет.

Представляет собой крупную оваловидную депрессию близширотного простирания около 60—65 км в длину и 25—30 км в ширину. По своему геологическому и морфологическому строению она напоминает Ааратскую котловину (Линч, 1910).

В центральной части котловины располагается широкая террасированная равнина, по которой спокойно течет р. Евфрат. Неся свои воды из соседней Диадинской котловины, р. Евфрат протекает сначала в направлении северо-запад-запад—юго-восток-восток, затем у г. Каракесе, принимая свой крупный правый приток Шариан-су (Гюзалдара), резко поворачивает к югу и юго-западу, врезаясь в андезитовую толщу хребта Шариан-даг. Далее р. Евфрат образует глубокое ущелье, в котором обнажаются подстилающие андезиты, вулканогенно-осадочные слои неогена, а также интенсивно дислоцированные породы таврского комплекса.

Протекая по этому ущелью антецедентно-эпигенетического типа на протяжении около 1,5 км, река переходит в расположенную южнее равнину Тутах, где снова принимает субширотное направление.

В Алашкертской равнине речная сеть хорошо развита. Река Шариан принимает со склонов Армянского хребта (Агри-даг) более десяти полноводных притоков, которые омывают больше половины территории котловины. Многие крупные левые притоки: собственно Евфрат, Ходжаман, Малкас, Диадин-су и др.—берут начало из вершинной зоны массива Аладаг. Верховья этих рек заняты каровыми углублениями и троговыми долинами, средние и нижние течения представляют ущелья и каньоны, врезанные в андезитовые покровы Аладага.

Склоны Армянского хребта, окаймляющие котловину с севера, имеют довольно крутой и ступенчатый профиль. В целом, здесь прослеживаются 3 крупных ступени, расположенные на отметках 2600—2500 м, 2300—2250 м и 2100—2000 м. Ниже начинается пологий склон, переходящий в террасированные предгорья Алашкертской равнины, расположенные на средних отметках 1650—1700 м. По данным геологической карты (МТА. Планшет Ван, 1964), приблизительно по отмеченным выше ступеням склонов проходят сбросы.

По данным Н. Эгерана и Э. Лана (1944), по зоне этих сбросов проходит крупный разлом глубинного заложения, который, окаймляя склоны Армянского хребта на юго-западе, соединяется с разломом описанной ранее Хнысской котловины. Отмеченные сбросовые нарушения, вероятно, являются результатом омоложения глубинного разлома и имеют, по-видимому, плиоцен-четвертичный возраст. К такому заключению мы приходим, исходя из следующих морфологических данных.

Котловина делится на два геоморфологически различных района. Северный занимает большую часть котловины, граница его на юге проходит по пойме р. Евфрат и ее притока Шариан. В этом районе развиты мощные аллювиальные отложения многочисленных рек, которые образуют широкие поймы и низкие аллювиальные террасы до абс. отметки 1700 м. Выше 1900 м развиты древние плиоплейстоценовые озерные, аллювиально-пролювиальные отложения, образующие обширные наклонные плато. Они примыкают к предгорной зоне более высоких денудационных плато, состоящих из вулканогенно-осадочных пород миоплиоцена (туфобрекций, конгломератов, туффитов).

К северу, непосредственно у подножья Армянского хребта, выступают останцевые денудационные плато, сложенные ниже-миоценовыми морскими осадками. Эти отложения слагают дно синклинально-сбросовой мульды и приподняты здесь до отметки выше 2000 м. Описанная морфология иллюстрируется на представленном фотоснимке Х. Линча.

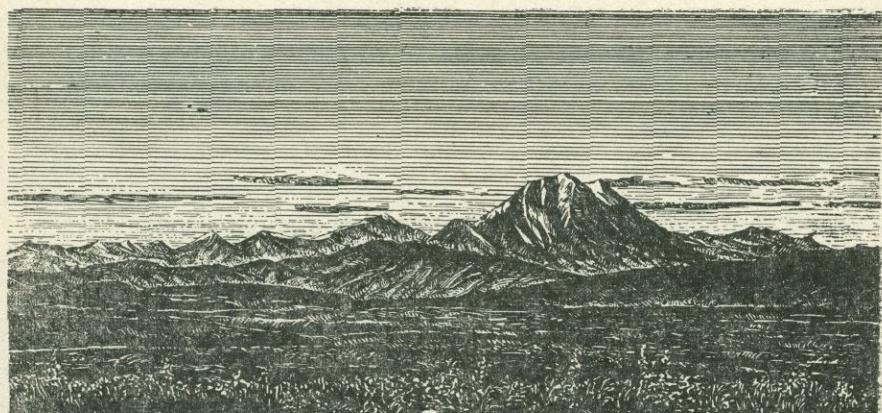


Рис. 64.

На заднем плане (рис. 64) выделяются сбросовые ступенчатые склоны Армянского хребта с останцевой возвышенностью Кусэ-даг, которая занимает господствующее положение над местностью. Справа, на среднем плане — высокое денудационное плато, сложенное нижнемиоценовыми известняками и мергелями, отделенное сбросом от примыкающих к нему четвертичных озерно-аллювиальных отложений Алашкертской равнины.

В отличие от северной, южная часть котловины почти целиком сложена неогеновыми вулканогенными и континентальными отложениями, представленными туфобрекциями, конгломератами, туфогенами, которые, как мы полагаем, являются аналогами белесоватой свиты Приереванского района.

Эти отложения на севере полого погружаются под аллювиальные озерные наносы центральной части котловины, а на юге, постепенно возвышаясь, уходят под андезитовые покровы Аладагского массива. В рельфе местности они слагают широкие денудационные литоскульптурные плато, в которые врезаны глубокие овраги и каньоны описанных выше левых притоков р. Евфрат. В разрезе эрозионных долин вскрываются андезиты и подстилающие их вулканогенные отложения типа вохчабердской свиты.

Из описанного можно представить, что по справедливому свидетельству Х. Линча, не только морфология этой котловины, но также структурное строение и история развития ее сходны с морфологией Арааратской котловины.

Подобно Арааратской, Алашкертская котловина также представляет собой сложную сбросовую мульду, начавшую свое развитие еще в нижнем миоцене и, может быть, с олигоцена. Важнейшую роль в морфоструктуре обеих котловин сыграли глубинные разломы, ограничивающие с обеих сторон систему Внутреннего Тавра — Армянского хребта. Эти разломы подверглись впоследствии неоднократному омоложению в результате тектонических эпейрогенетических поднятий этого древнего горного сооружения. Дифференциальные поднятия сопровождались опусканием окружающих синклинально-сбросовых депрессий, в которых были накоплены мощные отложения неоген-антропогена. Весьма сходную морфологию, структурное строение и историю новейшего развития имеют также окружающие эти котловины тектоно-вулканические сооружения Аладага и Арагаца.

Котловина Евфрат расположена в области верховья бассейна р.

Диядин на северо-востоке массива Аладаг. Она имеет небольшие размеры и представлена исключительно эрозионно-денудационными формами рельефа.

Дно котловины слагают лавовые покровы, в которые глубоко врезан каньон р. Евфрат. Город Диядин расположен на краю обрывистого берега каньона.

Кроме лав, в строении котловины принимают участие останцевые холмы и столообразные плато, являющиеся остатками древнего уровня выравнивания. Они сложены в основном охарактеризованными ранее

вулканогенно-обломочными породами неогена, уходящими под андезитовые покровы Аладагского комплекса. По окраинам котловины на высоких склонах окружающих возвышенностей намечаются более высокие и древние останцевые возвышенностии, принадлежащие, очевидно, к наиболее древнему уровню денудации.

Они слагаются комплексом метаморфизованных пород, кристаллических сланцев, а иногда и мелкими гранитоидными интрузиями, принадлежащими к системе Внутреннего Тавра.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ОКАЙМЛЯЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

ГЛАВА XII

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Нами описана тектоническая обусловленность основных структурно-геоморфологических (морфоструктурных) комплексов и элементов Армянского нагорья и окаймляющих областей Анатолийского и Иранского нагорий.

Образование описанных морфогенетических типов рельефа рассматривалось в зависимости от тектонических структур и вулканических явлений, начиная от зарождения основных тектонических черт рельефа и его преобразования при последующих периодах развития вторичных деформационных структур вплоть до заключительной фазы формирования современного облика морфоструктур на неотектоническом этапе.

Подводя итоги исследования, мы остановимся на тех важнейших выводах, которые нам удалось получить при помощи структурно-геоморфологического анализа.

Закономерности морфологического обобщения Армянское нагорье является связующим звеном между Анатолийским и Иранским нагорьями, с соблением и плана которыми оно имеет значительное сходство в геотектоническом строении и истории континентального развития Армянского нагорья.

Вместе с тем Армянское нагорье обладает специфическими особенностями, в первую очередь, орографии и геоморфологии, которые чрезвычайно рельефно выделяют его среди соседних нагорий.

По основным чертам морфоструктуры Армянского нагорья более тесно связаны с Анатолийским нагорьем. Оба представляют собой возвышенные плато-плоскогорья, окаймленные дугообразными гирляндами складчатых и складчато-глыбовых систем Понта, Тавра и Малого Кавказа.

Дугообразные системы, то сближаясь, то расходясь, обрамляют древние консолидированные срединные массивы герцинид: Эгейский или Лидийский на западе, Центрально-Анатолийский или Галатский (Киршехир) в центре и Армянский или Среднеараксинский на востоке.

Форляндами складчатых горных систем, огибающих отмеченные срединные массивы, служат депрессии платформенного субстрата или

горстоподобные жесткие глыбы — подвижные блоки форляндов, края которых соприкасаются со складчатыми цепями дугообразных гирлянд.

На севере и северо-востоке располагаются Черноморская и Кура-Араксинская депрессии, разделенные Дзиурльским горстом (приподнятая часть Грузинской глыбы), на востоке — в Нижнекуринской депрессии — погребенное Кюрдамирское (Вандамское) поднятие, на юге — Сирийско-Аравийский блок.

Указанные жесткие блоки и консолидированные срединные массивы, располагаясь кулисообразно один относительно другого, предопределяют конфигурациюPontийско-Малокавказских и Тавро-Курдистанских горных систем.

Зонами сближения и скучивания складок являются: 1) Западно-Таврский; 2) Антиаварский и 3) Курдистанский горные узлы.

В пределах Армянского нагорья, кроме окраинных гирлянд, располагаются горные цепи Внутреннего Тавра, расщепляющиеся на востоке на две ветви: северную — Эшексырт-Сивидагскую или систему гор Антипonta и южную — Палантекян-Армянский хребет (Агидаг). Далее на восток появляются новые пучкообразно ветвящиеся цепи, призывающие уже к краевым Понто-Малокавказским гирляндам, а на юге — к северо-восточным отрогам Армянского Тавра.

Внутренние хребты обычно располагаются вдоль крупных разломов и депрессий, имеющих на западе широтное, а на востоке принимающих северо-западное — юго-восточное простиранье. Разделяющие их сбросы разбивают нагорье на ряд блоков-горстов и грабенов.

В этом общем морфоструктурном плане мы выделяем следующие основные крупные структурно-фацальные комплексы:

1. Жесткие блоки форляндов.

2. Передовые альпийские прогибы, заложенные на платформенном субстрате, выполненные отложениями мезокайнозоя и подвергшиеся складкообразованию в позднеальпийском тектоническом этапе. Основной формой дислокации этих зон являются короткие кулисообразные складки, осложненные на крыльях сбросами, флексурами, надвигами.

3. Внешние складчатые цепи гирлянд Pontийской, Малокавказской систем и краевых складок Армянского (Внешнего) Тавра, сложенные в основном вулканогенно-осадочными грубообломочными, нередко флишевыми формациями мезо-кайнозоя, которые собраны в кулисообразно чередующиеся складки. В этот комплекс внедрено большое количество гранитоидных, в основном третичных интрузий, среди которых отмечаются колоссальные по своим размерам батолиты (Качкарский, Мегринский плутони и т. д.).

4. Внутренние складчато-глыбовые горные массивы системы Таврид, для которых характерно развитие сильно сжатых, изоклинально дислоцированных, в большинстве мезозойских известняков, глинистых сланцев, доломитов и других мелкообломочных терригенных пород. Во всей системе Внутренних Таврид прослеживаются мощные дизъюнктивные нарушения, раздробившие эту систему на многочисленные блоки.

ки, по швам которых весьма часты явления кливажа, милонитизации. В этой системе гранитоидные интрузии или отсутствуют, или занимают весьма незначительное место. Наоборот, широко развиты ультраосновные и основные интрузии.

5. Зоны тектонического дробления и офиолитовых интрузий, приуроченных к глубинным разломам; выделяются следующие рубцевые зоны:

а) Северо-Анатолийская зона, разделяющаяся восточнее Эрзерума в пределах Армянского нагорья на три ветви: северную, проходящую вдоль долины р. Чорох; центральную, проходящую вдоль хребтов Алахюэкбер—севернее Карского плоскогорья и соединяющуюся со сбросово-надвиговой Базумско-Севанской зоной; южную, простирающуюся вдоль Армянского хребта (Агри-даг) по ущелью р. Аракс, через Арагатскую котловину — в систему южных хребтов Малого Кавказа (Урцско-Айоцдзорская зона);

б) зона глубинных разломов, состоящая из двух параллельных швов, прослеживающаяся вдоль обоих склонов Армянского Тавра.

в) диагональная зона Килийского Тавра и Антилавра, сочленяющаяся в Ерзинджанском горном узле с указанными выше двумя зонами глубинных нарушений.

Все эти зоны нарушений, сопровождаемые выходами ультраосновных интрузий, предопределяют палеогеографию и историю постпалеогенового геолого-тектонического развития Таврид и Армянского нагорья, резко отличные от окаймляющих их краевых цепей.

Указанные главные рубцевые зоны контролируют границу расположения континентального неогена, развитого в Анатолии, и морского неогена, широко распространенного во внутренних депрессиях Таврид и Армянского нагорья.

6. Армянское вулканическое нагорье выделяется как особый структурно-геологический комплекс с развитием мощного неогенового и четвертичного эфузивного чехла. Наряду с поверхностными брахиструктурами, отражающими движения погребенных под эфузивами гетерогенных структур до неогенового основания, здесь имеются и различные недеформированные покровы и потоки лав новейших излияний.

В довулканическом субстрате Армянского вулканического нагорья выделяются два структурно-геологических региона, представляющие погребенные участки выделенных геотектонических комплексов.

1. Регион глыбового и складчато-глыбового субстрата, сложенного из палеозойских (Армянский срединный массив) и мезозойских (Тавриды) преимущественно осадочных пород, слагающих основную часть фундамента Армянского вулканического нагорья.

2. Регион складчатого, разбитого сбросами субстрата, сложенного, в основном, третичными и частично мезозойскими, преимущественно рыхлообломочными, вулканогенно-осадочными породами (Понтийско-Малокавказская система), занимающий краевые зоны вулканического нагорья, расположенные на территории Грузинской, Армянской и Азербайджанской ССР.

Роль жестких блоков-форляндров в образовании альпийских структур Формирование и развитие тектонических структур и морфоструктур Анатолийского и Армянского нагорья обусловлено тангенциальными движениями жестких блоков, направленных во внутрь геосинклинальной области, происходившими в течение всего этапа альпийского орогенеза.

Поступательное нисходящее движение глыб форляндлов (типа подвига) шло со стороны Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского обломков Черноморской глыбы с севера—Писидийской и Сирийско-Аравийской плиты с юга.

С севера-востока на Малый Кавказ оказывали давление поднимающийся Дзирульский горст и вообще Грузинская глыба, а с востока Кюрдамирская (Нижнекуринская) глыба.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи различных по типу альпийских геосинклинальных прогибов, зажатых в «тиски» между поддвигающимися жесткими глыбами форляндлов и консолидированными упорами, разделяющих эти прогибы срединных массивов, приобрели, в основном, односторонний наклон складок — вергентность складчатости, вплоть до их опрокидывания навстречу направлению подвигающихся жестких глыб.

В зонах максимального сближения блоков форляндлов в горных узлах Западного Тавра, Антиавра, Гекиарийских (Курдистанских) гор отложения геосинклинальных зон подверглись наиболее интенсивному сжатию (зоны изоклинальной складчатости), с последующим их дроблением, образованием кливажа и милонитизации. К указанным зонам приурочены наиболее мощные выходы серпентинизированных перидотитовых интрузий, которые, расходясь далее на запад или на восток, прослеживаются в виде более мелких линзовидных и дайкообразных тел по главным рубцевым зонам по краям орогенов на их стыках с жесткими глыбами.

В зонах расхождения складчатых систем Понтид и Таврид, огибающих срединные массивы, отмечается перемещение масс в виде чешуйчатых надвигов с постепенным возрастанием амплитуд их смещения по мере расхождения складчатых систем вплоть до образования покровов альпийского типа, обращенных в сторону форляндлов и их краевых прогибов.

Воздействие Кюрдамирского массива на огибающие его складчатые сооружения Малого Кавказа ощущается в образовании нескольких иных деформаций, выраженных главным образом в предполагаемых нами блоково-сдвиговых нарушениях.

Сформировавшейся на месте главного альпийского геосинклинального прогиба, выполненного мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами, Сомхето-Қафанская зона Чорохско-Малокавказского мегаантеклиниория отмечается система эшелонированно расположенных сдвиговых блоков. Амплитуды их относительного смещения к юго-западу постепенно увеличиваются по мере движения вдоль оси зоны к юго-востоку, начиная от верховьев рр. Шамхор-чай, Тертер до области максимально смещенного к юго-западу Кафанского блока.

Смещенные на юго-запад блоки образуют фронтальные надвиги (и поддиги) на Армянскую структурно-фациальную зону, образовавшуюся на месте вторичного альпийского прогиба Малокавказской геосинклиналии, выполненного в основном комплексом третичных вулканогенно-осадочных пород.

Границы этих структурно-фациальных комплексов имеют ломаный характер и выражаются ограничивающими блоки сдвиговыми нарушениями. Для каждого из сдвиговых блоков свойственно определенное направление складок и форм складчатости.

В незатронутом сдвигами Акстев-Тертерском сегменте в однотипных структурах всех тектонических этажей альпийского комплекса преобладают спокойно построенные линейные складки общекавказского простириания.

В смещенных по системе сдвигов и надвигов Мровдагском, Карабахском и Кафанском блоках преобладают сжатые, короткие сундуочно-коробчатые складки от субмеридионального до антикавказского (северо-восточного) простириания.

Основная причина возникновения антикавказского простириания складчатости, а также других типов деформационных структур (надвигов, флексур и т. д.) заключается в движениях блоков, зарождение которых началось до накопления верхнеюрских и меловых толщ. В последующие фазы альпийского цикла отмечалось неоднократное обновление сдвиговых и сопряженных с ним надвиговых нарушений, приведшее к окончательному оформлению структуры блоков в ее современном виде.

Изменение направления и морфологии складчатости в верхнем структурном этаже осадочного, верхнеюрского и мелового чехла указывает, что смещения погребенных блоков происходили, как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Намечается ряд признаков осадочного чехла, которые отражают характер глыбовых смещений фундамента.

Резкое затухание коротких кулисообразных складок покрова характеризует вращательное движение блоков по плоскости шарнирного сброса-сдвига.

Четкообразное положение асимметричных складок и крутых флексур намечает возможные вертикальные смещения блоков по наклонной плоскости.

Сгущение параллельных флексур—«гофрировка чехла»—отображает чешуйчатое дробление блока.

Блоковые смещения и их возраст устанавливаются также изломами плана оphiолитовой зоны Малого Кавказа, изменением морфологии и структуры интрузивных тел, а также структур вмещающих пород.

В незатронутой сдвигами зоне спокойной складчатости оphiолиты располагаются в первоначальном интрузивном залегании широкими линзообразными телами. В сдвиговых блоках серпентинизированные интрузии принимают формы узких ленточек, разнообразно разорванных смещенных пачек, находясь в тектоническом контакте с интенсив-

но дислоцированными, подвергнутыми кливажу и милюнитизации вмещающими породами.

Общий план расположения смещенных Муревдагского, Карабахского и Кафанского блоков определено намечает постепенное нарастание, вероятно, клиновидного Кюрдамирского (Вандамского) поднятия за счет «отступающего» Малокавказского орогена (Сомхето-Кафанская зоны).

Воздействие Грузинской глыбы на Малый Кавказ ощущается, в основном, в Аджаро-Триалетской системе. Для этой системы характерна довольно скатая, иногда изоклинальная, линейная складчатость, отмеченная в зонах наибольших мощностей палеогена, и сундуочно-коробчатая, ундулирующая складчатость в зонах развития меловых пород.

Аджаро-Триалетская система ограничена с севера и с юга крупными взбросово-надвиговыми нарушениями и характеризуется местами опрокидыванием складок на Грузинскую глыбу и, несколько более слабо выраженным, на более или менее консолидированную Артвино-Храмскую зону Чорохско-Малокавказского мегаантеклиниория, значительная часть которой скрыта под эфузивным покровом Арсиано-Ахалкалакского нагорья. В Артвино-Храмской зоне преобладают преимущественно широтные, брахиформные, разорванные сбросами складки, сложенные относительно маломощными породами нижней и частично средней юры, налегающими непосредственно на палеозойский фундамент.

Вертикальные подвижки отдельных глыб палеозойского фундамента Артвино-Храмской зоны находят свое отражение в изоклинальной, осложненной взбросами и надвигами, складчатости Армянской структурно-фацальной зоны.

Роль срединных массивов в образовании и развитии альпийских структур

Срединные массивы в качестве устойчивых упоров играли не менее важную роль в образовании альпийских структур.

Срединные массивы Анатолии в начальных этапах альпийского тектогенеза подверглись пологим деформациям. В последующих этапах, в результате прерывисто поступательных движений со стороны форляндов — воздымающиеся срединные массивы раскалывались на отдельные крупные блоки, между которыми образовались грабены преимущественно широтного простирания. В непосредственно примыкающих к массивам предгорных и межгорных прогибах возникла сложная система брахискладок флексур и надвигов в осадочном чехле.

Армянский (Среднеараксинский) срединный массив занимает обширную область, заключенную между бассейнами озер Ван, Урмия, Севан.

Массив, сложенный терригенно-известняковыми отложениями палеозоя ($D-P$), в период герцинского тектогенеза не испытал существенной складчатости и подвергся лишь пологому мегаантеклиническому выпучиванию.

В последующих фазах альпийского тектогенеза этот мегаантеклинический свод был осложнен на крыльях вторичной складчатостью и

разрушен в дальнейшем сбросами, более или менее параллельными простиранию вторичных брахиструктур.

Образование разломов и дробление свода связано с тангенциальным сжатием, возникшим в результате активного давления форляндлов.

Примерная граница Армянского срединного массива, ограничивающая его от Понтийско-Малокавказской геосинклинальной области, намечается вдоль дугообразной полосы, проходящей через долину р. Ольты—гор. Карс—развалины гор. Ани—г. Арагац—г. Аждаак (Гегамское нагорье)—долину среднего течения р. Арпа (Ехегнадзор) —долину р. Гилян-чай (между городами Джульфа, Ордубад)—оз. Урмия.

В течение длительного периода эрозии в зонах концентрических разломов, разделяющих косонаклонные глыбы герцинского фундамента, были образованы широкие асимметричные моноклинальные сбросовые долины и кuestоподобные гряды. В зависимости от морфологических и гипсометрических условий эти долины оказались в той или иной степени выполненными отложениями палеогена и неогена.

Таким образом, границы Армянского срединного массива в известной степени смешались, а площадь его сокращалась по мере его поднятия и дробления на неравномерно перемещавшиеся блоки, а периферические погружающиеся части массива перекрывались мощным чехлом моласс и частично перерабатывались и вовлекались в состав смежных орогенов. Тем не менее, массив в целом не утратил своей роли устойчивого упора в период всего альпийского тектогенеза, включая новейший этап развития.

Структурно-фациальный анализ мезо-кайнозойских отложений, покрывающих периферические зоны Армянского срединного массива, указывает на то, что развитие их в альпийском этапе происходило в условиях относительно устойчивого геотектонического режима, **унаследованного с палеозоя**.

Длительные движения погребенных наклонных глыб-полугорстов по плоскостям сбросов получают свое отражение лишь в сокращении мощностей и сменах фаций, а также в брахиструктурах перекрывающего эти блоки третичного, особенно, неогенового чехла.

Граница погребенного срединного массива с Малокавказским орогеном достаточно ясно очерчивается односторонней наклонностью складок чехла, обращенных в сторону погруженных блоков срединного массива.

В морфологии новообразованных — «вторичных» структур чехла важное значение имеет положение, глубина залегания и форма погребенного блока, а также характер осадочного покрова. Так, например, наблюдающиеся надвиговые структуры в палеогеновом чехле намечают наличие пододвинутого, неглубоко залегающего блока (бассейн рр. Веди, Шагап).

Резкие флексурные изгибы в неогеновых пластичных слоях намечают глубокое погружение блока (антекавказская брахискладчатость и флексуры в Нахичеванской котловине).

На участках развития мощного вулканогенного чехла стык средин-

ногого массива с орогеном выявляется асимметричным строением крупных тектоно-вулканических массивов, образующих как бы опрокидывание вулканического свода на глубоко погруженный блок (массивы Арагац, Аладаг, Бингель и другие).

Развитие структуры фундамента (срединных массивов) и их роль в молодых фазах складчатости В зависимости от степени консолидации и жесткости срединных массивов и направления сжимающих их сил образовались различные типы деформационных структур как в самих массивах, так и в окружающих их межгорных и предгорных прогибах.

В начальных стадиях альпийского тектогенеза (юра-нижний мел) образовались простые односторонние наклонные складки в Тавридах и Понтидах. На Малом Кавказе возникают эшелонированные сдвиговые блоки.

В следующей стадии (поздний мел-начало палеогена) силы сжатия, преодолев предел пластичности срединных массивов, вызвали в них расколы. В орогенах происходят мощные процессы динамометаморфизма. В Тавридах намечаются первые надвиги, обращенные к форляндам.

В верхнем палеогене—неогене срединные массивы подвергаются дроблению. Образуется система грабенов и горстов, ориентированных вдоль рубцевых зон. В Тавридах оформляются чешуйчатые надвиги и ступенчатые грабены (рифты), в которых накапливаются трансгрессивно залегающие известняково-терригенные слои нижнего миоцена.

В зонах скучивания складок Антитавра и Курдистанского узла завершается оформление сначала дивергентной, затем интенсивно сжатой изоклинальной складчатости.

На Малом Кавказе сдвиги образуют сложный комплекс деформационных структур в чехле. Смещенные на запад Мровдагский, Карабахский и Кафанский блоки образуют фронтальные надвиги и подвиги на Армянскую складчатую зону. В предгорные и межгорные молассовые прогибы проникают последние морские ингрессии (сармат).

Конец миоцена является завершающим этапом оформления основных деформационных структур (сдвиговые блоки, чешуйчатые надвиги, рифты, флексуры и т. д.).

В меотисе—понте давление со стороны жестких блоков усиливается. В силу большой податливости Армянского срединного массива (неметаморфизованные относительно маломощные карбонатно-терригенные слои палеозоя) образуется система в целом приподнятых и неравномерно перемещенных блоков. Мозаика блоковых структур возникает на обширных территориях Таврид.

Движения вдоль глубинных расколов, окаймляющих срединные массивы, определяют пути эфузивного магматизма. В результате извержений и излияний колоссальных масс пирокластолитов и лав (годерзская, вохчабердская, ургюпская толщи и др.) возникают условия, благоприятствующие обрушению ранее раздробленных сводов срединных массивов над магматическими резервуарами.

Эффузивами покрывается почти вся территория Армянского нагорья, значительная часть горных цепей Понтид, Таврид и Малого Кавказа. Обширные поля эффузивов образуются также вокруг срединных массивов Анатолии.

Завершается оформление блоковой мозаики Армянского нагорья, в частности, компенсационных многоступенчатых грабенов обрушения.

Плиоцен-антропогеновая (неотектоническая) стадия развития выражается, главным образом, в образовании пологих мегаскладок в Анатолии и брахискладок, флексур и молодых поперечных разломов — в Армянском нагорье.

Вторичная складчатость и дизъюнктивные нарушения в общей сложности отображают характер развития погребенных блоков и их тектонических подвижек, вызванных возобновившимся давлением со стороны форляндлов.

Возникновением (и обновлением?) глубинных расколов в передовых молассовых прогибах, а также межгорных желобах — приуроченных стыку тыловых дуг окраинных орогенов с жесткими срединными массивами (или их глыбами) или зонами тектонического дробления и серпентинизированных перидотитовых интрузий, обуславливается новая, позднеорогенная, антропогеновая фаза вулканизма.

Излившимися, главным образом, базальтовыми лавами покрываются обширные территории передового прогиба Месопотамии (Джизре, Диарбекир, Урфа) и внешних зон Армянского вулканического нагорья (зона стыка жестких глыб с подвижными орогенами).

Условия залегания вулканогенно-осадочного покровного чехла Армянского вулканического нагорья; основные критерии, устанавливающие характер и развитие погребенных структур в новейшем тектоническом этапе.

Основанием комплекса вулканогенных толщ Армянского вулканического нагорья служит слабо расчлененная эрозионно-денудационная поверхность, выработанная в тектонических структурах созданной пиренейской фазой альпийской складчатости, которая имела весьма существенное значение в формировании основных тектонических элементов и структурных макроформ Армянского нагорья и окаймляющих областей.

Отмеченная поверхность является наиболее древним уровнем денудации, развивавшимся в течение нижнего — среднего олигоцена. Реликты этой поверхности сохранились на горст-антиклинальных поднятиях Внутреннего Тавра, Антиавра, Армянского Тавра, Западных Понтид и, отдельными небольшими островками, на складчатых цепях Восточных Понтид и Малого Кавказа.

В собственно Армянском вулканическом нагорье остатки этой поверхности в виде небольших «откопанных окон» выступают на дневную поверхность на водоразделах антиклинальных поднятий или же в глубоких эрозионных врезах тектоно-вулканических массивов (Арсианское, Соганлутское, Варденисское нагорье и др.).

Структурный — «скелетный» рельеф предсреднеолигоценового возраста служил базой для распределения разнородных вулканогенных

образований, приуроченных к тектоно-вулканическим поднятиям и коррелятивным им терригенно-молассовым фациям, приуроченным к синклинальным прогибам и другим тектоническим депрессиям. Наложенный на структурный рельеф вулканогенно-осадочный покров по мере своего накопления подвергался новым складкообразующим процессам в олигоцене, раннем миоцене и в конце миоцена.

Отмеченные тектофазы получают свое отражение в эрозионно-тектонических несогласиях, сменах фаций и их мощностей в сложной гамме вулканогенно-осадочных свит покровного чехла Армянского вулканического нагорья.

Собственно вулканогенно-осадочный покровный чехол Армянского вулканического нагорья слагается из двух разнотипных формаций: 1. Меотис-понтической деформированной и денудированной и 2. Антропогеновой, в значительной степени сохранившей свою первичную поверхность вулканической аккумуляции.

Меотис-понтическая формация выражена тремя толщами: а) поддолеритовой вулканогенно-осадочной, главным образом молассовой, б) лавовыми покровами долеритовых и мандельштейновых базальтов, перемежающихся с туфогенными песчаниками, мергелистыми глинами, алевритами и конгломератами, в) наддолеритовыми пирокластолитами и экструзивными образованиями.

Поддолеритовая толща моласс (т. н. «белесоватая свита») располагается в основном в унаследованных из палеогена прогибах, осложненных сбросами. В зонах антиклинальных поднятий мощность моласс уменьшается и намечается замещение конгломератовых и других осадочных фаций туфобрекциями или их выклинивание в замковых частях более крутых антиклиналей. В отмеченных поднятиях долеритовые покровы непосредственно налегают на денудационную поверхность, врезанную в осадочный полого дислоцированный миоцен (в регионе Армянского срединного массива и Внутреннего Тавра) или более древние породы (в регионе складчатых систем Малого Кавказа и Восточных Понтид).

Постсарматский (меотический?) тектогенез в сингенетической ему поддолеритовой толще моласс фиксируется увеличением мощностей предгорных конгломератов, скрепленных туфогенным цементом, имеющих весьма неоднородный литолого-петрографический состав (гальки известняков, ультраосновных пород, яшм, порфиритов и т. д.). Литологические особенности конгломератов характеризуют интенсивный процесс растущих горных сооружений, возникших на месте пенепленизированного верхнемиоценового рельефа.

Обновление сбросовых нарушений устанавливается максимальными мощностями моласс, накопившихся в надразломных участках, которые отражают погребенные под пластичными породами нарушения и флексуры.

С возникновением новых сбросовых нарушений, расположенных обычно поперечно или диагонально к древним глубоким разломам, происходит также омоложение последних.

Молодые разломы приурочены к верхнему—миоценовому структурному этажу и, вероятно, затухают книзу, в то время, как глубокие нарушения, подвергаясь неоднократному омоложению, сохраняют, в целом, унаследованный индивидуальный характер своего развития.

На участках сопряжения разломов двух типов, где разломы нижнего структурного этажа приобретают большую глубину, возникают очаги трещинных излияний долеритовых покровных базальтов.

Таким образом, излияния долеритов приурочены к глубоким разломам, а их выходы локализуются в пределах крупных тектоно-вулканических массивов—Арсианское, Джавахетское (Мокрые горы), Гегамское нагорья— Арагац, Бингель, Аладжа-Яглуджа и т. д.

Долериты, образующие покровы по всему нагорью, сыграли нивелирующую роль в морфологии поверхности, еще сохранившей черты структурного палеотипного рельефа. Это четко проявляется во внезапном увеличении мощности долеритовых лав в структурно-эрэзационных (синклинально-бросовых) долинах и, наоборот, в резком уменьшении их мощности (и сокращении числа покровов) в зонах поднятий, где долериты непосредственно перекрывают древние пенепленизированные структуры. Несколько позднее, вероятно, в понтическом веке последовал новый цикл вулканических извержений громадных масс пирокластолов (туфобрекций и аггломератов) преимущественно андезито-дакитового и дацитового состава, закончившийся экструзиями наиболее кислых разностей эфузивов-липаритов и обсидианов.

В составе этой верхней—наддолеритовой толщи, в отличие от нижней поддолеритовой, материалы терригенного сноса занимают весьма подчиненную роль. В осадочных фациях этой толщи (годерзской, вохчабердской, ургюпской, марагинской) встречаются ископаемые позвоночные пикермийского комплекса.

По сравнению с покровами долеритовых базальтов и подстилающих их молассовых отложений наддолеритовые понтические пирокластолиты занимают обширные пространства не только Армянского нагорья и Анатолии, но и часть пенепленизированных горных сооружений Восточных Понтид, Малого Кавказа, Иранского Карадага, Курдистанских гор. Обширный ареал их развития связан с посторогенными разрывными нарушениями и приуроченными к ним эксплозионными очагами (Бингель, Сипан, Аракат, Арсиан, Самсари, Арагац, Б. и М. Спитаксар, Ишханасар, Севелан, Сехенд и др.).

Важной особенностью наддолеритовой вулканогенной толщи, отражающей унаследованность развития погребенных структур, являются фациальные переходы от фаунистически охарактеризованных лагунно-озерных отложений, развитых в тектонических депрессиях, к плотным туфобрекциям, лавовым брекциям и, наконец, к экструзивным липарито-дацитовым образованиям, приуроченным к линиям разрывов, осложняющих антиклинальные поднятия, или швам, отделяющим погребенные блоки.

Развитие тектонических структур и морфоструктур Армянского нагорья после накопления наддолеритовой пирокластической толщи про-

исходит в тесной зависимости от тектонических движений погребенных под ней различных структурно-фацальных регионов.

Во внутренней области нагорья, расположенной на глыбовом субстрате Армянского срединного массива и Внутреннего Тавра, развитие морфоструктур в неогеновом чехле происходит на фоне резко выраженных дифференциальных тектонических движений погребенных блоков.

В поднимающихся блоках наддолеритовая толща подвергается размыву. На поверхности рельефа обнажаются бронированные внутриформационными долеритовыми лавами денудационные плато (Яглуджинское на Карском плоскогорье, Ераблурское — на Сюникском нагорье, Егвардское и т. д.).

Долериты, перекрывающие косонаклонные полугорстовые поднятия, образуют пологосклонные денудационные плато, погружающиеся под ющелевшие от денудации понтические пирокластолиты или антропогенные эфузивы (Ераблурское плато, Джервежское — Котайкское плато и т. д.).

В глубоко опущенных блоках и других структурно-эрэзионных понижениях рельеф плато компенсируется верхнеплиоцен-четвертичными лавовыми покровами, сыгравшими нивелирующую роль (плато бассейна среднего течения р. Раздан, Каимрашенское, Дигор-Магасбердское плато, Ератумберское плато на СВ склоне Гегамского нагорья и т. д.).

В периферических областях вулканического нагорья, расположенных на складчато-глыбовом субстрате Понтийской и Малокавказской систем, развитие морфоструктур в эфузивном чехле происходит на фоне дифференциальных движений, кулисообразно расположенных складчатых, разбитых сбросами структур третичного комплекса Армянской складчатой зоны и блоковых структур Чорохско-Малокавказской зоны.

В первой зоне в антиклиниорных поднятиях и на их крыльях, осложненных сбросами, происходит интенсивный размыв наддолеритового относительно маломощного эфузивного чехла (понтические пирокластолиты и верхнеплиоценовые (?) андезитовые покровы).

На дневную поверхность выходит значительная часть складчатого и складчато-глыбового фундамента в виде «откопанных» денудационных форм рельефа предпонтического возраста. В ходе последующего, четвертичного этапа развития они превращаются в диагонально расположенные, относительно простирации структур, эрозионно денудационные хребты субширотного направления, несущие останцы эфузивного чехла (хребты Цахкуняц, Айоцзорский, Баргушатский и их отроги).

Во второй, Чорохско-Малокавказской (Сомхето-Кафанской) зоне заливые долеритами синклинальные мульды и другие эрозионно-тектонические понижения превращаются в разделенные глубокими эрозионно-сбросовыми долинами (местами эпигенетическими) возвышенные широтно вытянутые плато (Цалкинское, Гомаретское, Башкечетское, Лорийское и др.).

Выраженные в современной морфологии рельефа потоки долеритовых лав, расположенные, как правило, в зоне краевых дуг Малого Кавказа (Тетрис-Цкаро, Машавера, Карабулах, Марц-Дзорагет, Амасия-

Чичхан, Халадж и др.), представляют собой уцелевшие от эрозии денудационные ступени краевых языков покровных долеритов, заливших синклинальные и моноклинальные долины.

Дифференциальные тектонические движения погребенного под долеритами фундамента отражаются в морфоструктуре в виде деформаций эффузивного чехла в соответствии со структурным планом двух отмеченных структурно-геологических регионов.

В регионе Понтийско-Малокавказских структур, где долериты непосредственно налегают на донеогеновый фундамент, или поддолеритовые молассовые толщи, имеют незначительную мощность, тектонические подвижки даже небольших амплитуд имеют структурно-геоморфологическое выражение в эффузивах. Деформационные морфоструктуры в долеритах и их пространственное развитие дают возможность определить характер тектонических движений субстрата, генетические типы и геометрические параметры омоложенных нарушений. Так, обновление разрывных нарушений, проходящих вдоль Аджаро-Триалетского хребта, фиксируется на поверхности лав Арсиано-Ахалкалакского нагорья надразрывными кулисообразно расположеными асимметрично-гребневидными поднятиями долеритов. Число брахиантиклинальных поднятий увеличивается в сторону Триалетского хребта. К югу же, т. е. в сторону Цалкинского, Ахалкалакского, Дохкз-Пунарского плато, наблюдается удлинение и выполаживание складок. Характерно, в целом, асимметричное строение антиклинальных складок, обладающих более крутыми северными и более пологими южными крыльями.

Аналогичная картина, но с обратной, северной вергентностью складок, наблюдается по южному краю Арсиано-Ахалкалакского нагорья вдоль Гектапинского, Члдырского, Алахюэберского поднятий. Описанная надразрывная брахискладчатость эффузивного чехла ярко отображает обновление чешуйчатых взбросов Триалетской и Базумской складчатых систем, надвинутых на перекрытый эффузивами более или менее консолидированный глыбовый субстрат Артвено-Храмской зоны (Чохско-Малокавказского антиклиниория), представленный здесь относительно маломощными мезозойскими осадками, подстилаемыми выступами палеозойского фундамента.

В регионе глыбового субстрата Армянского срединного массива и Внутреннего Тавра на тех участках, где поддолеритовые молассы и осадочный неоген имеют большую мощность, брахискладчатость в долеритах или отсутствует, или слабо выражена.

На участках близкого залегания глыбового субстрата тектонические подвижки отражаются более четко. Так, поднятия наклонных блоков-полугорстов отражаются на поверхности гребневидными уступами долеритов, погружающихся под наддолеритовые пирокласты и четвертичные лавы.

Обновление древних, продольных, и возникновение параллельных к ним новых нарушений фиксируется крутыми флексурами в долеритах и параллельными им овально вытянутыми брахискладками (флексурная зона Ереван—Аштарак—Октемберян—Дигор).

Образование поперечных или диагональных сбросов, упирающихся на глубине в главные разломы, фиксируется мозаикой наклонных в сторону главного сброса ступенчатых депрессий рифтового типа. (Ступенчатые косонаклонные рифты бассейнов рр. Карс-чай, Гасан-Кале, Раздан и др.).

Дифференциальные тектонические движения, их типы, темпы и продолжительность ярко отражаются такими морфологическими показателями, как деформации древних уровней планации (пенепленов), возникновение разновозрастных уровней выравнивания (предгорных лестниц), деформации речных террас, образование антецедентных и эпигенетических долин и т. д.

Условия залегания антропогеновой эф-фузивной формации; основные черты погребенного под эф-фузивами рельефа и рельефа, существовавшего перед отдельными циклами из-лияния лав. Гидрогеологические особенности лавовых покровов и потоков.

Особенно, экзарации. В бенno, экзарации. Валисьсь небольшими останцевыми «островками», приуроченными к синклинальным прогибам или древним куэстам.

Остатки брони андезитовых эф-фузивов служат важнейшим репером для выяснения структурного плана и истории постплиоценового развития, выведенной денудацией на дневную поверхность широкой зоны Понтийско-Малокавказской горной области, окаймляющей вулканическое нагорье.

Несмотря на эрозионно-тектонические несогласия между верхнеплиоценовыми андезитовыми покровами и подстилающими их породами меотис-понтической формации, покровные андезиты в общем структурном плане располагаются совместно с наддолеритовой туфобрекчевой свитой, составляя с ней единый комплекс тектоно-вулканических денудационных типов рельефа Армянского вулканического нагорья.

Четвертичный эф-фузивный комплекс, в отличие от предыдущих, представлен почти исключительно вложенными в долины аккумулятивными формами рельефа лавовых покровов и потоков.

В целом мы выделяем следующие три комплекса четвертичных лав, существенно отличающиеся друг от друга своим площадным раз-

формация начинается комплексом андезитовых эф-фузивов. Андезитовые покровы сыграли определенную нивелирующую роль в видоизменении погребенного под ними слаборасчлененного рельефа.

Наибольшая мощность андезитов отмечается в эрозионно-тектонических понижениях структурного палеотипного рельефа. В древних горст-антиклинальных поднятиях (преимущественно в Тавридах) андезитовые покровы выклиниваются. На тектоно-вулканических массивах андезитовый комплекс подвергался значительной денудации и осаждению в Понто-Малокавказской системе андезиты сохранились небольшими останцевыми «островками», приуроченными к синклинальным прогибам или древним куэстам.

витием, геоморфологией и водными свойствами: а) верхнеплиоцен-нижнечетвертичные лавовые покровы и потоки, б) среднечетвертичные лавовые потоки, в) верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки.

а) Верхнеплиоцен-нижнечетвертичные лавовые покровы, преимущественно андезито-базальтового состава, в пространственном развитии занимают весьма широкие пологосклонные продольные древние долины, имеющие большие водосборные площади. Эти долины приурочены к тектоническим сбросовым депрессиям, пологим синклинальным прогибам или же древним куэстам.

Основная часть приуроченных к этому комплексу водотоков питает артезианские воды межгорных депрессий (Арагатской, Южно-Ширакской, Б. Севанской котловин), где указанные лавы уходят под озерно-флювиогляциальные отложения средне-верхнечетвертичного возраста.

Формирование артезианских горизонтов, заключенных в озерно-флювиогляциальные отложения, происходило по мере погружения одного из бортов косонаклонных грабенов, приобретавших форму экранированного плоскостью сброса подпорного артезианского склона.

б) Среднечетвертичные лавовые покровы и потоки представлены преимущественно андезитами и андезито-дацитами, частично, андезито-базальтами.

По своему стратиграфическому положению и морфологическим условиям залегания среднечетвертичный комплекс лав разделяется на две серии: лавовые покровы дорисские, образовавшиеся до горно-покровного оледенения, и лавовые потоки послерисские-довюрмские.

Первая серия образует широкие языки в виде покровов, заливших древние долины, расположенные ныне на месте водораздельных плато, разделяющих глубокие современные речные долины (инверсионные формы рельефа).

Имея значительную водосборную площадь в контурах погребенных долин, лавовые потоки этой серии обладают большой водоотдачей, фиксируемой выходами мощных родников, выступающих в эрозионных врезах в концевых частях лавовых потоков в зоне предгорий и подножий вулканических нагорий (Арагац, Гегамское, Варденисское, Сюникское нагорья и т. д.).

В ряде случаев бассейны верховьев погребенных долин расположены за пределами современных водоразделов вулканических нагорий и высокогорных плато и определенная часть подземных вод, не дrenируемых реками, текущими в противоположную сторону, глубоко фильтруясь, получает обратное современному поверхностному стоку направление и питает подземные бассейны погребенных долин. Например, подземное питание бассейна оз. Севан частично происходит за счет бассейнов верховьев рр. Воротан, Арпа, Айлахского плато и северо-западных склонов Гегамского нагорья; питание Айгерлич-Кюлибеклинской группы родников в Арагатской котловине—за счет подземных вод Дигор-Магасбердской депрессии и Карабского плато, долины р. Палеокасаха и т. д.

Важной геоморфологической особенностью среднечетвертичных и, частично, нижнечетвертичных лавовых покровов и потоков, предопределяющей их гидрографию, является увеличение мощности лав в центральных частях водораздельных плато, разделяющих речные долины. Указанные закономерности геоморфологического развития нижне-среднечетвертичных лав позволили нам выявить пути прохождения ряда подлавовых концентрированных водных потоков, которые в дальнейшем получили свое подтверждение геофизическими (электроразведочными) и буровыми работами, и наметить мероприятия для осуществления перехвата этих водотоков на высоких гипсометрических отметках.

Среднечетвертичные (послерисские) эфузивы образуют довольно протяженные лавовые языки.

Лавами залиты довольно глубокие долины, выработанные в породах мела—палеогена (Варденисское нагорье), неогена (Гегамское, Сюникское нагорье), а также в эфузивах предыдущих излияний (Арагац).

Критерием для выделения этой серии лав служит: наличие в подстилающих лавы слоях размытых моренных и флювиогляциальных отложений рисского (горно-покровного) оледенения, вскрывающихся иногда в эрозионных врезах трогов и речных долин, а также морфология лавовых языков, относительная свежесть форм рельефа, диагональное и поперечное расположение лавовых потоков относительно простирания структур.

В гидрографическом отношении среднечетвертичные и верхнечетвертично-голоценовые лавы водоносны, что обусловлено их сильной трещиноватостью.

Верхнечетвертичные, голоценовые лавовые потоки выделяются рельефно, весьма отчетливо, и их морфологическое оконтуривание не представляет особых трудностей.

Лавовые потоки этой серии в большинстве случаев вложены в современные речные долины, каньоны и троги в виде узких и длинных языков. Нередко они образуют маломощные покровы на склонах и предгорьях вулканических нагорий, где они перекрывают морены и флювиогляциальные отложения последнего (вюрмского) оледенения.

Описанная серия лав в основном представлена интенсивно трещиноватыми андезито-базальтами, иногда андезито-дацитами с характерной для них бугристо-глыбовой отдельностью.

Поверхность лав почти оголена. Благодаря этому, почти весь поверхностный сток поглощается лавами и поэтому родники, выходящие из-под концевых частей лавовых потоков, достаточно водообильны.

Морфологические критерии выявления новейших тектонических движений

Структурно-геологическая и геоморфологическая обособленность Армянского нагорья от соседних нагорий и его последующее развитие ярко проявляются также в характере денудационных поверхностей и их деформаций.

В современной морфологии Анатолии пенеплени являются господствующими формами рельефа.

В Армянском нагорье пепелены деформированы сбросовыми нарушениями, раздробившими фундамент нагорья на отдельные глыбы.

Центральная Анатолия вступила в фазу континентального развития в олиоцене, который для этой области является эпохой поднятия и тектонической активности, последовавшей за накоплением верхнеэоценового флиша. Палеогеографические условия олиоцена в Анатолии не претерпевают существенных изменений и в неогене.

В Армянском нагорье основной этап континентального развития начинается с тортонского века, когда происходят интенсивные поднятия центральной ее части и регрессия неогеновых бассейнов.

В период континентального развития индивидуальные черты основных форм рельефа Анатолийского и Армянского нагорья выступают все более отчетливо.

Новейшие тектонические движения в современных морфоструктурах Анатолийского нагорья и Западных Понтид выражены в образовании мегаскладок сводового типа. Поднятия в мегаскладках выявляются по несогласиям между толщами континентальных отложений неогена и по смене фаций, причем наибольшее несогласие отмечается между среднемиоценовыми и понтическими слоями.

В непокрытых неогеновыми образованиями горных цепях древнего заложения в зависимости от их тектонического строения, новейшие подвижки выражаются преимущественно пологими изгибами поверхностей древнего пепелена, свидетельствующими об их сводообразном поднятии (Армянский Тавр, Западные Понтиды, Дерсимская глыба и т. д.).

В молодых складчатых цепях тектонические движения выявляются деформациями древних уровней денудации, а также образованием склоновых ступеней различного генезиса (Восточные Понтиды, Внешние дуги Армянского Тавра и т. д.).

В Армянском нагорье верхний структурный ярус, сложенный неогеновыми осадочными и вулканогенными образованиями, помимо пологих дислокаций типа мегаскладок, отразившихся на поверхности рельефа в виде изгибов денудационных поверхностей, подвергся разрывным нарушениям, при этом не только второстепенным, подчиненным мегаскладкам, как это преимущественно намечается в Анатолии, но и подвижкам по зонам региональных разломов, оживших в результате дифференциальных перемещений ранее оформленных глыб нижних структурных этажей.

Переход от Центрально-Анатолийского изогнутого в мегаскладки пепелена к области ступенчато-деформированных уровней планации с характерными формами среднегорного и затем высокогорного рельефа Армянского нагорья, т. е. коренное изменение облика макроформ рельефа от Анатолийского типа к типу рельефа Армянского нагорья, четко фиксируется в области скучивания складок систем Антиавра и Антипонта, на Ерзинджанском участке стыка Северо-Анатолийского, Киликийского и Армяно-Таврского глубинных разломов (рубцевых зон).

В этой области Центрально-Анатолийский пенеплен ступенчато поднят до водораздельных частей Монзур-Мерджанских массивов, до abs. отметок 3000—3200 м. На склонах и предгорьях эта поверхность отчетливо погружается под базальные конгломераты нижнемиоценовых отложений.

В системе хребтов Сипикер, Чиман, Бердича восточным продолжением Центрально-Анатолийского пенеплена служит абрационная поверхность нижнемиоценового моря, которая, поднимаясь до выс. 2200—2300 м, сливается на северо-востоке с древним педиментом Восточных Понтид.

Во всех внутренних депрессиях Армянского нагорья описанная поверхность глубоко опущена под нижнемиоценовые (аквитан-бурдигал) морские отложения.

В системе хребтов Внутреннего Тавра реликты этой поверхности сохранились на водоразделах хребтов на высотах 3000—3300 м.

На Восточных Понтidaх водораздельный «первичный» уровень денудации, постепенно возвышаясь с запада на восток, достигает 3500 м (на Качкарском массиве), где он перекрывается эфузивами меотис-понтической формации. Возрастной диапазон описанного уровня денудации—верхний олигоцен—меотис.

На Армянском Тавре формирование водораздельного уровня денудации, очевидно, связано с периодом развития Центрально-Анатолийского пенеплена, т. е. начинается в верхнем эоцене.

На Малом Кавказе в его внутренних цепях развитие наиболее древнего уровня денудации находится в тесной зависимости от развития перекрывающего его вулканогенного чехла, сыгравшего консервирующую роль. В связи с этим большинство водораздельных уровней внутренних хребтов (Сомхетский, Цахкуницкий, Айоцзорский, Баргушатский, Мегринский) следует рассматривать как реликты «откопанного» в верхнем плиоцене и четвертичном периоде деформированного верхнемиоценового пенеплена.

Во внешних хребтах, свободных от эфузивов, унаследованный из олигоцена уровень планации сохранился на узких водоразделах небольшими островками, в зависимости от тектонического строения сдвигово-блоковых структур и глубины врезания в них поперечных или диагональных речных долин.

На Армянском вулканическом нагорье указанный «первичный» уровень планации, в основном, погребен под неогеновыми осадочными и вулканогенными образованиями и подвергался блоковым деформациям совместно с перекрывающими его отложениями. Реликты этого, унаследованного из олигоцена уровня сохранены на водораздельных участках моноклинально-горстовых поднятий Армянского срединного массива (хребты Урц, Дагна, Айоцзорский и др.), или на примыкающих к ним антиклинально-глыбовых поднятиях вулканического нагорья (Соганлугское, Алахюэберское, Армянский хребет, Варденисское нагорье и т. д.).

Развитие указанного «первичного» уровня планации, начало кото-

рого в одних местах намечается в верхнем эоцене, в других — в верхнем олигоцене, а в третьих даже в верхнем миоцене, находится в тесной зависимости от оформившихся до них структурно-геологических и структурно-геоморфологических (морфоструктурных) комплексов (в рамках предложенного нами структурно-геоморфологического районирования). Так, для срединных массивов Киршехир, Токат и др. и выступов герцинского субстрата, расположенных в ядрах альпийских горных сооружений (Западные Понтиды, Армянский Тавр, нагорье Дерсим и т. д.), процесс планации намечается еще со времени отложения в прогибах и депрессиях верхнеэоценового флиша.

В это время в окаймляющих гирляндах складчатых структур нижне-среднеальпийского тектонического этажа (Чорохско-Малокавказский мегаантеклиниорий, Внешние дуги Армянского Тавра, Курдистано-Загросская система) происходил размыв и глубинная эрозия, сосредоточенная сначала в продольных долинах. Затем, по мере оформления, в средне-верхнеальпийском тектоническом этаже сдвигово-блочных структур или чешуйчатых надвигов происходит заложение и углубление сети диагональных и поперечных долин.

Современные морфоструктуры и морфоскульптуры в Чорохско-Малокавказском антиклиниории в определенной степени отражают характер различных типов глыбовых структур и их тектонических подвижек. Так, в тыловых дугах Восточных Понтид (долина р. Чорох) развиты скульптурные, преимущественно инверсионные, формы. Денудационные поверхности на хребтах являются остатками древнего педимента Восточных Понтид.

Структурные, частично останцевые, формы рельефа прослеживаются в скрытых под эфузивами и недавно освободившихся из-под лав поверхностях Чорохско-Храмской (Артвино-Алавердской) области Чорохско-Малокавказского мегаантеклиниория.

Для незатронутой сдвигами, сводообразно поднимающейся Акстев-Тертерской области характерно развитие глубоких поперечных долин, базисом денудации которых являются компенсационные краевые пропуски, заполненные молодыми молассами.

В области смещенных по сдвигам Мровдагского и Карабахского блоков развиты, соответственно направлению смещения, диагональные хребты и долины, а в Кафанском блоке — разделенные поперечными и диагональными долинами моноклинальные гребни древних куэст.

Для Армянской складчатой зоны Малого Кавказа (средне- и среднеальпийского тектонического этапа) характерны преимущественно структурные типы рельефа и врезанные в них разновозрастные и различные по типу денудационные поверхности.

В оформлении морфоструктур плато и котловин западной и центральной частей Армянского нагорья важное значение имела выработка предверхнеолигоценового регионального уровня планации и его последующее тектоническое дробление, создавшее благоприятные условия для проникновения в депрессии ниже-среднемиоценовых трансгрессий и ингрессий и развития широких абразионных поверхностей на окружающих депрессии невысоких горных кряжах.

В Понтийско-Малокавказской области в верхнем олигоцене продолжается воздымание хребтов, сопровождающееся их интенсивным размывом и накоплением в предгорьях мощных моласс.

На рубеже гельветского и тортонского веков картина меняется. В восточной части Армянского нагорья и ее Малокавказского обрамления происходит выравнивание рельефа, завершающееся проникновением сюда сарматской трансгрессии из Каспийского бассейна, по-видимому, через Северо-Иранские депрессии (см. приложенную карту распространения неогеновых трансгрессий). В западной части Армянского нагорья происходит медленное поднятие, осушение реликтов нижнемиоценовых морей и накопление в депрессиях лагунно-континентальных отложений.

В оформлении морфоструктур собственно вулканического нагорья важнейшее значение имеет верхнемиоценовый, сармат-предмеотический пленеплен.

Этот пленеплен, располагаясь под вулканогенно-осадочными отложениями меотис-понтического возраста, подвергался деформациям совместно с перекрывающим его чехлом.

Тектонические подвижки погребенных гетерогенных структур определяют основные черты морфоструктур тектоно-вулканических массивов (нагорий), плато, внутригорных депрессий и облекающих нагорье, «откопанных» из-под вулканического чехла, горных сооружений Малокавказского региона.

Отмеченный пленеплен служит важнейшим репером—маркирующим горизонтом—для выявления характера тектонических движений погребенных тектонических структур в плиоцен-четвертичном—неотектоническом этапе.

*Закономерности
развития денуда-
ционных поверх-
ностей и рельефа
в новейшем тек-
тоническом этапе*

Высоко расположенные водораздельные плато, развитые в свободных от эфузивов горных массивах Таврид, Понтид и Малого Кавказа, в конечном итоге, можно рассматривать, как реликтовые уровни денудации, т. к. нахождение в водораздельных зонах остатков коры выветривания небольшой мощности, содержащей среднеплиоценовую пыльцу, остатков легко размываемых миоплиоценовых диатомитовых отложений, известняков и мергелей миоцена, говорит о том, что глубина плиоцен-четвертичного денудационного среза из отмеченных водораздельных уровней была относительно небольшой.

Литолого-фациальный анализ плиоцен-четвертичных предгорных отложений указывает, что последние образовались в основном за счет «разъедания» склонов хребтов и образования предгорных лестниц.

Таким образом, в геоморфологическом отношении верхнеплиоцен-четвертичный этап характеризуется как этап развития склонов, сокращения площади унаследованных с верхнего миоцена пленеленизованных пространств и оформления многоярусного горного ландшафта.

Однако образование предгорных лестниц определяется не одним ходом прерывисто восходящего развития гор, как это понимается

В. Пенком и его последователями. Известно, что на Малом Кавказе прослеживается регионально развитая система преимущественно взаимно параллельных уровней выравнивания — предгорных лестниц, которые располагаясь на определенных высотах, протягиваются по склонам гор, имеющим совершенно разнородное внутреннее тектоническое строение.

Мы не можем согласиться с мнением тех исследователей, которые периодический процесс образования указанных лестниц увязывают только с перерывами или замедлениями при процессе воздымания гор. Ограничиться этим объяснением, значит игнорировать важнейшие критерии морфоструктурного анализа при решении вопросов новейшей тектоники. Исследование ряда уровней предгорных лестниц показало, что эти уровни в ряде случаев образовались вследствие дифференциальных перемещений по молодым или омоложенным сбросам первоначального уровня древнего пленена (Севанский хребет, Восточные Понтиды, Варденисское нагорье). В других случаях — в результате дифференциальных движений различных морфоструктур, входящих в состав одного и того же горного сооружения, древний пленен «откопан» в результате сноса покрывающих его рыхлых отложений и находится рядом с образованной по другим причинам предгорной ступенью соседней структуры (Сомхетский, Баргушатский, Айоцдзорский хребты; Гегамское, Варденисское нагорья).

В ряде случаев образование уровней выравнивания может получить более удовлетворительное объяснение переменно ритмическим действием экзогенных сил в результате изменения общеклиматических условий. Доказано, что Армянское нагорье и окаймляющие его горные системы в четвертичный период были подвержены трех, — может быть, четырехкратному оледенению. Трудно предположить, что упомянутые смены климатических условий в четвертичный период не отразились на морфологии склонов гор.

Анализ материала доказывает унаследованность тектонических движений крупных морфоструктур от характера более ранних движений тектонических структур, входящих в состав определенных геотектонических комплексов или структурно фациальных зон, которые оформились до главной фазы планации рельефа, т. е. до сармата-меотиса.

Так, реперами для амплитуды абсолютного поднятия Малокавказского геотектонического комплекса, в состав которого входит известная часть Армянского вулканического нагорья, могут служить морские отложения сармата, расположенные на отметках 1900—2200 м (Арцвакарская антиклиналь в бассейне оз. Севан, долина р. Кюллуджа — западные склоны Гегамского нагорья), или угленосные глины меотис-понтического возраста, расположенные на отметках от 2400 м (Джаджурский перевальный участок) до 2800 м (бассейн верховьев рр. Воротан, Арпа, Варденисское нагорье).

Для хребтов системы Внутреннего Тавра такими реперами могут служить известняки гельвета, расположенные на отметках 2800 м (на водораздельном плато хребта Хомур), для Антиавра (хребты Сипи-

жёр, Чиман, Бердича) — прибрежные коралловые известняки бурдигала, расположенные на отметках от 2200 до 2350 (перевал Коп-даг) и т. д.

Однако на общем фоне воздымания в выделенных геотектонических регионах отмечаются дифференцированные движения относительных поднятий или опусканий, осложненных разрывами различных типов глыбовых или блоковых структур.

Типы, темпы и амплитуда относительных движений, упомянутых разнородных структур, достаточно четко устанавливаются характером деформации уровня планации так называемого Вожчабердского пенеплена, разрезающего меотис-понтическую вулканогенно-обломочную формацию.

В наиболее приподнятых зонах водораздельных плато, хлебтов и нагорий указанная поверхность наследует черты предыдущего — предмеотического пенеплена, представляя собой неподвергшийся денудации пластовый уровень «первичного» залегания вулканогенной толщи.

На больших высотах вулканических нагорий Годерзская, вожчабердская толща и их аналоги, как на свободных от плиоцен-четвертичных лав пространствах, так и под лавами обладают примерно одинаковой мощностью, в ней сохранились одни и те же венчающие горизонты.

Однако на склонах вулканических нагорий и в их предгорьях этот уровень срезает различные слои меотис-понтической формации, устанавливая тем самым характер деформации разнотипных структур в новейшем-постплиоценовом тектоническом этапе (Гегамское, Варденисское нагорья, Арагац, Ааратская котловина и др.).

Важным «маркирующим репером», устанавливающим амплитуды постмиоценовых или постплиоценовых относительных движений, могут служить также останцевые островки Годерзско-вожчабердской толщи или плиоценовых эфузивов покровов, расположенные на различных по типу морфоструктурах. Так, об амплитуде постмиоценовых относительных поднятий высокогорной зоны Восточных Понтид можно получить представление судя по разности отметок подошвы Годерзской свиты, расположенной на Качкарском гранитоидном plutоне на выс. 3900 м, а в области ее излияния в Арсианском нагорье-плато (отделенном от Качкарского массива долиной р. Чорох) — на высоте 2200 м; плиоценовых андезитов, расположенных на горе Лалвар на высоте выше 2500 м., а в области их излияния на Джавахетском нагорье — плато 2000 м; остатков столбчатых базальтов на гранитоидах г. Арамазд (Баргушатский хребет на высоте выше 2500 м, а в области их излияния на Ераблурском плато, отделенном от Баргушатского хребта сбросовой долиной р. Воротан 2000 м и ряд других.

Наконец, новейшие тектонические движения и их характер выявляются палеоморфологическим анализом тектоно-вулканических массивов-нагорий.

Следует считать доказанным, что крупные тектоно-вулканические массивы-нагорья отличаются гетогенным тектоническим строением. Многие из них покрыты мощным чехлом четвертичных лав, придаю-

щим структурам основания форму рельефа морфологических «сводов».

Дифференциальные движения погребенных сложных складчато-глыбовых структур обусловливают пространственное развитие и основные черты строения разреза, перекрывающих их эфузивных покровов, типы и последовательность лавовых излияний, а также палеоморфологию рельефа, погребенного под разновозрастными эфузивами. Точно так же обстоит дело с определением и выделением областей и участков новейших поднятий (или опусканий) в пределах крупных котловин, имеющих сложное тектоническое строение, где помимо деформации погребенных уровней денудации, важнейшим критерием для неотектоники является анализ континентальных фаций и смена их мощностей в структурном плане и разрезе.

(Эти вопросы подробно разбираются при характеристике морфоструктур тектоно-вулканических массивов Арагата, Гегамского, Варденинского, Джавахетского, Бингельского нагорий, Ааратской, Севанской, Басенской, Муш-Ванской котловин).

Некоторые вопросы морфоструктурной локализации сейсмических явлений

Описанный нами структурно-геоморфологический план Армянского нагорья и сопредельных стран намечает некоторые закономерности в географическом распределении слабых и разрушительных землетрясений.

Огибающий Армянское нагорье Понто-Малокавказский пояс сложен средним и верхним структурными этажами альпийской складчатости. В этом комплексе превалируют мощные грубобломочные породы кайнозоя и частично мезозоя с большим развитием гранитоидных интрузий.

Эти горные сооружения имеют глубокие корни. Мощность земной коры (до поверхности Мохоровичича) по геофизическим данным колеблется в пределах от 60 до 70 км, причем на долю гранитоидного слоя приходится примерно 60—70% мощности коры.

Эти горные системы в целом обладают недостатком силы тяжести и охватывают полосу гравитационного минимума.

Складчато-глыбовый и глыбовый комплекс Таврид сложен нижним-средним этажами альпийской складчатости. Они состоят из плотных тонкозернистых неритовых и существенно глубоководных фаций палеозоя, мезозоя и частично кайнозоя. В них внедрены преимущественно гипербазитовые интрузии, а гранитоиды в этой области или отсутствуют, или занимают незначительное место. Таврский геотектонический комплекс с характерными для него рубцевыми зонами непосредственно примыкает к обрушенному и раздробленному на глыбы мегантклинальному своду Армянского срединного массива. Вся эта область имеет величину силы тяжести немного ниже нормальной, являясь вместе с тем зоной относительного максимума.

В соответствии с вышеизложенным следует полагать, что мощность гранитоидного слоя в этой области будет значительно меньше базальтового, т. е. находится в обратном соотношении с окаймляющими ее

складчатыми системами Восточных Понтид и Малого Кавказа.

Описанный в грубых чертах общий план глубинного строения земной коры, как мы видели, достаточно ясно отображается в морфоструктурах этих двух различных геотектонических зон и происходящих в них новейших тектонических движений.

Интересно, что сейсмические явления также отражены в описанных особенностях морфоструктур.

Известно, что собственно Армянское нагорье отличается высокой сейсмической активностью. Основная часть землетрясений относится к нормальной, с глубиной очагов до 50 км, причем наибольшее количество очагов землетрясений располагается на глубинах в интервале от 20 до 35 км.

При этом надо полагать, что в зоне Понтийско-Малокавказского геоструктурного комплекса, за исключением тыловых дуг восточных Понтид и Артвино-Джавахетского сектора Чорохско-Малокавказского мегаантклиниория, где палеозойский глыбовый фундамент выходит на дневную поверхность или расположен неглубоко под маломощными мезозойскими отложениями, сейсмические волны проходят через утолщения гранитного слоя и грубообломочного осадочного чехла, тогда как в Тавридах и срединных массивах на тех же глубинах они проникают через базальтовый слой или мелкообломочную плотную осадочную мантию, прорванную офиолитами, сохраняющими непосредственную связь с подкоровой эклогитовой оболочкой. В соответствии со сказанным, скорость прохождения сейсмических волн в первой зоне будет значительно меньше чем во второй. Или, иначе говоря, Малокавказские дуги, сложенные породами небольшой плотности, обладающие относительно высокой пластичностью, должны служить как бы «поглотителями» или «амортизаторами» сейсмических волн, а во внутренних зонах Таврид и раздробленных срединных массивах сейсмические волны проходят беспрепятственно и в соответствующих структурно-геологических (и структурно-геоморфологических) условиях вызывают сильные и разрушительные землетрясения. Не случайно поэтому, что в Малокавказской геоструктурной зоне распределены только очаги слабых землетрясений (менее семи баллов), а во внутренних областях Армянского нагорья и Анатолии развиты очаги всех известных разрушительных землетрясений.

Сопоставляя существующие карты сейсмического районирования и плотностей землетрясений с описанной нами тектонической схемой и схемой структурно-геоморфологического районирования, можно заметить, что разрушительные землетрясения локализуются на определенных участках, имеющих в целом весьма сходное тектоническое строение, и структурно-геоморфологические особенности: например, Афyon Карагисар, Байшехир в Западном Тавре; Антакья, Мараши—в Килийском Тавре, Ерзинджан—в Антилавре; Эрзерум, Алашкерт—во Внутреннем Тавре, Муш, Ван—в Армянском Тавре, Акори, Двин-Игдир—в Армянохребетской (Агидагской)—Ааратской системе; Ани, Дигор, Ленинакан—в Карсско-Ширакском секторе; Тортум, Ардаган, Ахалкалаки—в Артвино-Джавахетском секторе.

Дадим характеристику некоторым из них:

Ерзинджанский участок характеризуется следующим структурно-геологическим разрезом с юга на север.

На юге расположена Дерсимская пенепленизированная глыба герцинского фундамента, выступающая на дневную поверхность из-под окаймляющих ее мезозойских пород. Сложена породами пермо-карбона, является зоной гравитационного относительного максимума.

На севере к ней примыкают складчато-глыбовые хребты и массивы Монзур, Мерджан. Они сложены юрскими меловыми и частично нижне-четвертичными породами, подвергшимися интенсивному тектоническому дроблению и прорваны серпентинизированными ультраосновными интрузиями.

Глыбовые пенепленизированные структуры этих массивов образуют на склонах ряд ступеней, контролируемых сбросами. В зоне предгорья массив Мерджан ограничен многоступенчатым Ерзинджанским грабеном, выполненным мощными отложениями неогена-антропогена.

Муш-Ванский участок характеризуется аналогичным с Ерзинджанским структурно-геологическим разрезом.

На юге расположен древний фундамент, сложенный породами девона, карбона. На севере к нему непосредственно примыкают метаморфические сланцы и известняки мела, прорванные гипербазитовыми интрузиями.

Северные обрывистые, обусловленные сбросом склоны Армянского Тавра нависают над передней Муш-Ванской депрессией. Как на Ерзинджанском участке, так и здесь опущенные блоки-рифты пододвинуты под системы чешуйчато-глыбовых структур Армянского и Внутреннего Тавров.

Армянохребетско-Аракатский участок. На юге расположен моноклинально-глыбовый выступ палеозойского фундамента Армянского срединного массива. На севере к нему непосредственно примыкает Армянохребетский (Агридагский) комплекс, сложенный в основном меловыми метаморфизованными породами, прорванными ультраосновными интрузиями.

Вдоль фронтальной линии расположены очаги разрушительных землетрясений Акори—Двин—Игdir.

На севере эта зона ограничена Аракатской депрессией.

За этой зоной расположен погребенный под эфузивами Карского плато Яглуджанский выступ (обнаруженный гравиметрией), который выражен в рельефе косонаклоненным пологорстом, вдоль северного борта которого расположены очаги разрушительных землетрясений Дигор—Магасберд—Ани.

Мы ограничились кратким описанием структурно-геоморфологического строения ряда упомянутых выше участков (узлов), где локализованы очаги разрушительных землетрясений*.

* Подробнее об остальных участках смотри соответствующие разделы.

Резюмируя, можно прийти к заключению, что все главные очаги сильных и разрушительных землетрясений Армянского нагорья и Анатолии расположены в одинаковых структурно-геоморфологических условиях, а именно: **локализуются только там**, где налицо структурное сочетание выступа древнего (палеозойского) субстрата типа месеты и непосредственно примыкающей к нему системы складчато-глыбовых гор с крупными гипербазитовыми интрузиями, которые надвинуты на ступенчатые грабены рифтового типа.

Далее следует подчеркнуть, что не все участки новейших тектонических, даже интенсивных подвижек, расположенные в Малокавказском геотектоническом регионе, являются высокосейсмичными. Так, например, в зонах молодых разломов и грабенов долины р. Мармарики и впадины Малого Севана, сбросовых межгорных депрессий долины р. Памбак и много других, очагов сильных или разрушительных землетрясений не отмечено.

Таким образом, причина высокой сейсмичности заключается, по всей вероятности, не столько в интенсивности новейших тектонических движений, сколько в сочетании определенных структурно-морфологических условий, которые вызывают на поверхности Земли землетрясения различной силы при одинаковых глубинах очагов их возникновения.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В.— Восхождение на Аарат. «Горный журнал», ч. II, 1846.
- Абих Г. В.— Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араком. ЗКОИРГО, кн. VIII, 1873.
- Абих Г. В.— Геология Армянского нагорья. Зап. часть. Орографическое и геологическое описание. ЗКОИРГО, кн. XXI, 1899.
- Абовян Х.— Восхождение на Аарат. «Кавказ», № 20, 1847.
- Авакян Л. А.— Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. наук, т. X, № 4, 1957.
- Аджимамудов Э. Б.— О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН АН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- Азизбеков Ш. А.— О возрасте соленосной толщи Нахичеванской мульды. ДАН АН Аз. ССР, т. XXXIV, № 5, 1952.
- Азизбеков Ш. А.— Геология Нахичеванской АССР. Баку, 1961.
- Азизбеков Ш. А., Корнев Г. П.— Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. Тр. совещ. по тект. альп. геосинкл. обл. юга СССР, 1956, Баку.
- Акопян Ц. Г.— К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН АН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
- Акопян Ц. Г.— Палеомагнетизм эфузивных пород Армянской ССР и перемещение полюсов Земли в кайнозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 6, 1960.
- Акопян Т. Х.— Историческая география Армении (на арм. языке), Ереван, 1958.
- Аntonov B. A.— О поверхностях выравнивания северо-восточных склонов Малого Кавказа. ДАН АН Аз. ССР, т. IX, № 5, 1953.
- Аntonov B. A.— Схема новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа, т. II, изд. АН СССР, 1961.
- Аntonov B. A.— Геоморфология юго-восточного Закавказья (автореферат), Аз. госунт, Баку, 1963.
- Аракелян Р. А.— История геологического развития юго-западной Армении в палеозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 2, 1951.
- Арзуманян С. К.— Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Изв. АН Арм. ССР, т. XV, № 2, 1962.
- Асланян А. Т.— К вопросу о происхождении оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 8, 1947.
- Асланян А. Т.— О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 6, 1949.
- Асланян А. Т.— К истории происхождения Араатской котловины. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 1, 1949.
- Асланян А. Т.— Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XI, № 5, 1950.
- Асланян А. Т.— Новые данные о неогеновой тектонике Армении. ДАН Арм. ССР, т. XII, № 2, 1950.
- Асланян А. Т.— О происхождении массива г. Арагац. ДАН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1950.
- Асланян А. Т., Балиян С. П.— Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, № 6, 1953.
- Асланян А. Т.— Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. Ер. политех. института, № 13, вып. 3, 1956.

- Асланян А. Т.** — Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическом значении. «Вопросы геол. и гидрогеол. Арм. ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
- Асланян А. Т.** — Основные черты сейсмотектоники Армении. Тез. докл. АрмГУ, Ереван, 1957.
- Асланян А. Т.** — Региональная геология Армении. Айветрат, Ереван, 1958.
- Асланян А. Т., Бальян С. П.** — К методике морфологического анализа тектонических движений. Материалы Всесоюзн. совещ. по палеогеографии и геоморф. Кавказа, Тбилиси, 1963.
- Астахов Н. Е.** — История развития рельефа Гомаретской котловины. Сообщения АН Груз. ССР, т. XII, № 8, 1951.
- Астахов Н. Е.** — О древнем оледенении и молодом вулканизме в Джавахетии. Сообщения АН Груз. ССР, т. XIII, № 1, 1952.
- Атлас Армянской ССР. Ереван—Москва, 1961.
- Афанасьев Г. Д.** — О происхождении оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
- Балавадзе Б. К.** — Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1957.
- Бальян С. П.** — О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат. и естеств. науки, т. II, № 1, 1949.
- Бальян С. П.** — Краткая характеристика истории развития рельефа Центрального вулканического нагорья Армении. Тр. конф. по геоморф. Закавказья, Баку, 1953.
- Бальян С. П.** — Условия образования селей и меры борьбы с ними в Приереванском районе Армянской ССР. Вопросы геологии и гидрогеологии Армении, изд. АН Арм. ССР, 1956.
- Бальян С. П.** — Морфологический анализ новейших тектонических движений и развития речной сети южной части Армянской ССР. Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
- Бальян С. П.** — Палеогеография и гидрогеология бассейна оз. Севан (на арм. языке). Тр. Ер. госунта, т. 63, 1958.
- Бальян С. П.** — Морфологические методы поисков россыпных месторождений Арм. ССР. Материалы II геоморф. совещ. геоморф. комиссии, отд. геол.-географ. наук, АН СССР, М., 1959.
- Бальян С. П.** — Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода, т. II, изд. АН СССР, М., 1961.
- Бальян С. П.** — Вулканическое нагорье Арм. ССР. Массив Арагац, Гегамское нагорье, Сюникское нагорье и др. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Изд АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Бальян С. П.** — Водоснабжение вулканических нагорий. Геология Армянской ССР, т. 1, Геоморфология, Ереван, 1962.
- Бальян С. П.** — Новые данные о древнем оледенении Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 3, Ереван, 1963.
- Бальян С. П.** — Комплексные гидрогеологические и геоморфологические исследования по составлению мероприятий для обводнения и орошения Центрального вулканического нагорья Арм. ССР. Материалы Всесоюзн. совещ. по использ. подземных вод, «Наука», М., 1964.
- Бальян С. П.** — К истории формирования и возраста вулканического нагорья Армении. Материалы XVIII научн. сессии Ергсунта, Тезисы докладов, Ереван, 1963.
- Бальян С. П.** — О происхождении оз. Севан и оз. Ван (на арм. языке). Журн. «Наука и техника», № 2, Ереван, 1965.
- Бальян С. П.** — Морфологический анализ строения Армянского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, «Наука о Земле», XVIII, 3—4, Ереван, 1965.
- Бальян С. П., Башнагян П. С.** — Палеография и гидрогеология бассейна оз. Севан. Вопросы геологии Кавказа, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Бальян С. П., Думитрашко Н. В.** — Древнее оледенение Арм. ССР. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, 1962.
- Бальян С. П., Думитрашко И. В.** — Древнее оледенение Армении. Инф. сб. о раб. по межд. геофиз. году, № 10, изд. МГУ, М., 1964.

- ✓ **Бальян С. П., Зограбян А. Н.** — Морфоструктура и новейшая тектоника Армянского нагорья и прилегающих областей Анатолии и Малого Кавказа. Проблемы неотектоники. Геоморфологическая комиссия АН СССР, М., 1964.
- Бальян С. П., Зограбян Л. Н.** — Армянское вулканическое нагорье. Геология армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, 1962.
- Бальян С. П., Сафонов И. Н.** — Проблемы поисков россыпных месторождений на Северном Кавказе и в Армении. Материалы Всесоюзн. совещ. по палеогеографии и геоморф. Кавказа, Тезисы докладов, Тбилиси, 1963.
- Барбот-де-Марни** — Очерк Кульпинского месторождения каменной соли. Материалы геол. Кавказа, сер. 2, кн. 2, 1883.
- Бацевич Л. Ф.** — Геологические исследования в бывшей Батумской области. Материалы геол. Кавказа, сер. 1, кн. 12, 1885.
- Белянкин Д. С., Петров В. П.** — Петрофлора Грузии. Изд. АН СССР, сер. I, вып. II, 1945.
- Богачев В. В.** — О фауне соленосных отложений русской Армении. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. XV, вып. 8—9, 1913.
- Богачев В. В.** — Урмийское и Ванское озеро. Изв. Азерб. госунта, т. VII, 1926.
- Богачев В. В.** — Миоцен Закавказья. Тр. Аз. фил. АН СССР, т. X, 144, 1938.
- Богачев В. В.** — К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.
- Богачев В. В.** — Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Изд. АН УССР, 1961.
- Богачев В. В., Шишкина А. И.** — Фауна и флора соленосных отложений русской Армении. Записки Кавказского музея, сер. А, № 2, 1915.
- Богданович К. И.** — Несколько слов об орографии и геологии Северной Персии. Изв. русск. географ. общ., т. XXVI, 1888.
- Бюс Е. Н.** — О сейсмичности Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.
- Варданянц Л. А.** — Сейсмотектоника Кавказа. Труды Сейсм. института АН СССР, № 64, 1935.
- Варданянц Л. А.** — О происхождении оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Варданянц Л. А.** — Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Варданянц Л. А.** — Тектоническая карта Кавказа в м. 1:1000000, Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 10, 1955.
- Варданянц Л. А.** — Развитие рельефа Б. и М. Кавказа в плиоценово-четвертичное время. Труды IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Ереван, 1957.
- Вегуни А. Т.** — О вулканическом олиоцене Южной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 3, 1950.
- Великовская Е. М.** — К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сб. МОИП Памяти проф. А. Н. Мазаровича, 1953.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е.** — К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. МОИП, посвящен. памяти А. Н. Мазаровича, 1953.
- Габриелян А. А.** — К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. 53, № 2, 1946.
- Габриелян А. А.** — О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, № 1, 1948.
- Габриелян А. А.** — К тектонике Арагатской котловины. ДАН Арм. ССР, № 3, 1948.
- Габриелян А. А.** — Значение неотектоники в формировании современного облика и структуры рельефа Армении. ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.
- Габриелян А. А.** — О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. «Научные труды» ЕрГУ, т. XXXVII, 1952.
- Габриелян А. А.** — О геотектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеол. Арм. ССР, Изд. 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. геосинклиналь. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1956.
- Габриелян А. А.— Новые данные по тектонике Среднеараксинской котловины. ДАН Арм. ССР, т. 26, № 5, 1958.
- Габриелян А. А.— Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, геол.-географ. науки, т. XIII, № 1, 1961.
- Габриелян А. А.— Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А.— О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена, ДАН Арм. ССР, т. 27, № 2, 1958.
- Габриелян А. А.— Тектоническое районирование Антиаваказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ., № 4, 1961.
- Габриелян А. А.— Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
- Габриелян А. А.— Палеоген и неоген Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Габриелян Г. К.— О древнем оледенении Армении. «Природа», № 9, 1955.
- Габриелян Г. К.— Степень геоморфологической изученности Армянской ССР. Геология Арм. ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Габриелян А. А., Бальян С. П.— Краткая геоморфологическая характеристика Армянской ССР. Тр. Ергосунта, т. XXXVII, сер. геол., 1952.
- Габриелян А. А., Думитрашко И. В.— История развития рельефа Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР. Геология Армении, т. I, Геоморфология, 1962.
- Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И., Бальян С. П.— К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. Сб. науч. тр. Ергосунта, сер. геол., № 52, 1955.
- Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л.— К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. I, № 1—2, 1944.
- Габуния Л. К.— Об остатках млекопитающих из третичных отложений Ахалкалакского лигнитового района. Сообщения АН Груз. ССР, т. XII, № 3, 1951.
- Габуния Л. К.— О находке остатков Hipparrion в кисатибских долеритах. ДАН СССР, т. 102, № 5, 1955.
- Гаврилов М. Д.— Очерк четвертичной геологии и геоморфологии западной части Азербайджанской ССР, Баку, 1938.
- Гамкрелидзе П. Д.— Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР, монография № 2, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д.— Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. политехн. института, № 32, 1954.
- Гвоздецкий Н. А.— Физическая география Кавказа. М., 1954—1958.
- Герасимов И. П.— Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Проблемы физ. географии, т. XII, 1946.
- Герасимов И. П.— Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд. АН СССР, М., 1959.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.— О геоморфологическом этапе в развитии Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1964.
- Гукасов А. О.— Основные черты строения Армянского нагорья. ЗКОИРГО, кн. XXII, вып. I, 1901.
- Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Геоморфология Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1959.
- Демехин А. П.— О находке обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. Вопросы геологии и гидрографии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1956.
- Джанелидзе А. И.— К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Изд. АН СССР, 1953.
- Дизиоглу М.— Геофизические изыскания подземных вод в Центральной Анатолии. Гидрография и гидрология аридных областей земного шара, вып. II, (Анкарский симпозиум Юнеско), ИЛ, М., 1959.

- Добрынин Б. Ф.**— Основные черты геоморфологии и физической географии Закавказья. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 2—3, 1938.
- Думитрашко Н. В.**— Основные вопросы новейшей тектоники горных стран Юга СССР. Проблемы неотектоники (тезисы). Изд. АН СССР, М., 1964.
- Думитрашко Н. В.**— О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр. института географии АН СССР, вып. 43. 1949.
- Думитрашко Н. В.**— О пленепланах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.
- Думитрашко Н. В.**— Основные этапы развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа. Тр. IV геоморф. конф. Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
- Думитрашко Н. В.**— Новейшая тектоника Кавказа. Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. II, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Думитрашко Н. В.**— Проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания. Тр. конф. по геоморф. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1950.
- Думитрашко Н. В.**— О генезисе поверхностей выравнивания. «Вопросы географии», сб. 36, Геоморфология, 1954.
- Думитрашко Н. В., Антонов Б. А.**— Геоморфологическая карта Азербайджана. Тезисы докл. Закавказ. геогр. конф. Изд. АН Груз. ССР, 1956.
- Думитрашко Н. В., Бальян С. П.**— К вопросу о возрасте и генезисе Вохчабердской толщи. Изв. АН СССР, сел. геол., № 1, 1952.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А.**— Применение геоморфологических методов в сейсмотектонических исследованиях. Тр. Геофиз. института АН СССР, № 25(152), 1955.
- Думитрашко Н. В., Антонов Б. А., Будагов Б. А., Лилиенберг Д. А., Милановский Е. Е., Панов Д. Г., Сафонов Н. Н., Ширинов П. И.**— Карта морфоструктуры Кавказа и Предкавказья и ее значение. Проблемы неотектоники (тезисы), АН СССР, М., 1964.
- Дьяконова-Савельева Е. Н., Афанасьев Г. Д.**— Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. Бассейн оз. Севан (Гокча), т. III, вып. 2, изд. АН СССР, 1933.
- Егоян В. Л.**— Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1956.
- Ефремов Ю. К.**— Передне-Азиатские нагорья. Зарубежная Азия. Учпедгиз РСФСР, М., 1956.
- ✓ **Ефремов Ю. К.**— Армянское нагорье. Краткая географ. энциклопедия, т. I, 1960.
- Желтов П. И.**— Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. Сб. к 45-летию научн. деятельности И. Д. Погребова, ЦНИГРИ, Л., 1937.
- Заварицкий А. И.**— Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, естест. науки, № 5—6, 1944.
- Заварицкий А. И.**— Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
- Заварицкий А. И.**— Вулкан Голгат и его продукты. Тр. лаб. вулк. АН СССР, № 7, 1953.
- Заридзе Г. М.**— Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. Сообщения АН Груз. ССР, т. 5, № 6, 1944.
- Заридзе Г. М.**— Магматический цикл четвертичного периода в Грузии. Сообщения АН Груз. ССР, т. 5, № 9, 1944.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.**— О возрасте Цалкинского лавового комплекса. ДАН СССР, т. IX, № 1, 1948.
- Зограбян Л. Н.**— О значении глубинной структуры в формировании морфоструктуры ЮВ части Малого Кавказа. Тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
- ✓ **Зограбян Л. Н.**— Геоморфология южных хребтов Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

- Зограбян Л. Н.**—Некоторые особенности морфоструктуры приараксинской складчато-глыбовой зоны. Материалы Всесоюзн. совещ. по палеогеогр. и геоморфол. Кавказа (тезисы), Тбилиси, 1963.
- Ивановский А. А.**—Аракат. Землеведение, т. IV, кн. 1—2, 1897.
- Исаханян Д. П.**—О возрасте горисской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. «Научные труды» Ергосунта, т. 52, вып. 2, 1955.
- Исаханян Д. П.**—Стратиграфическое расчленение неогеновых пород междууречья рр. Воротан и Акера. «Ученые записки» Ергосунта, т. 84, вып. I, Ереван, 1963.
- Казаков М. П.**—К гидрогеологии Кырхбулагской группы родников. Тр. совещ. по изуч. пр. ресц., АН СССР, сер. закавказ., вып. 10, 1934.
- Казакова Н. М.**—Опыт составления геоморфолого-тектонических карт (на примере района долины р. Вохчи-чай). Тр. Института геогр. АН СССР, вып. XII, мат. по геоморф. палеогеограф. СССР, 12, 1954.
- Казакова Н. М.**—Геоморфологическое районирование бассейна оз. Севан. Тр. Института географии АН СССР, вып. XXIV, 18, 1958.
- Карапетян К. И.**—Некоторые особенности четвертичного вулканизма Дарапагеза. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 1, 1959.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П.**—О поперечных дислокациях Кавказа. ДАН Аз. ССР, т. XV, № 5, 1959.
- Кашкай М. А., Хайн В. Е., Шихалибейли Э. Ш.**—К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Аз. ССР, т. VIII, № 6, 1952.
- Кетин И.**—Орогеническая эволюция территории Турции. Тектоника альпийской области. «Мир», М., 1965.
- Кириллова И. В.**—Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1952.
- Клопотовский Б. А.**—Персати. Сообщения АН Груз. ССР, т. X, № 5, 1949.
- Ковалевский С. А.**—К вопросу о ледниковом периоде на Малом Кавказе. «Ученые записки» Кишиневского госунта, геол. сб., т. X, 1955.
- Коржуев В. С., Тимофеев Д. А.**—О геоморфологической терминологии. «Вопросы географии», Геоморфология, Географиз. М., 1959.
- Краус Э.**—Орогены Восточной Анатолии и величина их смещения. «Мир», М., 1965.
- Криштофович А. И.**—Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базар-чай. «Ботанический журнал», № 5—6, 1939.
- Кузнецов С. С.**—Происхождение оз. Гокча. Ж. «Природа», № 78, 1929.
- Кузнецов С. С.**—Схема тектоники Кавказа. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Лебедев П. И.**—Вулкан Алагез и его лавы. Алагез потухший вулкан Армянского нагорья. Тр. СОПС СССР, сер. закавказ., т. I, вып. 3, 1931.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.**—Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Басс. оз. Севан, т. I, изд. АН СССР, 1929.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.**—Армянское вулканическое нагорье. Избр. тр., т. I, изд. АН СССР, М.-Л., 1949.
- Леонтьев Л. Н.**—Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, № 4, 1949.
- Леонтьев Л. Н., Хайн В. Е.**—О возрасте молодых вулканических толщ Карабахского плато. ДАН Аз. ССР, т. 3, № 3, 1947.
- Леонтьев Л. Н., Хайн В. Е.**—О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 67, № 4, 1949.
- Леонтьев Л. Н., Хайн В. Е.**—К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961.
- Личков Б. Л.**—К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья, т. I и II, Тр. СОПС, сер. закавказ., 1931.
- Личков Б. Л.**—О горных денудационных поверхностях. Изв. ВГО, т. 77, вып. 4, 1945.
- Линч Х. Ф. Б.**—Армения, т. I—II, Тифлис, 1910.
- Люстик Е. Н.**—Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

- Марголиус А.**— Соленосные образования Карской области и Эриванской губернии. Материалы для геологии Кавказа, сер. № 3, кн. 8, 1909.
- Марков К. К.**— О горных денудационных поверхностях и их происхождении. «Вопросы географии», сб. 3, 1947.
- Марков К. К.**— Основные проблемы геоморфологии. Географиз., М., 1948.
- Марков Е.**— Восхождение на Большой Аарат 13 августа 1888 г. Изв. КОИРГО, т. IX, 1888.
- Маруашвили Л. И.**— О древнем оледенении Малого Кавказа. Ж. «Природа», № 7—8, 1938.
- Маруашвили Л. И.**— Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщение АН Груз. ССР, т. XVII, № 4, 1956.
- Маруашвили Л. И.**— Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1956.
- Махачек Ф.**— Рельеф Земли, т. II, изд ИЛ, М., 1961.
- Мефферт Б. Ф.**— Отчет о геологических исследованиях, произведенных в Турецкой Армении летом 1917 г. Изв. геол. комитета 37, № 1, 1918.
- Мефферт Б. Ф.**— Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Кирельской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объед., вып. 304, 1933.
- Мешеряков Ю. А.**— Структурная геоморфология равнинных стран. Изд. «Наука», М., 1965.
- Милановский Е. Е.**— Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Милановский Е. Е.**— О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. «Ученые записки» МГУ, вып. 161, т. V, 1952.
- Милановский Е. Е.**— Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. совещ. по тект. альп. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1956.
- Милановский Е. Е.**— О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е.**— История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа. Тр. IV, геоморф. конф. по изуч. Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
- Милановский Е. Е.**— Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Тр. ком. по изуч. четв. периода, вып. XIII, 1957.
- Милановский Е. Е.**— Основные черты истории плиоценового и антропогенного вулканизма Кавказа. Материалы Всесоюзн. сов. по изуч. четв. периода, т. II, изд. АН СССР, М., 1961.
- Милановский Е. Е.**— Новейший магматизм альпийской геосинклинальной области юга СССР (на примере Кавказа). «Советская геология», № 4, 1960.
- Милановский Е. Е.**— К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. Бюлл. МОИП, отд. геол., XXXVII (3), 1963.
- Милановский Е. Е.**— Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореферат, 1965.
- Милановский Е. Е.**— Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии и главные типы ее структур. Проблемы неотектоники (тезисы). Изд. АН СССР, М., 1964.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е.**— Геологическое строение Кавказа. «Очерки региональной геологии СССР». Изд. МГУ, М., 1963.
- Мкртчян К. А.**— К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений Сов. Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. 6, 1959.
- Муратов М. В.**— К морфологии следов четвертичного оледенения на Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI, (5), 1946.
- Муратов М. В.**— Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР. Изд. АН СССР, 2, 1949.

- Муратов М. В.**— История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. МОИП, № 5, 1955.
- Муратов М. В.**— Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 18, изд. АН СССР, М., 1960.
- Мусеев М. А.**— Геоморфология и новейшая тектоника средней части Куринской впадины (зап. Азербайджан и юго-восточная Кахетия). Автографат, Азгосунт, Баку, 1963.
- Мчедлишивили П. А.**— Еще раз о возрасте годерской свиты. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1, 1954.
- Назарян Х. Е.**— Морфология бассейнов рек Азат, Веди, Чанахчи. Тр. Ергосунта, т. 63, сер. географ., вып. 4, 1958.
- Наливкин Д. В.**— Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в Турецкой Армении. Изв. геол. ком., т. 37, № 1, 1917.
- Непрочнов Ю. П.**— Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Нефедьева Е. А.**— Амаганское вулканическое нагорье. Тр. Института географ. АН СССР, вып. 47, 1950.
- Нефедьева Е. А.**— Особенности развития рельефа северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, геол.—географ. науки, т. XIV, № 2, 1961.
- Николаев Н. И.**— Новейшая тектоника СССР.
- Николаев Н. И.**— Неотектоника и ее выражение в структуре и рельфе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И.**— О применении методов неотектоники в комплексных исследованиях земной коры и верхней мантии и выявлении механизма геологических процессов. Проблемы неотектоники (тезисы). Изд. АН СССР, М., 1964.
- Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. (Сборник статей), Душанбе, 1962.
- Оганесян Ш. С.**— О природе региональных аномалий силы тяжести Ааратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 2, 1959.
- Освальд Ф.**— К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. КОИРГО, XXIX, вып. 2, Тифлис, 1915.
- Пагирев Д. Д.**— Гибель села Ахури 20/VI—1840 г. (Архивный документ). Изв. КОИРГО, т. XIX, вып. I, 1891.
- Палибин И. В.**— О возрасте годерской флоры. «Советская геология», № 12, 1940.
- Палибин И. В.**— Плиоценовая флора кисетибских отложений диатомитов и ее связь с ископаемой флорой Годерского перевала. Тр. Бот. института АН СССР, сер. I, № 6, 1947.
- Памир Х.**— Новые данные об анатолийских бурых углях. Тр. XVII сессии международного конгресса, № 1, 1939.
- Пастухов А.**— Восхождение на Аарат. «Кавказ», № 224, 1893.
- Паффенгольц К. Н.**— К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленоносной толщи Армении и южной части Грузии. Записки Всесоюз. мин. об-ва, т. XVII, 2, 1938.
- Паффенгольц К. Н.**— Алагез и его происхождение. «Природа», № 6, 1939.
- Паффенгольц К. Н.**— О возрасте герюсинской толщи. «Советская геология», № 9, 1940.
- Паффенгольц К. Н.**— Геологический очерк Нахичеванской АССР. Изд. Аз. фил. АН СССР, вып. XXVIII, 1940.
- Паффенгольц К. Н.**— Четвертичные эфузии Азербайджана и Восточной Армении. «Геология СССР», т. X, Закавказье, 1941.
- Паффенгольц К. Н.**— Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1946.
- Паффенгольц К. Н.**— Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изв. Армфан, № 9—10, 1942.
- Паффенгольц К. Н.**— О происхождении оз. Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950.

- Паффенгольц К. Н.—К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб. тр. ИГН АН Груз. ССР, 1951.
- Паффенгольц К. Н.—К стратиграфии третичных отложений Восточной Анатолии и СЗ Ирана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н.—Геологическая карта Кавказа. ВСЕГЕИ, 1956.
- Пенк В.—Морфологический анализ. Гос. географ. изд., М., 1951.
- Рафилович А.—Восхождение на Аарат. «Кавказ», № 176, 1890.
- Ренгартен В. П.—Общий обзор тектоники Закавказья. «Геология СССР», т. X, ч. I, М., 1941.
- Рейнгард А. Л.—Морфогенезис массива горы Алагез в свете новых геологических данных. «Известия географического об-ва», № 3, 1939.
- Рейнгард А. Л.—Следы древних ледников на Алагезе. «Природа», № 3, 1939.
- Розенталь Э.—Восхождение на Большой Аарат. «Кавказ», № 189, 1910.
- Розова Е. А.—Глубинное строение земной коры Кавказа. Тр. Геофиз. института АН СССР, № 94, 1939.
- Рубинштейн М. М.—Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1956.
- Сардарян С. А.—Палеолит в Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1954.
- Соловкин А. И.—О четвертичных образованиях Карабахского плато. «Советская геология», № 9, 1940.
- Соколов А.—Восхождение в августе 1902 г. на вершину Большого Араката и установка там метеорологической будки. ИКОИРГО, т. XVI, вып. V, 1903.
- Соловьева А. П.—Некоторые результаты изучения сейсмичности Турции, Вестник МГУ, № 2, 1965.
- Спасский-Автоносов К.—Восход на Аарат или вакациальная прогулка от Тифлиса до вершин Араката. «Северная пчела», № 8—9, 1935.
- Спиридонов А. И.—Проблемы поверхностей выравнивания в СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 2, 1961.
- Стебницкий Н. Н.—О Понтийском хребте. ЗКОИРГО, VII, 1883.
- Стоянов А. А.—Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в Турецкой Армении. Изв. геол. ком. 37, № 1, 1918.
- Схириладзе Н. И.—Новые данные о литологии годерзской свиты. ДАН СССР, нов. сер., № 4, т. 21, 1950.
- Схириладзе Н. И.—Постпалеогеновый эфузивный вулканализм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1958.
- Татевосян Т. Ш.—К петрографии третичных эфузивных образований северных склонов Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат. и естеств. наук, т. VIII, № 6, 1956.
- Татевосян Т. Ш.—К петрографии андезито-базальтов Ераблурского плато. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат. и естеств. науки, т. IX, № 8, 1956.
- Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А.—Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 5, 1948.
- Тектоническая карта Азербайджанской ССР, масштаб 1:500000, 1956.
- Топкая Мехмет—Гидрогеологическое исследование Центральной Анатолии и предложения о выборе различных типов бурения. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара, вып. II (Анкарский симпозиум Юнеско), ИЛ, М., 1959.
- Трифонов И. Н.—Рекогносцировочные и геологические исследования в северной части Иранского Азербайджана, Л—9, 1947.
- Троянский С. В.—Гидрогеологические очерки Турции. ВИМС, Гидрогеология и инженерная геология, сб. № 3, 1936.
- Турцев А. А.—Гидрогеологический очерк сев.-зап. берега оз. Гокча. Сб. басс. оз. Севан. Изд. АН СССР, 1929.
- Узгадзе М. Д.—Кисатибская ископаемая флора. Ст. тр. ИГН АН Груз. ССР, 1951.
- Федоров В. П.—О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 5, 1954.
- Фюрон Р.—Введение в геологию и гидрогеологию Турции. ИЛ, М., 1959.
- Фюрон Р.—Гидрогеология, метеорология, биогеография, археология и социология. Ги-

- дро-геология и гидрология аридной зоны земного шара, вып. II (Анкарский симпозиум Юнеско), ИЛ, М., 1959.
- Хайн В. Е.**— Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949.
- Хайн В. Е.**— Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. Сб. тр. Геол. института АН Груз. ССР, посвященный А. И. Джанелидзе, Тбилиси, 1959.
- Хайн В. Е.**— Становление рельефа Кавказа, как итог его тектонического развития. Тр. конф. по геоморф. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, 1953.
- Хайн В. Е.**— Новейший тектонический этап развития земной коры и его отношение к более ранним этапам. Проблемы неотектоники (тезисы). Изд. АН СССР, М., 1964.
- Хайн В. Е.**— Тектоническое строение Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1952
- Хайн В. Е., Леонтьев Л. И.**— О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 67, № 4, 1949.
- Хайн В. Е., Милановский Е. Е.**— Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XXXII, № 3—4, 1956.
- Хайн В. Е., Шарданов А. И.**— Геологическая история и строение Куриńskiej впадины. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1952.
- Ходзыко И. И.**— Воспоминание о восхождении на вершину Б. Арапата в 1850 г. ИКОИРГО, т. IV, вып. III, 1876.
- Хрущев А.**— Геологический очерк нефтяного месторождения в районе Уныс-Калинского плато (Турецкая Армения). «Нефтяное и сланцевое хозяйство», № 10, 1923.
- Цагарели А. Л.**— Четвертичная тектоника Грузии. Мат., всесоюз. совещ. по палеогеогр. и геоморф. Кавказа. Тезисы. Тбилиси, 1963.
- Цагарели А. Л.**— Основные черты неотектоники Грузии. Проблемы неотектоники, тезисы. Изд. АН СССР (геоморф. комиссия), М., 1964.
- Чедия О. К.**— Новейшая тектоника и кайнозойская история геологич. развития Таджикистана. Автореферат. Таджикский госуниверситет, Фрунзе, 1965.
- Черноцкий С. Н.**— Геологический очерк Ольтицкого каменноугольного месторождения. Изв. геол. ком. т. XXX, № 7, 1912.
- Шапю Э.**— Заметки о продолжении Тавра в восточную Фригию. Тр. XVII сессии междунар. геол. конгресса, II, 1941.
- Шатский Н. С.**— О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Ширинян К. Г.**— Некоторые закономерности четвертичного вулканизма Армении. Записки Арм. отд. ВМО, вып. I, 1949.
- Шихалибейли Э. Ш.**— Тектоника Севано-Акеринского синклиниория в пределах Азербайджана. Тр. совещ. по тект. альп. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш.**— Основные черты геоморфологии и истории развития центральной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Тезисы докл. Закавк. геол. конф., 21—29 июня 1956 г. Изд. АН Груз. ССР, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш.**— Некоторые особенности истории развития рельефа центральной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. ДАН Аз. ССР, т. XIV, № 4, 1958.
- Шульц С. С.**— Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Записки Всесоюзн. географ. об-ва, нов. сер., т. 3, 1948.
- Щукин И. С.**— Общая морфология суши. т. т. I—II, М., 1938.
- Щукин И. С., Щукина А. В.**— Очерки Армянского нагорья. «Землеведение», т. XXIX, вып. 1—2, 1927.
- Щукин И. С., Щукина А. В.**— Аштаракско-Егвардская степь и вулкан Карны-Ярых. «Землеведение», т. XXXII, вып. 1—2, 1930.
- Эдельштейн Я. С.**— Основы геоморфологии. М., 1938.
- Эрентоз К.**— Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия), журн. «Геотектоника», № 2, 1967.
- Ahm ed Helmi Hilal**—The Yragi-Syrian Foreland Folgs as an inner bow-wave of the Northern Arabian Shield. Bull. Ceol. Sci. No. 4, 1959.

- Arni P.**—Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete MTA № 4, 1939, Ankara.
- Bartz I.**—Die Clierderung des Pliozäns im Nainzer Becken. Geologische Rundschau B—37, 1949.
- Bartsch G.**—Ueber Tüffkegelbildung in der Austraümungslandschaft von Urgüp in Mittel Anatolien Z. Ges. Erdkunde № 1—10, 1936, Berlin.
- Baykal F.**—Les plaines d'Ardahan et de Göle leur géologie et leur formation (NE de l'Anatolie). Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, № 16, 1951.
- Baykal F.**—Lignes géologiques fondamentales de la région d'Oltu-Olur Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, № 16, 1951.
- Bailey E. B.**—The Ankara Melange and the anatolian Thrust „Nature“ London 1950
- Bentor Y.**—Cenozoic volcanism of Israel, Vulcanologia del cenozoico (primer tomo) XX Congreso Geológico International. Mexico, 1957.
- Blumenthal M.**—Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Eclogae Geol. Helv. Bäle, № 39, 1946.
- Blumenthal M.**—Geologie des Taurusketten im Hinterland Seydiséhir und Beysehir. MTA № 2, 1947. Ankara.
- Bobek H.**—Forschungen im Zentralkürdischen Hochgebirge zwischen Van und Urmia-See. Peterm. Mitt 1938, Gotha.
- Bobek H.**—Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdishin Hochgebirge (Osttaurus, Ostanatolien) Zeitschr. für Gletscherkunde № 27, 1940. Berlin.
- Chaput E.**—Contribution à l'étude géologique de la Turquie. C. R. Soc. Céol. Fr., № 14, 1932, Paris.
- Chaput E.**—La transgression du Miocène marin en Asie Mineure. C. R. 66 Congrès Soc. Sav. Section Sci. 1934, Paris.
- Chaput E.**—Les plissements tertiaires de l'Anatolie centrale. C. R. Ac. Sci 201, 1935, Parise.
- Chaput E.**—Voyages d'études géologiques et geomorphologiques en Turquie. Mém Inst. Français d'Archéol. Istanbul, XXXIII, 1936.
- Dumittrashko N. B., Lilienberg D. A., Antonov B. A., Balian S. P., Budagov B. A. Velikovskaya E. M., Kovalev P. V., Tsereteli D. V.**—La glaciation ancienne du Caucase en comparaison avec la glaciation de la plaine Russe. Report of the viith International Congress on Quaternary. Warsaw, 1961. Vol. 111 Geomorphological section, Lodz, 1963.
- Egeran N.**—Tectonique de la Turquie et relation entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie I, 1947, Nancy.
- Egeran N., Lahn E.**—Note sur la Carte seismique de la Turquie au 1/2400000 MTA 1944, Ankara.
- Ering S.**—Eiszeitliche Formen und gegenwärtige Vergletscherung im nordostanatolischen Randgebirge. Geologische Rundschau B—57, 1949.
- Erentöz L.**—Karte répartition du néogène en Turquie. Lexique stratigraphique international Vol. 111, Asie-Turquie, 1960, Paris.
- Erentöz C.**—Géol. du bassin de l'Aras. Bull. géol. Soc. Turkey. 1—2, Ankara, 1954.
- Geological map of Turkey.**—Edited by Cahit Erentöz. Geologists who compiled the original 1:500000 scale geologic maps. Y. E. Altini, F. Baykal, M. Blumenthal, L. Dubertret, C. Erentöz, T. E. Gettinger, E. Göksu, I. Ketin, H. W. Pamir, Z. Ternek, M. Tokay, N. Tolun. Printed by the Turkish Geodetical Survey Ankara, 1964.
- Geological map of Iran**—Compl. by the geological staff of the Iran oil Company, 1:2500000, 1963, National Iranian oil Company.
- Gessner Fritz**—Van Gelü. Der blaue Sodasee im ostanatolischen Hochland, Orion № 13—14, 1956.
- Hellmich W.**—Vulkane undseen in Ostanatolien. Kosmos 56 № 5, 1960.
- Ketin I.**—Kurze berichte aus der Türkei. Geologische Rundschau B—37, 1949.
- Ketin I., Roesli F.**—Makroseismische untersuchungen über das nordwestanatolische Beden vom 18 März 1953. Eclogae geol. helv. 46, № 2, 1953.

- Khetsch G.**—Lebendige Tektonik im Irak. Geologische Rundschau 43 № 1, 1955.
- Kober L.**—Geologische Forschungen in Vorderasien. Das Taurusgebirge. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, 91, 1915.
- Kurtman F.**—Geologie des Gebietes zwisches Sivas und Divrigi sowie Bemerkungen die Gipsserie. MTA № 56, 1951.
- Kurtman F.**—Stratigraphie der Gipsablagerungen im Bereich von Sivas (Zentral-Anatolien). MTA № 56, 1961.
- Lahn E.**—Les structures géologiques de la région d'Erzurum. MTA 2/19, 1940, Ankara.
- Lahn E.**—Relations entre Tectonique et Séismicité in Turquie. Bull. Soc. Ge'ol. Fr. Paris, Ser. B—19, 1947.
- Lahn E.**—La formation gypsum en Anatolie (Asie Mineure). Bull. Soc. Ge'ol. Fr. Paris, Ser. V—20, 1950.
- Lahn E.**—Contribution à l'étude tectonique de l'Anatolie centrale (Asie Mineure centrale). Bull. Soc. Ge'ol. Fr. Paris, Ser 5—19, 1949.
- Lahn F.** Géologie et activité seismique en Turquie (nouvelle carte seismologique). Rep. XVIII Ge'ol. Intern. Congress Part XIII, London, 1952.
- Lahn E.**—Contribution a' l'étude géologique et géomorphologique des Lacs de la Turquie. MTA, № 12, 1948.
- Leuchs K.**—Die Grosstruktur Anatoliens. Z. D. Geol. Ges. 94, 1942.
- Louis H.**—Die Spuren eiszeitlichen Vergletscherung in Anatolien. Geol. Rundschau 34.
- Loftus W. K.**—On the geology of portions of the turco-persian frontier and of the adjoining districts. Q. Journ. Geol. Soc. London, 1855.
- Maxson J. H.**—Tectonics of the Eastern Anti-Taurus Range of Anatolia, C. R., 17. Intern. Congr. Geol. Moscow, 1937.
- Maxson J. H.**—Nemrut Gölü Turkey's Crater Lake. MTA № 5, 1936.
- Mersier J.**—Observations géologiques dans la région de Malazgirt-Bulanik NW du Lac de Van, Anatolie orientale. Bull. Geolog. Soc. Turkey, Ankara, 2, 1949.
- Moravski Hans**—Zur Frage Durchgepauser Tektonik. Geol. Rundschau № 48, 1959.
- Nebert K.**—Der Geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit und Kizilirmak (NE Anatolien). MTA № 57, 1961.
- Nebert K.**—Das Anatolische Orogen vom Standpunkt der Undations theorié. MTA № 56, 1961.
- Nebert K.**—Ein Betrag zum jüngsten geologisch-tektonischen Werdegang Inner-Anatoliens etc. MTA 57, 1961.
- Ozansoy F.**—Stratigraphie cénozoïque continentale de la region de l'Ege MTA № 55, 1960.
- Oswald F.**—Geology of Armenia. London, 1958.
- Oswald F.**—Armenien, Handbuch regionalen Geologie Heidelberg 5, 1912.
- Pamir H. N., Ketic I.**—Das Erdbeben in der Türkei vom 27/28 dezember 1939. Geol Rundschau 31, 1940.
- Pamir H., Haput J. E.**—Lexique stratigraphique international Asie (Turquie), v. III, Congress Geologique international, Paris, 1960.
- Pamir H.**—Mount Tendürük. Rev. Fac. Sci. Univ. d'Istanbul, Serie B, 1951.
- Philippson A.**—Kleinasiens. Hanbuch reg. Geologie. Heidelberg, 1918.
- Pinar H., Lahn E.**—Nouvelles considerations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie Asie Mineure). Bull. Soc. Geol. Fr. Paris, 1955, 5, № 1—3.
- Rieben H.**—Gontribution a la geologie de l'Azerbeidjan Persian. Bull. Soc. Neuchateloise Sci. des Sciences Naturalles t. 59, 1934.
- Russel Richard I.**—Alluvial morphologi of Anatolian rivers. Ann. Assoc. Amer. Geographers 44, № 4, 1954.
- Ryan G. W.**—A Guide to the knowh minerals of Turkey. Ankara-Turkey, 1957.
- Salomon-Calvi W.**—Die Forsetzung der Tonalelfine -in Kleinasiens. Anz. Ak. Wiss. Wien, № 14, 1937.
- Schroeder J.**—Essai sur la structure de l'Iran. Eclogae Geol. Helv. Ba'le 37, 1944.
- Schulze-Westrum G.**—Das geologische Profil des Aksudere bei Gerisum—Ein Bott-

- rag zur Geologie und Lagerstättenkun—der Ostpontischen Erz und Mineralprovinz NE Anatolien. MTA № 57, 1961.
- Stchepinsky V.—Gites sédimentaires de la région d'Erzincan. MTA, Ankara, 2/19 1940.
- Stchepinsky V.—Faune miocène du vilayet de Sivas. MTA Ankara № 1, 1939.
- Stchepinsky V.—Note sur la stratigraphie générale de la Turquie. Bull. Soc. Géol Fr. Paris, Ser 5, 16, 1946.
- Stratil-Sauer G.—Der östliche Pontus. Geogr. Zeitschrift, 1927.
- Stratil Sauer G.—From Baiburt to Lazistan Geogr. Journal 1935.
- Stahl A. F.—Die orographischen und geologischen Verhältnisse des Karadag in Persien. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 1924.
- Stöcklin J. M., Nabavi and M. Samini—Geology and Mineral Resources of the Solestanieh Mountains (Northwest Iran) Geol. Survey of Iran Rep № 2, 1965. Teheran.
- Speitzer H.—Geomorphological Regions on the eastern Alpes and the Taurus goth, intern. Geograph. Congres 1964, London.
- Suess E.—Das Antlitz der Erde. Bd, 3 Wien, 1901 (Taurides und Dinarides).
- Tacman Govat E.—Turkeys oil prospects inviting. Petrol Engr. 26 № 9, 1954.
- Tectonik map of Turkey—Mainly based on the Geological Map of Turkey at a scale of 1:500000 published by the MTA 1961—1964, Compiled by Hazirlevan Ihsan, Ketiin 1965, Ankara.
- Tectonik map of Iran—Based on the Geological Map of Iran 1:2500000. Compiled by I. Stöcklin and A. Ruttner. Geological survey of Iran, 1965, Tehran.
- Tolun N.—Contribution à l'étude géologique des environs du Set sw du Lac de Van MTA № 40—45, Ankara.
- Tromer S. W.—A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic Belt. Journ. Geol. Chicago, 55, 1947.
- Werner Adolf—Die Schwäbische Ararat—Kundfahrst. Erdkunde Schule № 1, 1959.
- Westerveld I.—Phases of Neogene and Quaternary Volcanism in Asia-Minor Congresso geologico international. Primer tomo Mexico, 1957.
- Wirts D.—Beobachtungen zur jungern geologischen Entwicklung Anatoliens (Beispiele aus der Agies und Zentralanatolien). Geol. Jahrbouh. 76, Hannover, 1959.
- Ialcinlar I.—Des lignes structurales de la Turquie, C. Rend 19, Congres yntern, 1952 XIV, Alger, 1954.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абага, депрессия — 70, 300.
Абаран-Арзаканский массив — 82.
Абрауинская свита — 226.
Абул-Самсарский массив — 150.
Абул-Самсарская система — 155, 158.
Аджаро-Имеретинская система — 99.
Аджаро-Триалетская зона — 41, 42, 91.
Аджаро-Триалетская система — 40, 336
Айоцдзорский блок — 219.
Айридаш-Барбот, массив — 175.
Ак-гель, бессточный бассейн — 325, 326.
Ак-даг-Казбел-дагский антиклиниорий — 296.
Ак-дагская свита — 296
Акеринская депрессия — 45.
Акеринская свита — 277, 278, 283, 285.
Акстев-Тертерская тектоническая область,
сегмент — 43, 335, 349.
Акункий лавовый язык — 243, 254
Акшехир, депрессия — 74.
Аладаг (Цахканц), вулканический мас-
сив — 191, 193—195, 199, 288, 303,
306, 316, 327, 329, 338.
Аладагский комплекс — 296, 330.
Аладжа, вулканический массив — 18, 193,
199.
Алахюэкбер, массив — 224.
Алахюэкбер-Бозкала-Мармарисская
горстовых поднятий — 204.
Алахюэкберское поднятие — 343.
Алашкертская депрессия — 327.
Альпийская складчатая зона — 60.
Альпо-Гималайская система — 13.
Амулсарская свита — 234.
Анатолийская геосинклиналь — 59.
Анатолийский блок — 68.
Анатолийский глубинный разлом — 321.
Анатолийский пенеплен — 94, 102.
Анатолийский массив — 32, 44, 53—55, 57—
60, 63, 66, 67, 71, 73, 76, 82, 83, 85,
86, 88, 102, 103, 125, 137, 138, 141,
307, 310, 336, 339, 341, 346, 347, 350,
354.
Ангехакотская чаша — 277.
Антикавказская брахискладчатость — 337.
Антитавр, горная система — 14, 19, 30, 34,
72, 76, 79, 83, 87, 90, 91, 100, 115,
, 118, 121—123, 125, 333, 334, 338, 339,
347, 351, 354.
Антитаврский горный узел — 29, 332.
Аравийская платформа — 68.
Аравийский блок — 77.
Аравийский щит — 58.
Аракат-Аридагский массив — 314.
Аракат-Кылдашский моноклинальный ус-
туп — 208.
Арагатская депрессия — 23, 215, 335.
Арагатский палеозойский антиклиниорий —
308.
Арагатский синклиниорий — 231.
Аргичинское антиклинальное поднятие —
231, 259.
Ардзишская депрессия — 300.
Аревик-Агаракская свита — 285.
Арегунийский сброс — 263.
Арзаканский комплекс — 82.
Армяно-Палеоараратский горный массив —
216.
Армяно-Таврский антиклиниорий — 68.
Армяно-Таврский глубинный разлом — 347.
Армяно-Таврский мегаантеклиниорий — 114.
Армянская складчатая зона — 41, 43, 46,
47, 84, 91, 338, 349.
Армянская структурно-фациальная зона —
335, 336.
Армянский комплекс — 45, 46.
Армянский мегаантеклиниорий — 37, 112, 325.
Армянский (Среднеараксинский) срединный
массив — 29, 34, 35, 38, 53, 62, 75,
81, 84, 85, 88, 90, 144, 204, 220, 222,
331, 333, 336—338, 340, 342, 343, 348,
353.
Арсиано-Годерская толща — 191.
Арсиано-Шавшетский покров — 105.
Арсианская система — 99.
Арсианский массив — 42.
Артшаш-Октемберянская депрессия (впа-
дина) — 206, 207, 211.
Артвино-Джавахетский сектор — 354, 355.
Артвино-Храмская зона — 336, 343.
Артвино-Чорохская зона — 42, 51.
Астаринская глыба — 53.
Афьон-Карахисарская депрессия — 73, 123.

- Ахар-бахарская антиклиналь — 260.
 Ахтинское поднятие — 31, 232, 233, 263.
 Ахтинско-Разданское поднятие — 232 233.
 Ашкалинская депрессия (впадина) — 119
 121.
 Аштаракский поток — 217, 230.
 Аштаракский сегмент — 213.

 Багацар-Байбуганская толща (свита) — 49
 Базенский массив — 282.
 Базумско-Севанская зона — 61, 333.
 Базумско-Ширакская складчатая система —
 193, 343.
 Байбурт-Артвинская зона — 51.
 Балканский мегаантиклиниорий — 65.
 Барананд-дагская антиклиналь — 88.
 Баргушатский антиклиниорий — 283.
 Басенская депрессия — 84.
 Басенская свита — 190, 191
 Басенский массив — 151.
 Бахчаларская складка — 201.
 Баязетская депрессия — 327.
 Бингёльская (Чапакчурская) депрессия —
 317.
 Бингёльская толща — 145.
 Бингёльский массив — 151, 294, 303, 338.
 Бингёль-Хомурдагский разлом — 130.
 Битлисский проход — 15, 110, 311.
 Бозкалинский массив — 224.
 Бозкалинское поднятие, выступ — 203
 Бозостонский массив — 106.

 Варденисская толща (свита) — 145, 234.
 Варденисский синклиниорий — 244.
 Варсерский каньон — 264, 265.
 Варсерское (Чирчирское) поднятие — 264.

 Варто, депрессия — 294, 300
 Вандамская глыба — 84.
 Верхнеразданская депрессия — 262, 267.
 Вершинная зона Арагаца — 227.
 Восточно-Ванская депрессия — 130.
 Восточно-Понтийский мегаантиклиниорий —
 103.
 Восточно-Средиземноморская депрессия —
 29.
 Восточно-Средиземноморская (Писидий-
 ская) плита — 83
 Восточно-Эгейский массив — 58
 Вочхабердская свита (толща) — 145, 151,
 201, 211, 212, 214, 224, 230, 236—238,
 240, 241, 245, 247, 250, 251, 260, 262,
 266, 276, 290, 296, 310, 338
 Вочхабердский пенеплен — 23, 241, 260.
 Вочхаберд-Спитаксар-Ераносская глыба —
 242.
 Вулканическая группа Кизилов — 211.

 Галатский массив — 29, 30, 58, 64, 66, 78,
 122, 123.
 Гасан-Калинская глыба — 191.
 Гасан-Калинская депрессия — 189, 216.
 Гегаркуни-Саруханская депрессия — 264.
 Гезиантеб-Сивасский разлом — 87.
 Гектапинское поднятие — 166, 167, 174, 343
 Гериюси-Горисская свита — 310.
 Главный Малокавказский надвиг — 46.
 Годерская свита (толща) — 145, 150—154,
 159, 161, 163, 165—167, 169, 170, 172—
 174, 184, 188, 214, 224, 290, 338.
 Годерско-Ургюпская свита — 155
 Гомайр-Базенский массив — 282.
 Горисская свита (толща) — 278, 280—283,
 285, 286.
 Грузинская глыба — 39, 41, 332, 334, 336.
 Гукасянский массив — 165—167, 193.
 Гурнийский прогиб — 40.
 Гюнгермаз (Гюн-Гермез), разлом, сбросовое
 нарушение — 197, 207.

 Дагнинско-Карахачский уступ — 222.
 Дали-дагский экструзивный купол — 146,
 153, 174.
 Даралагязский синклиниорий — 220.
 Дашкендский поток — 253, 254.
 Двин-Енгиджинский разлом — 208
 Дебедский лавовый покров — 249.
 Дерсимская глыба — 75, 116, 118, 121, 122,
 124, 125, 347.
 Дерсимский пенеплен — 118.
 Дерсимский фундамент — 119.
 Джавахетский массив — 42.
 Джаннатабская терраса — 218.
 Джилодагский массив — 113.
 Джульфинский выступ — 219, 220
 Дзириульский горст — 29, 40, 69, 82, 332,
 334.
 Дзорагет-Марцкий синклиниорий — 176.
 Дзынагетская антиклиналь — 263.
 Диарбекирская мульда — 69.
 Диарбекирский прогиб — 88.
 Дигор-Магасбердская депрессия — 201, 203,
 216, 345.
 Диядинская депрессия — 327.
 Дохкоз-Пунарский массив — 150

 Егвард-Котайкская депрессия — 236.
 Егвардский блок — 216, 217.
 Егвардское поднятие — 213.
 Енгиджа-Тазагюхская зона относительного
 гравитационного максимума — 217.
 Енгиджинский горст (поднятие) — 206, 208
 Ераблурский лавовый покров — 283, 285,
 286.
 Ератумберский комплекс — 275.

- Ереванская флексура — 213.
 Ерзинджанская глыба — 120.
 Ерзинджанская депрессия — 16, 75, 100,
 116, 117, 119—121, 124—126, 129, 186.
 Закавказский срединный массив — 39.
 Западно-Понтийская пенепленизированная
 страна — 103.
 Зар-Гярэзский лавовый язык — 243.
 Измит-Эрзерумский глубинный разлом — см.
 Северо-Анатолийский глубинный раз-
 лом.
 Илгизский антиклиниорий — 66.
 Ирако-Сирийская складчатая зона — 55, 69.
 Ираниды — 55—59
 Ишханасарская толща — 282, 283.
 Ишханасар-Цхукский (Кызыл-богазский)
 массив — 281.
 Кабах-дагский конус — 136.
 Кавтисхевский прогиб — 40.
 Кагыzmanская мульда — 195, 196.
 Кагыzmanская гипсонасно-соленосная тол-
 ща — 196.
 Кадырлинский блок — 37, 49
 Капедокийская (ургюпская) свита — 310.
 Карабахский блок — 47, 49, 338.
 Карасунакинский подлавовый водоток — 243.
 Кара-чай (Шейтан-кала), каньон — 166.
 Карагач-дагский массив — 98.
 Карская тектоническая впадина — 195, 203.
 Карско-Дигорская депрессия — 216.
 Карско-Ширакский синклиниорий — 193, 353.
 Карчахбюрский лавовый язык — 254.
 Кафанский блок — 46, 47, 49, 52, 334—336,
 338, 349.
 Кафандский комплекс — 44, 45, 49.
 Кафандский сегмент — 45, 46, 53.
 Качкарский массив (плутон) — 23, 61, 94,
 95, 103—105, 332, 352.
 Кельбаджарская свита — 286.
 Кызыл-Зиаратский лавовый поток — 242, 247.
 Киликийская депрессия — 71, 75, 84.
 Киликийский грабен — 75, 122.
 Киликийский глубинный разлом — 347.
 Кипрское поднятие — 71.
 Кирза-Арабкирское (Северо-Ереванское)
 поднятие — 213.
 Киршехир (Галатский) массив — 29, 66,
 349.
 Кисатибская свита — 280, 281.
 Конья-Нигде, впадина — 74, 75, 140, 220.
 Коюн-дагский массив — 153, 169, 174.
 Ксырдаг-Гукасянско-Базумская зона крае-
 вых поднятий — 204.
 Кура-Араксинская депрессия — 29, 82, 332.
 Курдистано-Загорская система — 112, 349.
 Кульпинская свита — 198.
 Кульпинская сбросовая мульда — 196, 197,
 207.
 Кульпинская гипсонасно-соленосная тол-
 ща — 196.
 Куринская депрессия (впадина) — 43, 182.
 Кюрдамирская глыба — 334.
 Кюрдамирский массив — 53, 334.
 Кюрдамирское (Вандамское) поднятие
 (блок) — 39, 83, 332, 336.
 Лалвар-Леджанский массив — 175, 178.
 Лалварский пенеплен — 178.
 Леджанский антиклиниорий — 177.
 Лейнетальский грабен — 202.
 Ленинаканская толща — 201.
 Лицийско-Карийский массив (Мендерес) —
 32.
 Лицийский срединный массив — 29, 73, 331.
 Ликаонийско-Галатский массив — 66.
 Локский массив — 42.
 Маганджукская свита — 280.
 Магасбердская впадина — 207.
 Малевская интрузия — 51.
 Малокавказская геосинклиналь — 335.
 Малокавказская структура — 343.
 Малокавказский геотектонический ком-
 плекс — 351.
 Малокавказский геотектонический регион —
 356.
 Малокавказский мегаантиклиниорий — 91.
 Малокавказский ороген — 84, 336, 337.
 Малокавказское обрамление — 350.
 Малосеванский грабен (депрессия) — 262,
 264, 267, 275.
 Малязгиртская депрессия — 296.
 Мамахатунская депрессия (впадина) — 119,
 121, 126, 129, 185, 186.
 Маназкертская депрессия — 300.
 Мараликская антиклинальная складка —
 201.
 Мараликское поднятие — 224.
 Мараш-Газиантеб-Сивас, зона глубинного
 разлома — 121.
 Маркаринский максимум — 218.
 Мармарисская депрессия — 262.
 Марц-Дзорагетская синклинальная муль-
 да — 175—177.
 Маастара, селав — 223.
 Мегринско-Капутджинский pluton — 219.
 Мегринский pluton — 15, 49, 50, 61, 332.
 Мерджанский выступ — 128.
 Месарийский грабен — 71.
 Месопотамская депрессия — 82.
 Мец-Артени, экструзивный конус — 230.
 Мизийская (Нижнедунайская) плита — 65

- Мисхано-Зангезурская (Армянская) зона — 333, 337, 344, 350, 353, 354.
 44.
 Монзур-Мерджанский массив — 115, 119, 123, 348.
 Мровдагский блок — 47, 335, 336, 338, 349.
 Мурад-тапинский лавовый комплекс — 255, 256.
 Муш-Ванская депрессия — 307, 314, 355.
 Мушская депрессия (впадина) — 107, 309, 311, 313.
 Муш-Ванская грабен — 303, 307.
 Надеждинское поднятие — 263, 274.
 Нариман-даг, массив — 202.
 Нахичеванская депрессия — 280.
 Нахичеванская мульда — 220, 222.
 Нахичеванская пестроцветная свита — 220.
 Нижнекуринская депрессия (впадина) — 39, 332.
 Нижнерейнский грабен — 202.
 Норадус-Арданишское поднятие (сбросовая перемычка) — 274, 276.
 Оваджикская мульда — 117.
 Октемберян-Арташатская депрессия (впадина, грабен) — 210, 216.
 Октемберянская депрессия — 216, 220.
 Октемберянская толща — 220.
 Ольтинская мульда — 192.
 Ордумбадская складчатая зона — 222.
 Ордумбадский синклиниорий — 219.
 Палантекян-Бингёльская система — 187.
 Палантекянский антиклиниорий — 126, 128, 131.
 Палантекянский веер — 130.
 Палантекянский комплекс — 189
 Палеоараратский массив — 216.
 Памбак-Цахкуняцкий антиклиниорий — 229.
 Памбак-Цахкуняцкий комплекс — 228.
 Памиро-Алайская система — 80.
 Патносская депрессия — 300.
 Пафлагонский рубец (разлом) — 67.
 Персати (Пирсагат), массив — 182.
 Писидийская плита — 334.
 Писидийский массив — 66, 73—75.
 Писидийский блок — 29.
 Писидийский форлянд — 73.
 Понтийская зона — 48, 59, 62.
 Понтийская система — 14, 33, 61, 64, 66, 67, 78, 93, 95, 99, 102, 103, 115, 342.
 Понтийские структуры — 65, 343.
 Понтийский блок — 68.
 Понтийский мегаантиклиниорий — 91.
 Понтийское простиранение складок — 144.
 Понтийско-Малокавказская геосинклинальная область (геоструктурный комплекс) — 29, 62, 137, 144, 182, 332,
 Предтаврская зона — 70.
 Приереванский синклиниорий — 219.
 Присеванская зона — 49.
 Присеванский пояс — 52.
 Причерноморская (Колхидская) депрессия — 90.
 Раздан-Ахтинское поднятие — 239.
 Садаракский моноклинальный блок — 325.
 Самсарский массив — 174.
 Сарикаинская свита — 233, 234, 240, 262—266, 273.
 Сарухан-Гегаркунийская депрессия — 233, 238.
 Саруханская депрессия (впадина) — 233, 264.
 Севано-Акеринская зона — 46.
 Севано-Акеринский синклиниорий — 43, 260, 281.
 Севано-Мровдагский сектор — 48, 84.
 Севанская депрессия — 264.
 Севанский синклиниорий — 231.
 Севанский оротектонический комплекс — 44.
 Севелан, массив — 54, 311.
 Северо-Анатолийская зона — 59, 61, 333.
 Северо-Анатолийский глубинный разлом — 61, 67, 72, 77, 100, 120, 125, 173, 187, 347.
 Северо-Анатолийский (Измит-Эрзерумский) сброс — 58, 121, 126, 127, 134, 186.
 Северо-Анатолийский сдвиг — 100.
 Северо-Аравийская плита — 83.
 Северо-Иранская депрессия — 350.
 Селим-Дигор-Октемберянская депрессия — 204.
 Сивасская депрессия — 122.
 Сипанский эфузивный комплекс — 302.
 Сирийская платформа — 69, 70.
 Сирийский блок — 69.
 Сирийский грабен — 70, 71.
 Сирийский разлом — 72.
 Сирийский форлянд — 69.
 Сирийско-Аравийская платформа (плита, блок, форлянд) — 29, 55, 60, 68, 69, 332, 334.
 Сирийско-Африканский разлом — 70.
 Сирийско-Израильский грабен — 70, 202.
 Сисианская диатомитовая толща — 280.
 Скифская плита — 64.
 Советашенская терраса — 297.
 Советашенский галечный комплекс — 207.
 Соганлугская глыба — 191, 193.
 Соганлугская толща — 191, 192, 203.
 Сомхето-Гянджинская (Сомхето-Азербайджанская) зона — 42.

- Сомхето-Карабахская (Сомхето-Кафанская)**
 зона — 41—46, 48, 49, 53, 84, 91, 334,
 336, 342.
Средиземноморская депрессия — 71.
Средиземноморский пояс — 54.
Среднеараксинская зона (свод) — 38, 81.
Среднеараксинский массив — см. Армянский срединный массив
Старая Планина, массив — 67.
Сурб-хач-Ягуджинский блок — 204.
Сусуз-Шахналар-Ленинаканский уступ-депрессия — 204.

Тавро-Курдистанская депрессия — 29, 332.
Таврская антиклиналь — 72.
Таврская формация — 75.
Таврский антиклиниорий — 108.
Таврский комплекс — 48, 70, 111, 119, 121,
 128—131, 133, 135, 304, 353.
Таврский ороген — 72, 73, 122.
Таврский пенеплен — 108, 111.
Таврский проход — 313.
Тазагюх-Енгиджинский блок — 206.
Тазагюх-Енгиджинское тектоническое поднятие — 215.
Талышская система — 39, 53
Ташбашское антиклинальное поднятие — 174.
Терджанская глыба (выступ) — 122, 126.
Тетрис-Цхаро-Арахло, останцевый массив — 158.
Техенис (Алибек), массив — 182
Тмогвинская антиклиналь — 174.
Токатский массив — 33, 64, 66, 90, 349.
Триалетская складчатая система — 158, 343.
Триалетский антиклиниорий — 157.
Триалетский надвиг — 174.
Триалетский пенеплен — 156.
Тутахская депрессия — 300.
Тянь-Шанская горная система — 80.

Улгарский массив — 150.
Ургюпская толща — 145, 338.
Уруд-Шамбская диатомитовая толща — 282.
Урцская куэста — 24, 207, 221, 348.
Урцкий блок — 15, 37, 49, 61, 208, 219.
Урцско-Айоцдзорская зона — 333.
Урцско-Айоцдзорская куэста — 221.
Урцско-Даралагязское крыло — 221.

Фракийский массив — 59, 63.
Франганоц-Грампа — зона относительного гравитационного максимума — 217.

Хадымский покров — 45, 79.
Халаджский лавовый покров — 281.
Хербеклинская складка — 201.

Хертвисская антиклиналь (поднятие) — 174.
Хнысская депрессия — 289, 295, 300.
Хнысская угленосная толща — 295, 296.
Храмский гранитоидный массив — 42, 156—158, 170.
Храмский горст — 82.
Хуступ-Гиратахский взброс — 49.
Хуступ-Гиратахский поддвиг — 52.
Хуступ-Гиратахский разлом — 51.

Цахкуник-Памбакский комплекс — 232.
Цахкуняцкий комплекс — 227.
Цахкуняцкий ороген — 82.
Центрально-Анатолийский пенеплен — 121, 347, 348.
Центрально-Нахичеванская зона — 221.
Чхукский массив — 18, 276, 277, 282.

Чапакчур-Ванский разлом — 111.
Чапакчурская депрессия (впадина) — 107, 309, 317.
Черноморская глыба — 334.
Черноморская депрессия (впадина) — 29, 64—66, 82, 332.
Черноморская плита — 83.
Черноморский блок — 77.
Черноморский реликт — 65.
Чифтилкская депрессия — 100.
Члдыр-Гектапинская брахискладчатая зона — 173
Члдырское поднятие — 166, 343.
Чорохско-Малокавказский антиклиниорий (зона) — 42, 100, 105, 192, 334, 336, 342, 343, 349, 354.

Шагапская синклиналь — 37.
Шариан-даг, массив — 327.
Шатахский массив — 19.
Шерифедин-даг, массив — 18, 288, 317.
Ширакская депрессия — 204.
Шишкертская толща (свита) — 49—51.
Шорахбиорская антиклиналь — 234.
Шоржинский комплекс — 254.

Эгейский (Лидийский) срединный массив — 29, 30, 331.
Эгейский плиоценовый залив — 76.
Эларская антиклиналь — 213.
Элязыгская (Харбертская) впадина — 72, 309.
Эрзерумская депрессия (впадина) — 119, 121, 126.
Эшексырт-Сивридагская система (Антитонт) — 332.
Эшексырт-Чорохская зона — 59, 91.
Южно-Анатолийский комплекс — 58.
Ягуджинский вулканический массив — 18, 193, 195, 199, 341.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абагинская котловина** — 19, 109, 299, 307, 321, 322, 354, 355
Абагинская равнина — 299, 300, 306, 314. **Акори**, селение — 324
Абагинское плато — 289. **Акоринский ледник** — 326
Абдурахман, река — 132. **Акунк**, село — 242
Агибюль, село — 162. **Ак-чай**, река — 113, 136
Абул, село — 153. **Акшехир**, котловина — 74
Абул-Самсарское нагорье — 146, 153, 154, 167, 168, 170, 174. **Алаверди**, город — 324
Аваи, село — 229. **Алаверди**, река — 178
Агавнадзор, село — 219. **Алагелляр**, вулкан — 278
Агамзалу, село — 206, 224. **Аладаг**, хребет — 75, 143, 147, 312
Агарак, село — 211. **Аладагское (Цахканц) нагорье** — 146, 261, 298, 299
Агин, село — 201, 204. **Аладагское плато** — 195, 298
Аgravакар, гора (хребет) — 227. **Алахюэкбер**, хребет (вершина) — 17, 61, 76, 115, 146, 159, 161, 163, 191, 192, 202, 333
Агри-даг, хребет — 75, 191, 197, 333. **Алахюэкберское нагорье** — 20, 193
Агри-дагский перевал — 318. **Алашкерт**, котловина — 19, 134, 145, 298, 317
Агстев, река — 20. **Алашкерт (Каракесе)**, равнина — 19, 289, 327
Агуди, село — 277, 280. **Алгети**, река — 182
Адельдживаз, город — 302, 307, 308, 315. **Аладар**, село — 51
Аджарис-цихали, река — 99, 150. **Алинджа-чай**, река — 20, 113, 190, 194, 201, 222
Аджарский хребет — 343. **Алучалу**, река — 251, 253, 254
Аджа-чай, река — 90. **Алучалу**, село — 260
Аждаак, вулкан (вершина) — 236, 337. **Альпийские горы** — 83
Азат, река — 20, 44, 53, 146, 212, 217, 219, 222, 235, 237, 239, 242. **Аманус**, гора — 58, 71
Азизбеков, районный центр — 220. **Амасия**, город — 342
Азиабюрт, село — 52, 206. **Амасийское плато** — 181
Азовское море — 64. **Амбар-су**, река — 107
Айгер-ёль (Айгерлиг), озеро — 164, 345. **Амберд**, река — 147, 223, 224, 227, 229
Айлахское плато — 278, 287, 345. **Анатолиды** — 55—58
Айоцдзор, котловина — 111, 112, 314. **Анатолийское нагорье** — 13, 23, 29—31, 62, 68, 85, 124, 331, 334
Айоцдзорский хребет (перевал) — 15, 61. **Анатолийское плоскогорье** — 103—105
 182, 204, 218, 220, 222, 240, 342, 348, 351. **Ангехакот**, село — 277
Айцпукунк — см. **Палантекян**. **Ани**, город — 35, 200, 201, 337, 354, 355
Ак-булах, гора — 318. **Ани-пемза**, поселок — 200
Ак-гёль, озеро — 21, 110. **Анкара**, город — 122
Акгёльская равнина — 314. **Антакья (Антиохия)**, город — 70, 71, 85, 354
Ак-даг, хребет — 17, 78, 288, 294—296. **Антильские острова** — 80
Акера, река — 20, 276, 277, 280, 281, 283. **Антионт**, горы — 76, 79, 87, 347
Акер-гель-су, река — 296
Акеринская равнина — 277
Акеринское плато — 145
Акори, река (долина, ущелье св. Якова) —

- Апарамская равнина** (котловина) — 229
Арабкир, город — 118
Араб-чаир (*Хараба-чаир*), река — 132
Арагац, гора — 18, 21, 35, 44, 81, 143, 146, 147, 165, 181, 182, 185, 193, 198, 201, 208, 209, 215—217, 223—230, 234, 239, 256, 261, 296, 299, 320, 323, 329, 335, 337, 338, 345, 346, 352
Арагац, село — 225
Арагацоти, село — 229
Арагва, село — 153, 174
Араздаян-Садаракская равнина — 208.
Араздаянская равнина — 218
Арайлер, вулкан — 210, 230
Аракс, река — 16, 18—20, 34—36, 40, 41, 51, 52, 56, 61, 76, 85, 87, 115, 119, 128, 129, 133—135, 145, 159, 163, 186, 188—191, 193—196, 198, 199, 201, 204, 207, 217—219, 221, 222, 292, 293, 314, 319, 325, 333
Арамазд, гора — 283, 286, 352
Арамазд-Баргушатский хребет — 182.
Арамус, село — 211
Аарат, гора — 16, 19, 21, 26, 56, 85, 125, 133, 136, 143, 147, 206, 221, 288, 299, 301—303, 306, 312, 318—325, 327, 341
Ааратская котловина — 18, 20, 37, 61, 75, 84, 85, 143, 190, 194, 195, 204—210, 212, 215, 217—219, 230, 231, 240, 241, 279, 295, 311, 317, 318, 320, 324—327, 329, 333, 345, 352, 353
Ааратская равнина — 19, 207, 208, 210, 211, 215—218, 273
Арахло, плато — 157
Арапцани, река — 313
Аргел, село — 240
Аргелский овраг — 237
Аргичи, река — 235, 240, 244, 251, 252, 254, 268, 274
Аргичинская котловина — 257
Аргичинское плато — 257
Ардаганская котловина — 17, 20, 145, 150, 160—164, 203, 355,
Ардази, город — 94
Арданиш, мыс — 48, 263
Ардануч, город — 99
Ардануч, река — 99, 159
Ардебиль, котловина — 311
Арджиш (*Эрджишиш*), город — 301, 307, 312, 315
Арджиш, река — 300, 313
Арджишкала, остров — 315
Арджишская бухта — 130
Ардуми, село урартской эпохи — 312
Аревик-Агаракская свита — 285
Арегунийский берег — 263
Арегунийский склон — 264
Арегунийский хребет — 15, 40, 263
Артеуса, озеро — 313—315
Арзаканский комплекс — 82
Аркашан, река — 223.
Аракашан, хребет — 227
Армаган, вулкан — 21, 35, 81, 253, 254, 257, 269
Армянский комплекс — 45, 46
Армянский (Восточный, Внешний) Тавр — 14, 15, 18, 19, 21, 26, 30, 45, 54, 56, 59, 61, 68—72, 75, 79, 84, 90—92, 106—114, 122, 288, 303, 307, 311, 314—316, 332, 333, 339, 347, 349, 354, 355
Армянский хребет (Агри-даг) — 16, 19—21, 52, 61, 76, 115, 125, 131, 133—135, 197, 206, 207, 226, 310, 318, 319, 327, 329, 354, 355
Армянское вулканическое нагорье — 8—20, 23, 24, 29—31, 40, 43, 44, 54, 56, 58, 60—62, 68—70, 75—89, 91—93, 100, 103, 111, 114, 115, 118, 121—126, 130—133, 137, 141, 143—145, 147, 153, 154, 164, 176, 178, 184, 214, 224, 225, 227, 233, 239, 248, 250, 261, 286—288, 299, 301, 302, 306—311, 316, 318, 323, 324, 331—334, 339—340, 344, 346—351, 353, 354
Арпа, река — 20, 35, 44, 199, 219, 222, 244, 250, 255—257, 337, 345
Арпи, озеро — 21
Арсания, река — см. Арапцани
Арсиано-Ахалкалакское нагорье — 17, 42, 150, 336, 343
Арсиано-Джавахетское нагорье — 42
Арсианское нагорье (хребет) — 17, 34, 99, 105, 145, 146, 150—152, 154, 159, 161, 182, 188, 191, 244, 261, 299, 339, 341
Арсианское плоскогорье — 214
Арташат, город — 207
Артвин, город — 20, 99
Артени, гора — 146, 207
Артос, гора — 112
Архаджеби, гряда — 174
Архашен, вершина — 240
Арцвакар, селение — 231, 265
Арчак (*Эрчек*), озеро — 110, 111, 314
Астхадзор, плато — 257
Астхадзор, река — 252
Астхадзор-Золакар, плато — 252
Аган, селение — 176
Атис, вулкан — 146, 237, 241, 242
Аундыр, река — 161
Ахалкалаки, город — 154, 355
Ахалкалаки (Параавани), река — 20, 153

- Ахалкалакское нагорье — 35, 202
 Ахалкалакское плато — 150, 151, 153—155,
 158, 167, 171, 178, 343
 Ахалцихская котловина — 20, 60, 151, 152
 Ахар-бахар, вулкан — 81, 244, 253
 Ахлат, город — 300—302, 304, 307—309, 313,
 315
 Ахмешти, река — 287
 Ахнидзор, село — 176
 Ахта-даг, хребет — 109, 112, 113
 Ахум, река — 20
 Ахурян, река — 20, 21, 35, 181, 193, 194, 198,
 199, 200, 204, 207
 Ацаарат, река — 238
 Ашкала, город — 102, 127, 128, 159, 194,
 211
 Ашкалинская равнина — 19
 Ашкалинское плато — 127, 129
 Аштаракское плато — 230

 Базар-даг, хребет — 96
 Базумский хребет — 15, 40, 159, 175
 Байбурт, город — 77, 101, 102
 Байбуртская долина — 101
 Байдуру-чай, река — 164, 203, 204
 Балак, село — 277
 Балекчар, долина — 98
 Балык, река — 20
 Балыкгельская равнина — 314
 Бамур-даг, вулкан — 164
 Бансан, река — 19, 296, 300
 Барбот, хребет (плато) — 176
 Барананд-дагская гряда — 88
 Баргушатский хребет — 15, 276, 283, 286,
 342, 348, 351, 352
 Бархал, хребет — 96
 Барцраван, село — 285
 Басенская котловина — 131, 186, 187, 317,
 353
 Басенское плато — 18, 125, 126, 131, 134,
 185, 188, 189
 Батикиян, село — 264
 Батман-су, река — 15, 107
 Башкечетское плато — 168, 169, 171, 172,
 180, 342
 Баязетская котловина — 112, 295, 306, 307,
 318, 320, 327
 Баязетская равнина — 289, 314, 320
 Баяндур, река — 277
 Баяндур, село — 224
 Бедени, долина — 178
 Беденский хребет — 157
 Беденское плато — 171
 Безаклю, плато — 242
 Белиджан, гора — 146
 Бендимахи, река — 21, 313.
 Бердик-чай, река — 164

 Бердича-даг, хребет — 14, 78, 87, 93, 105,
 121, 122, 124, 348, 352
 Бештанская гряда — 171
 Беюк-гель, озеро — 305
 Беюк-дере, долина — 98
 Бингёль (Бюракн), нагорье — 18—21, 72,
 107, 126, 133, 143, 147, 184, 288, 290—
 293, 298, 299, 326, 341
 Бингёль-кала, вершина — 290, 293
 Битлис, город — 313
 Битлис-чай, река — 15, 109, 110, 311
 Битлисский Тавр — 15, 26, 79, 106—109,
 114, 309, 312
 Богу-даг (Менаксар) — 233
 Боденское озеро — 202
 Бозбурун, гора — 207
 Бозкала-Алахюэкберское нагорье — 202
 Бозкалинская гряда — 202
 Болниси, гора — 180
 Большая Севанская котловина — 345
 Большой Абул — 168, 174
 Большой Арагац — 341
 Большой Аракат — 318, 321
 Большой Заб, река — 90, 112, 113
 Большой Кавказ — 39, 65
 Большой Севан — 21, 81, 231, 250, 261, 263,
 265, 268, 269, 273, 274, 276
 Большая Яглуджа — 146.
 Борисовка, село — 277
 Босфор, пролив — 44, 45, 63, 68, 85
 Бохтан-су, река — 109
 Бриакот, село — 279
 Брун, село — 282
 Бугда-тапа, вулкан — 164
 Бугда-даг, гора — 271
 Бугур, река — 287
 Булаг-даг, гора — 174
 Буланых, плато — 145, 289, 293, 296, 300
 Буланых, равнина — 289, 298, 300, 313
 Буланых, котловина — 313
 Булгар, село — 75

 Вагуди, село — 280, 282
 Варага-сар, гора — 109, 110, 112
 Варденик, гора (хребет) — 81, 146, 147,
 245, 256, 262
 Варденик, река — 245, 251, 252, 274, 276
 Варденик, село — 260
 Варденисское нагорье — 18, 21, 23, 81, 143,
 146, 147, 178, 185, 213, 224, 228, 234,
 239, 240, 243—247, 249, 250, 254,
 256—261, 271, 274, 275, 299, 339, 345,
 346, 351—353
 Варденисское плато — 257
 Варденут-Еринджатап, котловина — 229
 Варсер, село — 267
 Варто, равнина — 294

- Ван, озеро — 14, 15, 19, 21, 34, 70—73, 75, 84, 107—112, 130, 167, 295, 298, 301—303, 305—309, 311, 313, 315, 336, 354
Ванистан-чай, река — 52
Веди, река — 20, 52, 53, 207, 208, 216, 222, 235, 237, 239, 245, 337
Веди, село — 206
Велиджан (Белиджан)-даг, гора — 18, 146, 288, 289, 298, 300, 301, 306
Верженик, гора — 96
Верин Ахта, село — 240
Верин Загалу, село — 253
Внешние Тавриды (Армянский Тавр) — 44
 48, 55, 57, 68, 70, 71, 72, 349
Внутренние Тавриды (Ториды) — 16, 17, 26, 30, 48, 51, 54, 57, 59, 60, 67, 68, 70, 72, 75, 76, 85, 91, 92, 100—105, 115, 118, 125, 131, 133, 144, 159, 185, 186, 194, 288, 289, 291, 295, 296, 300, 307, 318, 329, 330, 332, 339, 340, 342, 343, 348, 351, 354, 355
Внутренняя Анатолия — 72, 74
Внутренне-Анатолийские хребты — см. **Анатолиды**
Волчьи ворота, ущелье — 18, 204, 208, 218, 220, 221, 320, 325
Воротан, река — 20, 52, 250, 255—257, 276—287, 345, 351, 352
Воскеваз-Франганецкая равнина — 217
Востан, город — 111, 112
Восточная Анатолия — 51, 56, 134.
Восточная Бингельсу, река — 293
Восточно-Ванская область — 106
Восточно-Ванское плато — 111.
Восточные Понтиды — 14, 20, 26, 30, 41, 42, 51, 57, 59, 60, 62, 64, 65, 67, 77, 91—93, 96, 98, 100, 102—105, 114, 150, 339, 340, 347—349, 351, 352, 354
Восточный Евфрат (Мурад, или Арацани), река — 16, 17, 19, 129, 133, 293, 299
Восточный Тавр — см. **Армянский Тавр**
Восточный Тигр (Бохтан-су), река — 311
Вохчаберд, село — 234, 236, 241
Вохчабердское нагорье — 213
Вохчабердский хребет — 145, 212, 213, 234, 235, 237, 240, 241, 242, 246, 285
Вохчи, река — 281, 285
Гаварагет, река — 267, 268
Гаджа-даг, гора — 146
Газиантеб, город — 85
Галидзор, село — 277
Гарни, село — 242
Гасан-даг, вулкан — 138, 188
Гасан-Кале, река — 20, 187, 189, 191, 344
Гасан-Кзы, вулкан — 192
Гегамское нагорье — 18, 21, 23, 52, 81, 143, 145, 146, 175, 178, 185, 200, 209, 211—215, 224, 228, 230—234, 236, 237—244, 246, 256, 258, 261—265, 268, 269, 275, 299, 337, 341, 342, 345, 346, 351—353
Гегаркуни, село — 264
Гедар, река — 241
Гезал-дерес, река — 109, 134
Гезиантеб, город — 70
Гекиарийские (Курдистанские) горы — 109, 111, 334
Гектапинская возвышенность, грязь — 154, 158, 163, 166
Гельская котловина — 17, 20, 145, 150, 160—164, 295
Гельский хребет — 162
Гелебакдере, река — 94.
Гелайсор, село — 219
Гелой-дзор, река — 238
Гелубак, река — 128
Гель-Ардаганская котловина — 203
Гельджик (Азар-гелью), озеро — 21, 72
Герекдере, река — 94
Гернак-сую, река — 307
Гетик (Тарсачай), река — 20, 176, 261
Гехадзор, река — 223
Гехарот, река — 223, 225
Гехасар, вершина — 146, 234, 237, 241
Гечикая, возвышенность — 234
Гиланлар, село — 237, 242
Гилли, озеро — 273, 274
Гилян-чай, река — 222, 337
Гинал, гора — 48
Гиресун, река — 96
Гидасар, гора — 240
Годерзский перевал — 145, 150—152, 156
Годореби, вершина — 146, 168
Гомайр, вулкан — 277
Гомарет-Башкечетское плато — 17, 150
Гомаретское плато — 169—173, 180, 342
Гопал-су, река — 296
Горис, река — 277, 278, 280, 282, 285
Горисское плато — 18, 145, 185, 276
Гохт, село — 242
Гргур, гора — 288, 289, 302, 306, 307
Григорий, гора — 168
Гри-дзор, река — 234, 238, 239
Грубель, река — 264
Гугаркий хребет — 15, 286
Гукасянское нагорье — 193
Гукасянское плато — 181
Гумбати, гора — 157
Гумбати, село — 151, 155
Гумгум, река — 147, 290
Гумри, гора — 146, 192
Гутансар, вулкан — 237
Гюлькерней, река — 107.
Гюмбат, гора — 95

- Гюмджа, река — 200
 Гюней, село — 271
 Гюмушане, город — 67, 93
 Гюмушанский горный узел — 93, 94
 Гярмез, село — 211

 Дагна, гора — 207, 348
 Дараби-чай, река — 19
 Даралагязская котловина — 220
 Дастанкерт, река — 285, 286
 Даш-бashi, плато — 220, 222
 Дашкенд, село — 253
 Двин, город — 354, 355
 Дебед, река — 20, 175—177, 179—181
 Дебед, долина (ущелье) — 175, 177
 Деве-бойну, нагорье (возвышенность) — 17,
 18, 184—186, 188
 Деве-Гюзи, река — 237.
 Дегирман, река — 136
 Дегирмандере, река — 15
 Делиджа-Ирмак, река — 33
 Демиркапу, село — 161
 Дерджан, город — 130
 Дерик, гряда — 44, 60, 69, 90
 Дерсимская гряда — 355
 Дерсимское нагорье — 16, 90
 Джавахетское нагорье — 42
 Джавахетское плоскогорье — 214
 Джанахмед, река — 272
 Джанахмед, село — 269, 271
 Джанги, гора — 228
 Джангиман, река — 195
 Джандарвиш, вулкан — 318
 Джебель-Акра, гора — 71
 Джеб-эль-абд-эль-Азиз, гора — 55
 Джейхан, река — 75
 Джейхан, долина — 33
 Джелоус, река — 165, 204
 Джило-даг, хребет — 112
 Джин-даг, гора — 146
 Джрабердский овраг — 237
 Джревж, река — 210, 212
 Джревжское ущелье — 236
 Джуджиани, река — 172
 Джул-Мартирос, плато — 220
 Джульфа, город — 337
 Джульфинское ущелье — 221, 222
 Дзитанков, село — 216
 Дзорагет, река — 20, 175, 176, 179
 Дзорагюх, село — 240, 241, 268
 Дзорахбюр, река — 238
 Дзорахбюр, село — 211, 236
 Дзыкнагет, река — 268
 Диглito, река — 312
 Диgor, плато — 200, 343, 354, 355
 Диgor, река — 198, 199, 201, 204
 Диgor-Магасбердское плато — 342

 Дидал-су, река — 327
 Диядин, гора — 298
 Диядин, город — 329
 Диядин, котловина — 307, 308, 299, 327,
 329
 Дохкуз-Пунар, вершина — 167
 Дохкуз-Пунарское нагорье — 154, 161, 174
 Дохкуз-Пунарское плато — 17, 343
 Дугубаязет, котловина — 308
 Дуз-даг, плато — 220, 222.
 Дузкенд, река — 223

 Евфрат, река — 14, 15, 19, 56, 72, 87, 106,
 117, 118, 122, 123, 127, 145, 147, 134,
 135, 185, 187, 293, 294, 296—298, 309,
 313, 316, 327—329
 Евфрат (Карасу), река — 16, 18, 19, 76,
 115, 116, 119, 120, 317
 Евфрат (Мурад), река — см. Восточный
 Евфрат
 Евфрат-Чорохский водораздел — 102
 Егасар, гора (вулкан) — 15
 Егвард-Котайкское плато — 185, 210, 217
 Егвардское плато — 143, 180, 210—212, 230,
 246, 296, 342
 Ель-даг, гора — 146
 Елмикли, вершина — 146, 153, 170
 Енгиджа, село — 224
 Еникей, река — 189
 Ераблурское плато — 233, 243, 276, 278, 283,
 285, 342
 Еранос, река — 238
 Еранос, село — 231, 234, 240, 241, 268, 269
 Ератумберская цепь вулканов — 232, 233,
 263
 Ератумберское плато — 18, 185, 238, 264,
 266, 267, 342
 Ереван — 206, 211, 236, 237, 241—243, 343
 Ерзинджанская котловина — 116, 120, 185
 Ерзинджанский горный узел — 19, 61, 68,
 77, 84, 87, 119, 122, 333, 354.
 Ехегнадзор, село — 35, 52, 337
 Ешил-Ирмак, река — 14, 66, 100

 Заб, река — 16, 112, 113, 312
 Загалу, река — 251
 Зангерузская область — 49, 286, 314
 Зангерузский хребет — 15, 40, 91, 218, 219,
 222, 279
 Западная Анатolia — 29, 86, 137, 141
 Западная Армения — 143
 Западно-Таврский горный узел — 29, 332
 Западные Понтиды — 26, 33, 60, 62—64, 66,
 67, 90, 104, 339, 347, 349
 Западный Евфрат (Фрат) — см. Евфрат
 (Карасу)
 Западный Тавр (Султан-даг) — 54, 59, 73,

- 75, 76, 83, 86, 138, 334, 354
Западный Тигр, река — 15, 21
Зенджан, город — 51
Зиарет-даг, гора — 146, 161, 167, 192, 319
Зинганский хребет — 14, 67, 93, 94, 105
Зод, река — 272
Зод, село — 274
Зодский перевал — 271, 272
Золакар, село — 260
Зола-чай, река — 113
Зонгулдаг, город — 63
Зонгулдакский бассейн — 64
Зунус, река — 90
Зурзуна (Члдыр), городок — 166
- Игdir**, город — 197, 207, 216, 217, 320, 321
 355
Измит, город — 68
Икатақ, село — 176
Иландаг, гора — 206
Имерхеви, река — 98, 99
Инак-даг, гора — 153, 169, 272
Инджа-су, река (долина) — 167
Иозгат, город — 33
Иордан, река — 70, 202
Ирак — 8, 55
Иран — 8, 9, 51, 52, 55—57, 60, 82, 84, 130,
 285, 308—310
Иранский Азербайджан — 57, 111
Иранский Карадаг — 15, 20, 51, 52, 222, 341
Иранское нагорье — 13, 23, 30, 57, 331
Исахан-Акгель, болота — 221
Исперт-даг, хребет — 15, 108
Испир, город — 20
Ишханасар, гора — 18, 146, 276—278, 282,
 341
- Кавказ** — 8
Кагыzman, город — 135, 195, 197, 216, 220
Кадахман-даг, гора — 164
Каджар, река — 218
Казан-кая, котловина — 116
Казанчинская равнина — 217
Казбэл-даг, хребет — 17, 288, 295, 296
Кайсери, город — 138, 139, 151
Какавакар (Кзял-лягам), вулкан — 229
Калан-дере, река — 117
Калаус-тапа, вулкан — 200
Камо, город — 263, 266
Капрас, хребет — 71
Каппадокия, страна — 123, 124, 138, 140,
 151
Капуйт, река — 135
Капутджух, горная вершина — 15
Карагель, вершина — 96
- Карабахский хребет** — 15, 40, 46, 49, 335,
 336
Карабулах, река — 172, 173, 180, 181, 342
Карадаг (Каракаркар, хребет), горная вер-
 шина — 52, 74, 85, 88, 119, 138, 168,
 227
Карадере, река — 15
Караиман, река — 271—273
Караиман, село — 269
Кара-кала, вершина — 290, 293
Каракая, хребет — 127, 256
Карангю, река — 146, 161, 163, 245, 251, 252,
 257
Карасу, река — 54, 110, 140, 314, 316
Карасунаки, источники — 242
Карахан, река — 204
Карахисар, река — 93
Кара-чай, река — 166, 167
Карачайская равнина — 166
Карачайское ущелье — 166
Карахач, вулкан — 278
Карахачский перевал — 158, 174, 207.
Карайзская степь — 20, 128, 129
Каргабазар, плато — 18, 187, 189
Каргабазар-Сивридагское нагорье — 188
Карзмети, долина — 167
Кари-лич, озеро — 225
Карли-даг, хребет — 309
Кармиргюх, село — 264
Кармрашен-Октемберянское плато — 185,
 230
- Кармрашенское плато** — 210, 230, 342
Кармундж, река — 313
Кармундж, село — 301
Карны-ярых, гора — 245
Карс, город — 164, 202, 204, 337
Карс-чай, река — 18, 20, 163, 193, 195, 344
Карсское плато — 136, 180, 185, 192, 335,
 345
- Карсское плоскогорье** — 18, 20, 24, 61, 145,
 151, 163, 165, 184, 191—195, 198—204,
 207, 212, 214, 216, 333, 342
Карчхальский хребет — 96, 99, 182
Каса-даг, вершина — 135
Касах, река — 20, 210—212, 216, 217, 227—
 230
- Касимское плато** — 96
Котур, река — 113
Кафанская котловина — 281
Кахси, село — 240
Качачкут, река — 178
**Качкарский хребет (горная цепь, верши-
 на)** — 14, 96, 97, 103, 105
- Кваблиани**, река — 151
Кебан, город (ущелье) — 19, 123
Кебльдаг-дере, река — 96
Кедыклар, гора — 96

- Келькит, река — 14, 87, 93, 94, 100, 101, 119, 121, 128, 129
 Кемалие, город (ущелье) — 19, 115, 116, 118, 123
 Кемара-даг, хребет — 161, 162
 Кемах, ущелье — 120
 Кенлысу, река — 159
 Кер-Оглы, гора — 168
 Кетван-даг, гора — 146, 288, 289, 296—299, 305
 Кешали, село — 163
 Кешиш-даглан, гора — 119
 Кзыл-даг, вершина — 168
 Кзыл-диза, равнина — 307
Кзыл-Кая, возвышенность — 196
 Кивраг, плато — 219, 222
Киликийский Тавр (Антитавр) — 45, 59, 61, 72, 77, 79, 333, 354
 Кинчель, вулкан — 323
 Киршехир, плато — 90
 Кисатиби, село — 151, 152
 Клде, село — 153, 157
 Колонутамес-дере, река — 15
 Колхидская низменность — 39
 Конгур (*Agreahush*), река — 271, 272
 Кондахсаз-Мирак, равнина — 229
 Кончицкаро, вершина — 156
 Коп-даг, перевал — 121, 352
 Корзотский хребет — 109, 112, 113, 130
 Котайкское плато — 143, 210—212, 241, 246, 342
Котаонийский Тавр — 75
 Котелия, село — 174
Котур-чай (Зангимар), река — 20, 222, 309, 314
 Кочуло, село — 180
 Кош, плато — 219, 222
 Кошабулах, село — 253, 254
 Красное море — 70
 Крым, плоскогорье — 64, 65
 Ксыр-даг, хребет — 17, 146, 163—167, 193.
 Кура, река — 17, 19, 20, 40, 41, 145, 150, 151, 153, 161—163, 167
 Кура-Араксинская низменность — 18, 80, 184
 Кура-Араксинская равнина — 90
Курдистанский горный узел (Курдистанский Тавр) — 14—16, 20, 29, 30, 56, 59, 70, 91, 106, 112, 113, 299, 310, 311, 332, 338, 341
 Кульп, гора — 196, 197, 207
 Кульп, река — 15, 107, 135, 195, 216, 319, 320
 Кульпинская котловина — 180
 Кульпинская низменность — 20
 Кусэ-даг, хребет — 14, 93, 94, 329
 Кучак, котловина (равнина) — 229
 Кция, река — 155
Кызыл-Ирмак, река — 14, 33, 66, 78, 104, 105, 120—122, 124, 125, 141
 Кюмбет, гора — 167
 Кюллуджа, река — 231, 351
 Кюллуджа, село — 231, 236
 Кюргаглы-геле, вершина — 255
 Кютахъя, город — 123
 Кягач, река — 203
Кязым-паша (Серай), город — 111
 Кисаман, река — 272, 273
 Кисаман, село — 269, 271
 Лаванда, гряда — 171
Лазистанские Альпы — 96
 Лалвар, гора — 177, 178, 352
 Ламбалу, село — 177, 180
 Латер, село — 301
 Лахорский перевал — 134
 Легли, горная вершина — 146, 170
 Леджан, гора — 176
 Ленинакан, город — 354
 Ленинаканская котловина — 198, 295, 317
 Ленкоранская низменность — 311
 Лернарат, село — 229
 Личк, село — 254, 258, 265
 Лорийская равнина — 18
Лорийское плато — 150, 172, 175, 176, 178, 180, 181, 249, 342
 Лорут, село — 176
 Лчашен, село — 266, 267
 Люльтаг, вулкан — 253, 254
Лысогорский перевал — 283
 Магасберд, река — 199, 200, 355
 Магасберд, развалины города — 200
 Мадатапа, озеро — 146, 168, 171, 174
 Мазра, село — 273
Маку, город — 309
Маку, река — 20, 314
Маку, котловина — 113, 308, 309, 324
Маймансур (Серимен-чай), река — 128
 Малатья (Мелитена), город — 20, 84
 Малая Азия — 51, 54, 60, 85, 142
 Малоазиатско-Малокавказская область — 44
 Малоазийско-Закавказская область — 53
 Малкас, река — 327
 Малый Абул, гора — 168, 174
 Малый Аракат — 146, 206, 318, 321, 323, 325
 Малый Кавказ — 14, 15, 18, 20, 26, 27, 30, 34, 39—49, 52—54, 61, 80, 81, 83, 84, 88, 90—92, 99, 150, 172, 175, 176, 178, 182, 219, 222, 261, 286, 331, 333—336, 338—340, 348—351, 354
 Малый Севан — 21, 262, 263, 265, 275, 356
Малязгиртская (Маназкерт) равнина — 296
 Мамадык-даг, гора — 109

- Мамахатун (Дерджан),** город — 130, 159
Мамахатун, плато — 127
Мамахатунская равнина — 19, 125, 128, 129
Манаэкерт, город — 297, 300
Манаэкерт, котловина — 295
Манаэкерт, плато — 19, 145, 289, 298
Мангюс, река — 231
Мангюс, селение — 234, 236
Манташ, река — 223, 224, 227, 229
Мараликское плато — 230
Марашиб, город — 70, 71, 354
Марджанские горы — 116
Мардинское плато — 55, 69, 70, 90
Мариам-даг, хребет — 127
Мармарики, река — 227, 263, 265, 356
Мартуни, село — 265
Марута-даг (Малато-сар), гора — 107
Марц, река — 175, 177
Мастара, река — 217
Масрик, река — 254, 257, 260, 268, 272, 276, 279, 281
Масрикская котловина — 270
Масрикская равнина — 246, 257, 269, 271, 273—275
Матерхорн, вершина — 96
Машавера, река — 172, 177, 178, 180, 182, 342
Машьян, плато — 296
Маяковский, село — 211
Мегри, река — 285
Мегринский хребет — 182, 286, 348
Мегринское ущелье — 20, 51, 204
Менаксар (Богу-даг), вулкан — 232, 233
Мерденик, село — 161
Мерджанский выступ — 117, 128
Мерджахави, река — 160
Меркасар, гора — 276
Мермединик, река — 21
Мертвое море — 72, 202, 314
Месопотамия — 58, 73, 90, 339
Месопотамская низменность — 15, 20, 69, 80, 314
Мехмедик-чай, река — 110
Мехраб, хребет — 106
Мец Ишханасар, гора — 146
Машавера, река — 150
Милли, река — 237
Минаксар, вулкан — 262, 264, 265
Мокрые горы — 81, 150
Монзур, река — 19, 117, 118
Монзурский хребет — 76, 115—118, 123, 355
Мосул, город — 55, 69
Моткан, гора, хребет — 15, 107, 108
Мровдагский хребет — 15, 46, 49
Мугни, село — 210, 217
Музик, хребет — 318
Мумуханская грязь — 174
Мурадие, котловина — 308
Мургуский хребет — 15
Мургулсу, река — 98, 99
Мурджахеви, река — 159
Муровдаг, хребет — 40, 48
Муровдаг-Кафанская область — 43
Муса-дере, река — 96
Мусук, городок — 318
Мухан, село — 267
Мухортарян, река — 287
Муш, город — 72, 75, 108, 324, 354
Муш-Ванская котловина — 353
Мушская котловина — 15, 19, 109, 294, 317
Мушская равнина — 19, 313, 316
Мюрид, гора — 119
Нагорный Карабах — 45
Назик, озеро — 21, 298, 301, 304, 314
Накалакеви, село — 153
Нахичеван, город — 221, 324
Нахичеван, река — 20, 222
Нахичеванская котловина — 18, 20, 37, 53, 85, 185, 204—206, 208, 218—223, 311, 337
Нахичеванская равнина — 113, 218
Начлеби, хребет — 94, 96
Немруд, вулкан — 18, 21, 81, 109, 111, 249, 288, 289, 303—305, 307, 311, 313, 314, 316, 323
Немруд, озеро — 303
Нермит-даг, хребет — 109, 112, 113
Нижнеараксинская низменность — 20
Нижний Геташен, село — 254
Нор-Аван, село — 283
Норадус, село — 240, 266, 267
Норашен, село — 206, 266, 267
Нпат, гора — см. Аладаг
Нурнус, село — 240
Нювади, село — 51
Оваджикское плато — 17, 19, 127, 177, 184, 185
Октемберян-Лукашинская равнина — 217
Октемберянское плато — 18, 206, 230, 343
Олты, река — 17, 20, 76, 101, 105, 115, 159—161, 164, 186, 187, 191, 192, 337
Олух-даг, хребет — 119, 121
Ордубад, город — 35, 219, 324, 337
Ордубадская котловина — 222
Ортакей, село — 162
Паланджа-су, река — 120, 122
Палантекян-Армянский хребет — 332
Палеоевфрат, река — 128—300, 313, 314,
Палекасах, река — 345
Палекция, река — 168
Палеомасрик, река — 274

- Палеораздан, река — 233, 267
 Памбак, река — 20, 227, 356
 Памбакский хребет — 15—40, 227
 Панаскерт, река — 160
 Паракар, село — 206
 Парби, село — 211
 Парага-чай, река — 222
 Пархал, хребет — 14, 96
 Патносская котловина — 298
 Патносская равнина — 19, 296, 297, 300—
 302
 Пахарло, село — 180
 Пашараджур, село — 285
 Пеняк-чай, река — 150, 159, 161
 Передняя Азия — 60
 Перли-даг, вулкан — 136, 318, 319
 Пирли, плато — 207, 218
 Пирсу, река — 19
 Покр-Артени, гора — 230
 Покр-Иринд, гора — 230
 Понтиды — 9, 27, 30, 31, 54, 55, 57—60, 62,
 64, 88, 334, 338, 339, 350
 Понтийский хребет — 9, 40, 64, 80, 96, 98,
 103, 182, 331
 Поцхов, река — 152, 160
 Предальпы — 80
 Приереванский район — 181, 190, 207, 218—
 220, 232, 236, 246, 247, 297
 Прикуринская низменность — 39
 Пшатаванская равнина — 218

 Раздан, гора — 241
 Раздан, город — 232, 243
 Раздан, река — 20, 44, 210, 212, 217, 227,
 232, 233, 237, 240, 241, 243, 265, 342,
 344
 Резайе (Урмия), озеро — 44, 308
 Рейн, река — 202
 Рейхан-гель, озеро — 305
 Решан-даг, гора — 15, 108
 Риони, река — 40

 Савелан (Севелан), вулкан — 341
 Сагамо, озеро — 169
 Садарак, гора — 204, 208, 218, 220, 221
 Садарак, село — 206
 Сакалтуянский перевал — 163, 164
 Саквелос-мта, вершина — 156
 Салот, село — 161
 Сальагер, гора — 96
 Самсари, село — 174
 Самсари, хребет — 146, 151, 168, 341
 Самсарское нагорье — 154
 Самсунский залив — 65—67
 Сангяр, холм — 228
 Сандухтасар (Дик-Пилакян), вершина —
 146, 245, 256
 Сарикамышская котловина — 191, 203
 Сарикая, мыс — 240
 Сариягуб, село — 258, 260, 274
 Сарухан, село — 264
 Сарчало, село — 180
 Сарысу, река — 300, 327
 Сасун, река — 15, 107
 Сасуник, село — 229
 Сахенд (Сехенд), вулкан — 88, 341
 Севаберд (Далаклу), село — 242
 Севан, озеро — 21, 34, 230—232, 234, 238,
 244, 246, 250—252, 254—257, 259—264,
 266, 275, 279, 281, 314, 316, 336, 345,
 351
 Севан, полуостров — 263
 Севанская котловина — 18, 85, 120, 121, 143,
 185, 203, 231, 237—239, 241, 256, 258,
 261, 262, 295, 353
 Севанский хребет — 15, 40, 48, 81, 261, 269,
 272—275, 351
 Северная Анатolia — 59
 Северное вулканическое нагорье — 150, 155,
 158, 159, 181
 Северный Загрос — 55
 Северный Ирак — 44, 88
 Северный Иран — 51, 57, 286
 Северо-западная Иранская равнина — 90
 Северо-Месопотамская равнина — 90
 Сейхан, река — 33, 75, 84
 Сеидшехир, котловина — 74
 Селим, город — 203
 Селим, котловина — 18, 204
 Семеновский перевал — 263
 Сибни-дара, река — 199
 Сивас, город — 85, 118, 126
 Сивасская котловина — 118, 123, 124, 185
 Сивридаг, река — 76
 Сивридаг, хребет — 17, 101, 115, 187, 191
 Симонек-су (Кесан-дереси), река — 109
 Синак, плато — 319
 Синопский залив — 63, 66
 Сипан, вулкан — 18, 19, 111, 112, 143, 147,
 288, 289, 297, 299, 301, 303, 307, 308,
 316, 323, 324, 341
 Сипикёр, хребет — 14, 78, 87, 105, 119—123,
 128, 348
 Сисиан, река — 285, 286
 Сисиан, село — 277
 Сисиан-Ераблурское плато — 278
 Сисианская котловина — 277, 279
 Сисианскоe плато — 276
 Советашен, село — 218, 219, 317
 Соганлугское нагорье — 18, 146, 185, 190,
 193, 202, 224, 244, 339
 Солхан-су, река — 317
 Сомхетский хребет — 15, 40, 175, 177, 178,
 180, 182, 286, 348, 351

- Спандарян, село — 211
 Спитаксар, вершина — 146, 234, 237, 241,
 341
 Средиземное море — 70, 75, 84, 308, 310
 Среднеараксинская котловина — 18, 204
 Среднедунайская низменность — 316
 Степанаван, город — 175
 Султан-даг, хребет — 74
 Сунан-Баши, гора — 318
 Сурамский хребет — 40
 Сурб-Оганес, гора — 117
 Сурб-хач, гора — 192, 195
 Сусуз, село — 160, 203
 Сух-даг, хребет — 108
 Сюзус, котловина — 18
Сюникское (Карабахское) нагорье — 18, 21,
 52, 145, 146, 178, 185, 239, 256, 261,
 276, 278—283, 285—287, 342, 345, 346
Сюникское плато — 143, 239
Сынджекем, село — 163
 Табацкури, озеро — 168, 171
 Тавквитили, вулкан — 81, 168
 Тавриз, город — 324
 Тавшап-тапа, гора — 174
 Тайчарухсар, хребет — 227
 Такманское нагорье — 128
 Такялту, гора — 136, 146, 197, 207
 Тапараевани, озеро — 21, 168, 169, 171, 174
 Татев, река — 285
 Татев, село — 277
 Таш-бashi, село — 156
 Ташбашская грязь — 171
 Ташкилиса, вулкан — 324
 Ташруми, гора — 111
 Текер-Даглары, хребет — 14
 Текман, плато — 129, 131
 Терджанская горная страна — 126
 Терджанское нагорье — 127, 128
 Тертер, река — 43, 45, 49, 276, 278, 286, 334
 Тетрис-Цхаро, плато — 17, 157, 178, 180, 342
 Тибетское нагорье — 23
 Тивериадское озеро — 70, 72, 202, 314
 Тигр, река — 72, 90, 106, 107, 109, 312, 313
 Тиринкатар (Кзыл-Зиарат), вулкан — 229
 Тоари-Ехуш, гора — 286
 Токат, плато — 90
 Тондурек, вулкан — 18, 19, 21, 81, 111, 112,
 249, 288, 299, 306, 307, 323, 327
 Тортум, река — 17, 20, 21, 101, 105, 187, 188,
 355
 Тоспа (Тушпа, или оз. Ван) — 311, 312
 Тоуз, река — 20
 Трабзон, город — 67, 77
 Триалетский хребет — 15, 40, 155—157, 168,
 171, 286, 343
 Тродос, хребет — 71
 Туз, озеро — 74, 123, 141
 Туз-дере, река — 127—130
 Тузла, река — 119
 Туманян, село — 175, 176
 Туркашен, село — 161
 Турция — 9, 55, 57—60, 69, 82, 105, 122,
 137, 152, 163, 167, 195, 203, 288, 311,
 318
 Тутах, город — 296
 Тутахская котловина — 298
 Тутахское плато — 19, 134, 145, 289, 296, 299
 Угурч-даг, вулкан — 162
 Уде, село — 151
 Уз, село — 280, 282
 Узунлар, село — 176
 Узун-Яила, плато — 75
 Улгар, гора — 146
 Улгарский хребет — 17
Улгарско-Арсианская нагорье — 152, 167
 Уравели, долина — 167
 Урган-гази, село — 302
 Ургоп, город — 138, 140, 151
 Урмия, озеро — 14, 34, 73, 84, 90, 112, 295,
 309, 336, 337
 Уруд, село — 280
 Урфа, плато — 55, 70, 90, 339
Урц-Дагининские наклонные плато — 208
 Франганец, село — 211
 Фудзияма, вулкан — 147
 Фыртына, река — 96
 Хакьярийская грязь — 90
 Хакьярийские горы — 60, 91
 Халадж, река — 281
 Халаджская долина — 281, 286
 Халхол-даг, хребет — 127
 Ханджур-даг, ущелье — 116
 Ханчали, озеро — 21, 167, 171
 Харберд, город — 145
 Хач (Хачлы-гель), озеро — 313, 314
 Хачасар, гора — 236
 Херонек, река — 296
 Хертвиси, село — 153
 Хизабавра, село — 153
 Хнацах, река — 277
 Хныс, гора — 130, 295
 Хныс, река — 296
Хнысская котловина — 19, 129, 130, 145, 291,
 294, 296, 328
 Ходжанан, река — 300, 327
 Хозапини, озеро — 21, 166, 167
 Хозат, плато — 16, 118, 119, 145
 Хозатдере, река — 118
 Хой, город — 308
 Хома-даг, гора — 318
 Хомур-даг, хребет — 17, 18, 78, 134, 190,

- 193, 288, 289, 293, 294, 299, 351
Хорасанская котловина — 134, 190, 193
Хори, вершина — 306
Хоршат, река — 15, 67, 93, 96, 105
Хотила-су, река — 98
Хошаб-су, река — 21, 110, 111, 313
Храми, река — 20, 150, 171—173, 177, 181, 182
Хусканы, река — 299

Цаккар, река — 274
Цаккар, село — 254, 258
Цалка, районный центр — 158
Цалкинская грязь — 171
Цалкинское плато — 17, 143, 150, 151, 155, 157, 168—173, 202, 342, 343
Центральная Анатолия — 9, 26, 29, 38, 56, 59, 85, 87, 94, 123, 137, 347
Центрально-Анатолийское плоскогорье — 33, 90, 122
Центральное вулканическое нагорье Армении — 18, 36, 146, 151, 155, 158, 170, 173, 180, 181, 184, 185, 188, 193
Центральный Иран — 51, 57, 310
Центральный Тавр — 15, 54, 72, 75, 76, 86, 115, 138
Цхра-Цкаро, перевал — 155, 156

Чакиргель, гора — 96
Чакмак-Мелик, селение — 203
Чамак-даг, вулкан — 192
Чанахчи, река — 176
Чапакчур (Бингель), город — 15, 19, 72
Чатин-даг, хребет — 135, 136, 176
Чахыр-баба, хребет — 17, 61, 76, 115, 159
Черное море — 14, 15, 20, 57, 58, 64—66, 79, 94—96, 105, 160
Черноморский бассейн — 65
Черноморское побережье — 77, 94, 95
Чемишезек, город — 118
Чиман, хребет — 14, 87, 121, 123, 124, 348, 352
Чимдар-даг, гора — 146
Чиплакли, гора — 192
Чиралик-даг, хребет — 124
Чифтлик, котловина — 94, 128, 129
Чохели, гора — 182
Чичакли, река — 253
Члдыр, озеро — 17, 21, 164—166, 295
Члдыр-чай, река — 165
Члдырская котловина — 150, 161, 166
Члдырский хребет — 17, 153, 163—166
Чобарети, гора — 157, 151
Чоламерик, город — 44, 69
Чорбухурдере, река — 294
Чорлу, река — 204

Чорох, река — 14, 17, 19, 20, 41—43, 51, 57, 61, 76, 87, 95, 96, 98—101, 105, 115, 159, 161, 186, 187, 314, 333, 349, 352
Чорохско-Храмская (Артвено-Алавердская) область — 42, 349
Чух-даг, хребет — 112
Чухур-дерес, река — 318

Шабинабели (Шавенбели), вулкан — 167, 168
Шавнабади, вулкан — 168
Шавшетский хребет — 15, 99, 105
Шавшетис Цхали, река — 98, 99
Шаган, река — 37, 208, 222, 337
Шако, вулкан — 162
Шалошети, село — 153
Шалошети, долина — 167
Шамб, село — 280, 282
Шамирам, плато — 210, 230
Шамут, село — 176
Шамхор-чай — 45, 334
Шариан-даг, хребет — 17, 134
Шариан-су (юзалдара), река — 19, 327, 328
Шаумян, село — 180
Шахбуз, городок — 221
Шахналар, село — 203, 204
Шахтахты, река — 178
Шейтан, гора — 18
Шерифеддин-даг, нагорье — 294
Шишская, село — 269, 271—274
Ширакская котловина — 143, 181, 185, 203
Шорахбюр, река — 235
Шоржа, село — 281
Шорджири-дзор, река — 231, 235
Шурнух, село — 285

Эгейское море — 58
Эерли-даг, вершина — 132, 133
Экиджилар, вулкан — 254
Элегис, река — 255
Эльбурс, хребет — 51, 57
Элязыг (Харберт), котловина — 19
Эрджиас, вулкан — 58, 74, 138, 141
Эрзерум, город — 61, 77, 84, 85, 87, 122, 141, 159, 333, 354
Эрзерумская котловина — 18, 131, 133, 184—187, 295
Эрзерумская равнина — 19, 125, 127, 128
Эрмлар-даг, гора — 138
Эрушетское нагорье (хребет) — 152, 153, 286
Эрчек, озеро — 21, 308
Эшак-Мейдан, гора — 192
Эшексырт, река — 20, 76
Эшексырт, хребет — 102, 115

- Южно-Анатолийские хребты (Тавриды) — Южный Иран — 310**
59
- Южное вулканическое нагорье Армении — 133, 151**
- Южно-Ереванская равнина — 217**
- Южно-Ширакская котловина — 345**
- Яглы-даре, река — 94**
- Яланус, гора — 99**
- Ялныз-чам, хребет — 101, 105**
- Ярпузлу, село — 253, 254, 260**

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение

7

Часть I

Армянское нагорье в системе малоазиатского, малокавказского сектора альпийского средиземноморского пояса

Глава I. Орогидографический очерк армянского нагорья	13
Орография окраинных горных цепей	14
Система хребтов Антиавра	14
Восточно-Понтийская система гор	14
Система хребтов Малого Кавказа	15
Система Армянского (Внешнего) Тавра	15
Армянское нагорье	16
Система хребтов Внутреннего Тавра	16
Армянское вулканическое нагорье	17
Гидрографическая сеть	19
Река Ефрат	19
Река Чорох	20
Река Аракс	20
Река Кура	20
Озера Армянского нагорья	21
Глава II. О некоторых геоморфологических понятиях и терминах, применяемых автором	22
Глава III. Армянское нагорье и его положение в тектонической структуре Малоазиатско-Малокавказского сектора альпийского складчатого пояса (критический обзор существующих взглядов)	29
Общая схема тектонического районирования	29
Центрально-Анатолийский (Галатский) массив или массив Кирşehir	33
Армянский или Среднеараксинский срединный массив	34
Кюрдамирский или Вандамский массив	39
Грузинская глыба	39
Горные сооружения Малоазиатско-Малокавказской орогенической зоны	40
Малый Кавказ	40
Некоторые новые представления и коррективы о тектоническом строении Малого Кавказа	45
Генезис и характеристика типов деформационных структур—наложенных структур чехла—Малого Кавказа	47
Тектоническое строение горных систем Анатолии и западной части Армянского нагорья	54
Тектоника Понтийской системы и ее связь с платформенным субстратом (форлянда) Черноморской впадины	62
Тектоника Армянского Тавра и ее связь с Аравийской платформой	68
Западный Тавр	73
Центральный Тавр	75
Внутренний Тавр. Роль платформенных форляндлов в образовании сис-	

Часть II

Региональная структурная геоморфология Армянского
нагорья и окаймляющих областей**Глава IV.** Структурно-геоморфологическое (морфоструктурное) райониро-
вание Армянского нагорья и окаймляющих областей**Глава V.** Восточные понтиды

Западная область

Центральная область

Восточная область

Предгорные депрессии рек Келькит и Чорох

Анализ денудационных поверхностей и новейшей тектоники Восточных
Понтид**Глава VI.** Армянский Тавр

Западная область—междуречье Евфрат-Тигр

Центральная область Армянского Тавра

Восточно-Ванское плато с останцевыми кряжами и межгорными
депрессиями

Курдистано-Загросские краевые горы

Глава VII. Внутренний Тавр и система внутренних хребтов, нагорий и
котловин Армянского нагорья

Антитавр и межгорные депрессии

Монзур-Мерджанские горы

Дерсимская глыба

Плато Хозат

Ерзинджанская депрессия

Анализ денудационных поверхностей и новейшей тектоники системы
Антитавра. Сравнительная характеристика уровней денудации

Центральной Анатолии и Армянского нагорья

Система хребтов Палантекян и Армянский (Агри-даг). Межгорные и
предгорные депрессии

Хребет Палантекян

Морфоструктура плато и котловин бассейна р. Палео-Евфрат

Армянский хребет (Агри-даг)

Глава VIII. Армянское вулканическое нагорье

Общая характеристика

Глава IX. Область Северного, Арсиано-Ахалкалакского нагорьяГодерская свита и ее роль в образовании морфоструктуры Северного
вулканического нагорья

Арсианско нагорье

Гельская котловина

Ардаганская котловина

Члдырский хребет (нагорье?)

Массив Ксыр-даг

Котловина оз. Члдыр

Гектапинское поднятие

Массив Дохкуз-пунар

Абул-Самсарское нагорье

Джавахетское нагорье (Мокрые горы)

Цалкинское плато

Лорийское плато. Некоторые вопросы прилегающих к вулканическому
нагорью морфоструктур Малого Кавказа**Глава X.** Область центрального вулканического нагорья

Краткая характеристика	184
Эрзерумская котловина	185
Равнина Гасан-Кале	187
Сивридагский хребет	187
Плато Басен	189
Соганлугское нагорье	191
Карсское плоскогорье (нагорное плато)	193
Среднеараксинская межгорная котловина (краткая характеристика)	204
✓ Ааратская котловина	205
Егвардское и Котайкское плато	210
Условия возникновения и развития вулканогенно-осадочной (меотис- понтической) формации	212
Развитие морфоструктуры Ааратской котловины и морфологический анализ новейших тектонических движений	215
✓ Нахичеванская котловина	218
Критерии, устанавливающие характер погребенных структур и их но- вейших тектонических движений	221
Массив Арагац	223
Гегамское нагорье и окаймляющие его предгорные плато	230
Строение субстрата подлавового основания Гегамского нагорья	231
Подлавовые уровни денудации и их гидрогеологическая роль	239
Варденисское нагорье	244
Строение подлавового основания Варденисского нагорья. Критерии для разграничения разновозрастных вулканогенных толщ	244
Морфология эфузивного (лавового) комплекса Варденисского нагорья	249
Древнее оледенение и поверхности денудации на Варденисском нагорье	256
Севанская котловина	261
Дизъюнктивная тектоника Малого Севана	263
Дизъюнктивная тектоника бассейна Большого Севана	265
Морфологические и гидрогеологические критерии, характеризующие тек- тоническое строение и новейшие движения котловины Большого Севана	268
Древняя гидрографическая сеть и связанные с ней золотоносные россыпи	272
Новейшая история развития оз. Севан	275
Сюникское нагорье	276
Глава XI. Область Южного вулканического нагорья	
Краткая характеристика	288
Нагорье Бингель и окружающие его котловины и плато	289
Бингель	289
Хыныssкая котловина	294
✓ Малаязиртская (Маназкертская) равнина	297
Нагорье Аладаг (Цахканц) и прилегающие предгорные плато и равнины	298
Нагорье Аладаг	298
Патносская равнина	300
Полигенные вулканы Южного вулканического нагорья	301
Сипан	301
Немруд	303
Тоидурек	306
Морфоструктура и история развития предтаврских тектонических деб- рессий	307
Муш-Ванская депрессия	307
Новейшая история оз. Ван и предтаврских депрессий	311
Котловина Муш	316
Тектопо-вулканические массивы восточной половины Армянского хребта (Агридаг) и Арапата (Масис)	318
Восточная половина Армянского хребта	318
✓ Арапат (Масис)	320
Краевые широтные депрессии южных предгорий Армянского хребта	327

Часть III

Основные проблемы структурной геоморфологии Армянского нагорья и окаймляющих областей

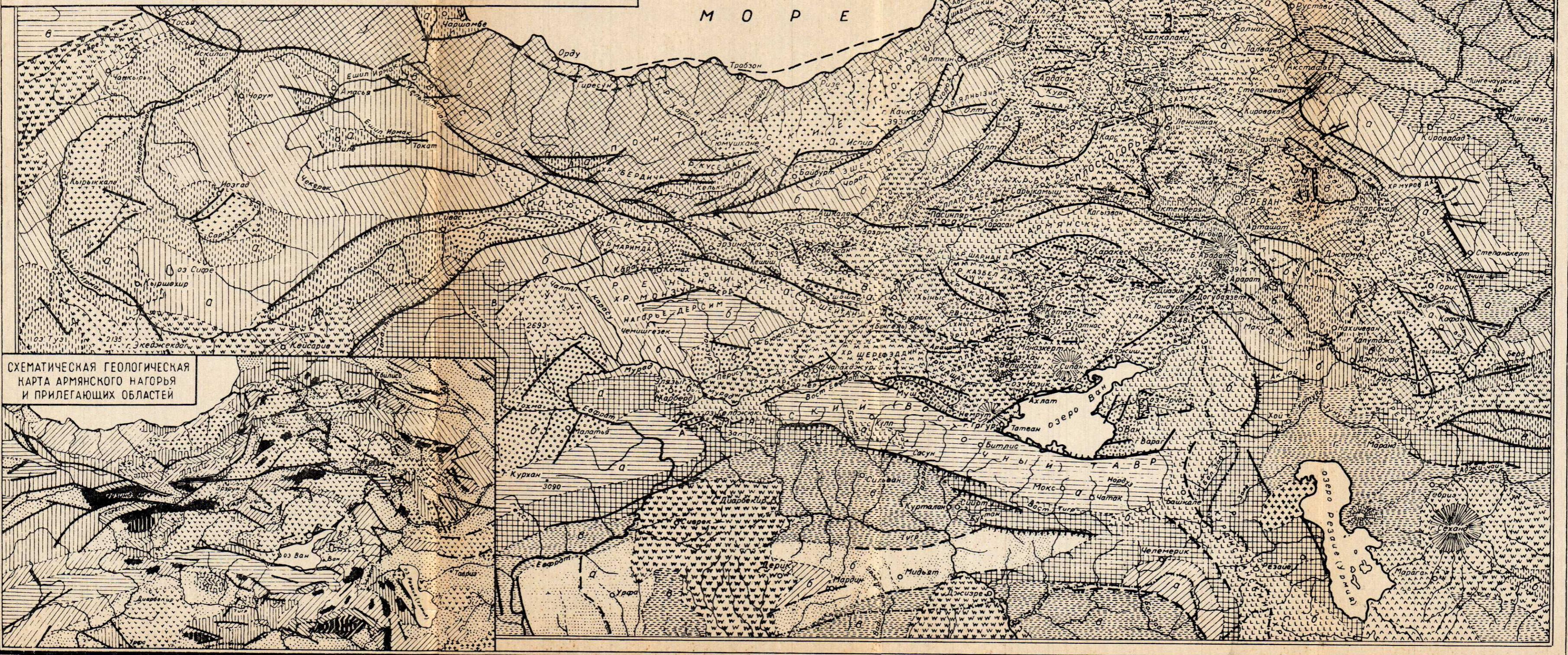
Глава XII. Основные выводы

Закономерности морфологического обособления и плана тектонического строения Армянского нагорья	331
Роль жестких блоков-форляндров в образовании альпийских структур	334
Роль срединных массивов в образовании и развитии альпийских структур	336
Развитие структуры фундамента (срединных массивов) и их роль при молодых фазах складчатости	338
Условия залегания вулканогенно-осадочного покровного чехла Армянского вулканического нагорья; основные критерии, устанавливающие характер и развитие погребенных структур в новейшем тектоническом этапе	339
Условия залегания антропогеновой эфузивной формации; основные черты погребенного под эфузивами рельефа и рельефа, существовавшего перед отдельными циклами излияния лав. Гидрогеологические особенности лавовых покровов и потоков	344
Морфологические критерии выявления новейших тектонических движений	346
Закономерности развития денудационных поверхностей и рельефа в новейшем тектоническом этапе	350
Некоторые вопросы морфоструктурной локализации сейсмических явлений	353
Использованная литература	357
Предметный указатель	370
Указатель географических названий	375

МОРФОСТРУКТУРНАЯ КАРТА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

1964 г.

составил С.П. БАЛЬЯН



СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

МАСШТАБ
км 25 0 25 50 75 100 км

Морфоструктурные типы

(16 геотектонических комплексов)

I Передовые и межгорные альпийские прогибы, заложенные на древнем

жестком субстрате



Сложенные палеогеном антиклинально изогнутые и пепелленизированые в неогене предгорные плато а) Урфа

б) Мардин.

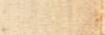
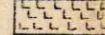
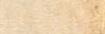
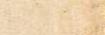
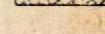
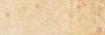
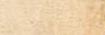
Выполненные третичными молассами и четвертичными озерно-альпийскими отложениями равнины: а) Кура-Араксинская; б) Прочерноморская; в) Северной Месопотамии; г) Северо-западного Ирана.

II Герцинские срединные массивы, частично раздробленные в альпийском цикле, местами перекрытые мезокайнозойским чехлом и окаймленные горлоподъемами альпийских складок

а) Центрально-Анатолийское (Галатское) плоскогорье с выступами на поверхности плато-пепелленов (Киршехир и Токат); б) Среднеараксинская система моноклинально-блоковых гряд, возникшая на месте раздробленного Армянского мегантиклинориального герцинского свода

III Альпийские складчато-глыбовые сооружения низкогорные пепелленизированные гряды: а) Ахальцихский и б) Дерикский на выступах каледонского субстрата (кембрий-силур) в ядрах антиклиниориев передового прогиба Месопотамии

Структурные пепелленизированные нагорья, сформированные на высотах герцинского (карбон-перм) субстрата в ядрах альпийских систем: а) средне-высотное расщепленное нагорье антиклиниория Армянского Тавра с остаточными поверхностями древнего пепелена; б) среднегорное радиально расщепленное глыбовое нагорье Дериси в горном узле Антитавра; в) среднегорное пологомоноклиническое столовое нагорье Кастаному в системе Западных Понтид.



КАРТА
НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ (последнеоценовых)
ДЕФОРМАЦИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР
и
НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

составил С. П. БАЛЬЯН



БАЛЬЯН
СОГОМОН ПОГОСОВИЧ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ
И ОКАЙМЛЯЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

Рекомендовано к изданию кафедрой геоморфологии и геодезии

Редактор: С. В. Авакян
Художник: Г. Б. Назарян
Техн. редактор: А. А. Овасапян
Контр. корректор: А. С. Саакян

17315

