

XE HADAPAN

1.
2.
3.
4.
5.

... ..

Х. Е. НАЗАРЯН

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА БАССЕЙНОВ РЕК АЗАТ, ВЕДИ И ЧАНАХЧИ

Современная структура территории бассейнов р. р. Азат, Веди и Чанахчи, как и вся современная структура Малого Кавказа, своим происхождением обязана Каледонскому, Герцинскому и особенно Альпийскому геотектоническому циклам.

В конце Каледонского цикла был создан современный консолидированный жесткий субстрат как в исследуемом районе, так и на всем Малом Кавказе.

9856/1
В результате Герцинского цикла сформировались крупные структурные элементы в области развития средне-верхнепалеозойских отложений юго-восточной Армении (антиклинальные структуры—Дагнакская, Урцско-Вайкская, Аргичинская и др.).

В формировании современной структуры и макроформ рельефа Малого Кавказа чрезвычайно большую роль сыграл альпийский геотектонический цикл. Решающая роль альпийского цикла, как отмечает Л. Н. Леонтьев (1949), заставляет выделить в нем три этапа—раннеальпийский (лейас-неоком), среднеальпийский (апт-верхний эоцен) и позднеальпийский (ныне—олигоцен).

На раннеальпийском этапе геотектонического движения сложился геотектонический план, вполне отвечающий современной тектонической зональности.

В течение среднеальпийского этапа геотектонического движения раннеальпийский геотектонический план расчленился в сторону дальнейшего его усложнения. Указанный процесс протекал в обстановке геосинклинального нарушения, на фоне которого имели место как входящие, так и нисходящие колебания.

Позднеальпийский этап характеризуется решительным господством восходящих тенденций. Этот этап дал очень мало в смысле оформления геотектонической структуры Малого Кавказа (в том числе и исследуемого района). Но им был создан геоморфологический облик последнего как современного горного сооружения.

До позднеальпийского геотектонического цикла, в предолигоценное время, в результате дислокации палеогеновых и верхнемеловых отложений Севано-Курдистанской зоны последняя геоантиклинально вздымается и причленяется к соседним геоантиклинальным зонам (Мисхано-Зангезурская и Сомхето-Карабахская).

В связи с этим, начиная с олигоценного времени, в большой центральной части Малого Кавказа формируется крупная и единая малокавказская геоантиклинальная суша, а геосинклинальные прогибы (Еревано-Ордубадский и Куринский) соответственно мигрируют к югу и к северу (А. А. Габриелян, 1946). В результате предолигоценных движений море ликвидируется из Севано-Курдистанской геотектонической зоны, а что касается Еревано-Ордубадской зоны, занимающей большую часть исследуемого района, то она остается геосинклиналью, покрытой морем.

Биралу-Зоващенское поперечное поднятие, образованное в эоцене между Ереванским и Вайк-Ордубадским синклипориями, в нижнем и среднем олигоцене опускается, и море без прерыва распространяется от Ереванского бассейна к Вайк-Ордубадскому. На рассматриваемой территории на данном этапе развития в качестве суши выступают центральные части Гегамского антиклинория и Урцской антиклинали. Эти суши, возможно, имели расчлененный рельеф средневвысотных гор, о чем свидетельствует накопленная на их перифериях свита песков и конгломератов. В море, вдали от берега, накопились гипсоносные глины, известняковые песчаники и известняки. Имеющиеся в этих отложениях представители богатой фауны (нуммулиты, кораллы и другие теплолюбивые формы) указывают на теплый тропический климат, характерный для данной территории в нижнем и среднем олигоцене.

При верхнем олигоцене—нижнем миоцене появляются

новые тектонические нарушения (предчокракские) и образуют дальнейшие вздымания малокавказской антиклинальной зоны, что обуславливает новое сокращение площади морского водоема, т. е. вызывает новую регрессию.

Среднеолигоценовое открытое море отступает с Еревано-Ордубадской геосинклинальной зоны, и только в наиболее прогнутых частях зоны (в Ереванском и Нахичеванском бассейнах) образуются пресноводные озера.

В результате тектонических нарушений этого периода большая часть территории бассейнов р. р. Азат, Веди и Чанахчи переходит в континентальную фазу развития. Морской режим сохраняется только в крайне западной части этой территории, где в верхнем олигоцене—нижнем миоцене (?) накапливается мощная (500—800 м) толща, которая имеет лагунно-континентальный характер и представлена в основном красноцветными гипсоносными глинами, песчаниками, песками и конгломератами.

Конгломерат состоит из галечников, составленных из метаморфических, вулканических, флишевых и других пород. Сложенные из метаморфических и вулканических пород галечники текущей водой перенесены в Ереванский бассейн из участков Цахкуняцкого, Памбакского и Базумского хребтов (С. П. Бальян, 1953), а галечники, сложенные из флишевых, отчасти вулканических и других пород—с Ераносского, Гегамского и, возможно, с Урцкого и Дагнакского хребтов.

Представленные в верхнеолигоценовых—нижнемиоценовых (?) отложениях конгломераты свидетельствуют о том, что значительная часть исследуемого района в данный период представляла собою область интенсивного размыва.

Учитывая разность темпов поднятия элементов структуры, входящих в различные геотектонические зоны рассматриваемого района, нужно предполагать, что в центральных частях Гегамского антиклинория и Урцкой антиклинали существовал расчлененный рельеф средневысотных гор в пределах Дагнакской и Ераносской антиклиналей, на перифериях Гегамского антиклинория и Урцкой антиклинали—низкогорно-предгорный слаборасчлененный рельеф, а в остальных частях рассматривае-

мого района (восточнее современной р. Азат) — плоский, местами волнисто-равнинный рельеф.

Основные водные артерии на интересующей нас территории имели общекавказское направление. Главные реки текли вдоль южного крыла Гегамского антиклинория и северного крыла Урцской антиклинали и приняли от окружающих гор ряд консеквентных притоков. Большая мощность лагунно-континентальной толщи верхнего олигоцена — нижнего миоцена (?) свидетельствует о том, что поднятие южной части Ереванского синклинория сопровождалось погружением его западной части.

Образовалась предгорная депрессия, где и происходило накопление этой толщи. Отсутствие фауны, большое количество содержащих гипсов и красный цвет глини подтверждают лагунно-континентальный характер толщи, которая осела в мелком водоеме озерного типа в условиях полусухого и жаркого климата.

Усиленное испарение и малое количество атмосферных осадков вели к тому, что лагуна становилась самостоятельной.

По всей вероятности, упомянутая континентальная толща отлагалась в Ереванском озерном бассейне временно действующими селевыми потоками. В период кратковременных дождей ливни размывали склоны, а также берега и накапливали аллювиально-пролювиальный материал в прибрежной части водоема, причем этот материал временными водными струями или подводными течениями передвигался, окатывался, группировался и перемешивался с песком. Таким образом, по-видимому, образовались неправильные скопления терригенных материалов в верхнеолигоценном — нижнемиоценовом (?) водоеме.

В среднем (?) и верхнем миоцене после перерыва и размыва вследствие предсреднемиоценовых движений происходит новая трансгрессия.

Море проникает в Ереванский бассейн и покрывает части рассматриваемого района, расположенные западнее Ераносского хребта, и ингрессирует к бассейну оз. Севан. Путь проникновения верхнемиоценового моря в эти районы Малого Кавказа представляет собой нерешенную пока проблему.

Проникновение верхнемиоценовой ингрессии проходило по уже выработанным широким речным долинам.

Ингрессионный пролив, вероятно, проникал через долину, соответствующую современной р. Раздан, в котловину оз. Севан. Другой ингрессионный залив был расположен на Канакерском плато, выклипываясь к Гегамскому нагорью.

Самые мощные отложения верхнего миоцена развиты в предгорной впадине по линии с. с. Аван—Дзорагбюр—Мангюс.

Основная часть Араратского межгорного прогиба представляла собой, вероятно, мелководное дно верхнемиоценового бассейна.

Вполне возможно, что верхнемиоценовое море в виде отдельных заливов и эпиконтинентальных бассейнов появилось на участке гор Спитакасар и Гехасар, в синклиналиях Гортуйской, Чатма-Кетузской и в других местах.

Литологический состав средне- (?) и верхнемиоценовых отложений исследуемого района (преимущественно глины, оолитовые и органогенные известняки и др.) указывает на слабый принос терригенного материала с прилегающей к бассейну суши. Отсюда вытекает, что в течение всего этого длительного периода в исследуемом районе отсутствуют значительные неровности рельефа.

Водораздельные участки современного Гегамского нагорья, Урцского, Дагнакского и Ераносского хребтов представляли собой горы высотой в 200—500 м (по данным Е. Е. Милановского, 1953) или пенеппенизированные возвышенности.

На южном склоне Урцского хребта, на участке Волчьих ворот, в результате продолжающегося роста палеозойской антиклинали отсутствуют связи между Ереванским и Нахичеванским бассейнами (Л. Н. Леонтьев, 1949). Об этом свидетельствует сохранение лагунных условий в Нахичеванском бассейне при одновременном накоплении морских сарматских осадков в Ереванском бассейне.

Между Гегамскими и Урцскими горами были широко распространены денудационные низменные равнины, слабо наклоненные в сторону Ереванского бассейна, куда и текли реки.

Возможно, что окрестности рек представлены в виде аллювиально-пролювиальных, а местами и болотистых равнин.

Речная сеть имела базисом эрозии морские ингрессионные и лагунные водоемы, не отличающиеся большой глубиной.

Таким образом, изучаемый район в верхнем миоцене представлял собой в основном пенеэпленезированную область. Однако останцы обширного пенеэплена верхнего миоцена на интересующей нас территории уничтожились в условиях пост-плиоценового поднятия рельефа в результате интенсивного размыва.

По всей вероятности, в пределах Гегамского нагорья фрагменты этого пенеэплена покрылись мощными вулканогенными толщами плиоценового и четвертичного времен. За пределами изучаемого района—в высоких частях Памбакского, Базумского и Севанского хребтов—останцы верхнемиоценовых пенеэпленов сохранились в виде отдельных фрагментов.

Анализ верхнемиоценовой фауны (гастроподы, пелециподы, а также фауна мактрид), флоры (теплолюбивые вечнозеленые) и отложений (оолитовые и другие известняки) показывает, что в это время климат изучаемого района имел теплый субтропический характер.

Надо полагать, что сравнительно плоский рельеф и теплый климат способствовали глубокому физическому и химическому разложению древних палеозойских, мезозойских и палеогеновых отложений и возникновению коры выветривания.

В конце верхнего миоцена (перед мзотисом) происходят мощные и решающие тектонические движения, которые сыграли важную роль в создании современной тектонической структуры Армении. Несомненно, в это время рождалась основная складчатость отложений палеогена и миоцена как исследуемого района, так и всей южной Армении. В результате этих движений формируются складки участка Шорагбюр—Дзорагбюр, а также складки центральных частей Шагапской и Чанахчинской синклиналей. В это же время в бассейнах р. р. Шагап и Чанахчи образуются линии тектонического нарушения Кадрлу—Карахач—Вардашат и Ардараз—Чива—Арени, которые впоследствии во многих местах покрылись ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной толщей.

В результате предмзотических движений и складкообразо-

вания происходит поднятие и в Приереванской депрессии и соответственно этому размыв сарматских отложений.

В области малокавказской геоантиклинальной суши (в том числе и на участке Гегамского нагорья) эти движения проявились гораздо слабее и выразились в основном в эпейрогенетическом поднятии области (с амплитудой поднятия около 500—1000 м—Е. Е. Милановский, 1953), обусловившем новый цикл размыва крупного масштаба.

Таким образом, как констатирует А. А. Габриелян (1946), после верхнего миоцена, т. е. с начала плиоцена, Малый Кавказ уже полностью вступает в континентальную фазу своего развития.

Однако вслед за указанными поднятиями в нижнем и среднем плиоцене на южном предгорье малокавказского поднятия происходит новое опускание, что приводит к образованию новой депрессионной зоны (на участке с. с. Вохчаберд—Гегарт—Гелайсор—Хосров—Гортун и др.), ограничивающейся с юга поднятиями, существовавшими на месте современного среднеараксинского прогиба. Существование поднятия в Среднеараксинском прогибе в нижне-среднеплиоценовое время доказывается тем, что сарматские отложения Приереванского района по направлению к югу, т. е. к современному прогибу, резко уменьшаются в мощности и обнаруживают следы размыва.

О существовании зоны поднятия в районе Среднеараксинского прогиба в указанное время свидетельствует также отсутствие мощных вулканогенно-пролювиальных или же эквивалентных образований в районе прогиба.

Таким образом, подтверждается, что Среднеараксинский прогиб, который, начиная с олигоцена (А. А. Габриелян, 1948), все время прогибался, претерпевает новое крупное поднятие в конце верхнего миоцена и в начале плиоцена.

Возможно, что одновременно с образованием депрессионной зоны Вохчаберд—Гегарт—Гелайсор также происходило опускание в отдельных частях Гортунской, Чанахчинской и Шагалской синклиналей. Почти во всех опусканиях, образованных на этом этапе, был установлен мелководно-озерный континентальный режим. За пределами изучаемого района такие

мелководно-озерные бассейны появляются также в районах Ахты, Нор-Баязета, Аргича и в других местах.

Предмэотические дифференциальные движения сопровождаются возникновением или оживлением разломов (в малокавказском мегантиклиноруме, в том числе и в Гегамском антиклиноруме), служащих проводящими каналами для нижне-среднеплиоценовых вулканических извержений.

Извержения происходят на огромной территории в виде широкой полосы, протягивающейся от Ахалкалакского нагорья до Зангезура.

В исследуемом районе центрами интенсивного вулканизма на этом этапе являлись: осевая часть Гегамского антиклинория, г. Уч-тапа, расположенная северо-восточнее монастыря Гегард, участок г. Алла-ахпер и т. д. Продукт нижне-среднеплиоценового вулканизма (мощностью до 1000 м, толщи вулканогенно-обломочная и пролювиально-вулканогенная) из своеобразно поднимающегося Гегамского антиклинория и других центров вулканизма распространился в район верхнего и среднего течения р. р. Азат, Веди и Чанахчи, покрыл доплиоценовый рельеф, верхнемиоценовые денудационные равнины, заполнил реликтовые озера и эпиконтинентальные бассейны и создал на рассматриваемой территории вулканические возвышенности и плато с абсолютной высотой (Е. Е. Милановский, 1953) в 1000—1500 м.

Реликтовые озера и эпиконтинентальные бассейны ввиду большой мелководности заполняются вулканогенно-обломочным продуктом и засыхают.

С гипсометрической точки зрения из всех озер самым низким и не очень мелким был озерный бассейн, занимающий депрессию Вохчаберд—Гегард—Гелайсор, где отложилась пролювиально-вулканогенная толща.

На данном участке земной коры геологическая деятельность нижнего и среднего плиоценовых периодов проходила в направлении образования Вохчабердской толщи, где чистые вулканические образования чередуются с пролювиальными наносами.

Озерный бассейн, где происходило отложение толщи, вероятно, был настолько мелководным, что за короткий про-

межуток времени наполнился селевыми наносами. В результате этого воды озера не могли размывать, пересортировать и расчленивать накопленные в приустьевых частях материалы до приноса следующей порции. Именно этим и обусловлено то обстоятельство, что первоначальное расположение этих пролювиальных наносов сохранилось и в дальнейшем.

Вохчабердский озерный бассейн получал терригенный материал и с юга, т. е. с бывшего денудационного участка, существовавшего на месте современной Араратской равнины. В составе Вохчабердской толщи в виде небольших линз и карманов встречаются также отдельные пачки глины, являющихся продуктами размыва верхнемиоценовых глин, широко развитых в данном районе и на участке современной Араратской равнины.

Согласно наблюдениям А. А. Габриеляна, по направлению к северу и северо-востоку пачки этих глин быстро выклиниваются и замещаются вулканогенными образованиями. Это явление, а также ряд других фактов, показывает, что Араратская равнина в это время представляла собою область размыва.

В конце вулканической деятельности нижне-среднего плиоцена начинает извергаться более кислый материал дацитового и липаритового состава. Вязкая, малоподвижная лава в гребневой части Гегамского нагорья формирует Спитакасарский и Гехасарский экструзивные конусы, которые, подвергаясь действию эрозии и других экзогенных факторов до современной эпохи, превратились в почти расчлененные массивы.

В нижне-среднем плиоцене пролювиально-вулканогенные толщи образуются не только в исследуемом районе, но и вне его границ—на восточных подошвах Гегамского нагорья (нижние свиты Сарыкаинской толщи) и в других частях Малого Кавказа.

Накопление толщ большой мощности свидетельствует о резкой расчлененности нижне-среднего плиоценового рельефа интересующего нас района и вообще Малого Кавказа. В конце этого этапа в северных и средних частях территории бассейнов р. р. Азат, Веди, Чанахчи преобладают вулканические расчлененные возвышенности и плато, в юго-восточной части, в

центральных участках Ераносского, Дагнакского и Чалсарского хребтов—структурные эрозионно-денудационные горы, высота которых, по данным Е. Е. Милановского, колеблется в пределах 300—1500 м, а на участке Араратской равнины, как отмечалось выше,—денудационная равнина (?).

Речная сеть в основном связана с синклиналиями, т. е. имеет продольный характер и, возможно, западное направление.

По данным А. Л. Тахтаджяна, ниже-среднеплиоценовая флора исследуемого района имела вечнозеленые элементы. Следовательно, климат этой эпохи был теплым.

В конце среднего плиоцена (перед акчагылом) появляются новые, довольно сильные тектонические движения, обусловившие дислокацию ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной и пролювиально-вулканогенной толщи.

Вслед за этими преакчагыльскими движениями происходит крупное эпейрогенетическое движение, вызвавшее новый цикл сильной эрозионной деятельности.

Акчагыльский век известен обширной трансгрессией Каспия. В эпоху акчагыльской трансгрессии исследуемая территория подвергалась денудации, в результате чего образовались денудационные поверхности (пенеплены), которые, в основном, сложены из ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной и пролювиально-вулканогенной толщи.

Останцы денудационных поверхностей акчагыла встречаются на Гегамском нагорье (под молодыми лавами), на Вохчабердском, Урцском, Дагнакском, Ераносском, Карахачском и Думалинском хребтах—на абсолютной высоте в 2000—2200 м, 2400—2600, местами 2800 м и более. Такое колебание высот в основном обусловлено дифференциальным характером постакчагыльских эпейрогенетических движений, а также длительностью периода образования этих уровней.

В этом веке денудационные поверхности имели большое распространение не только на рассматриваемой территории, но и вне ее границ—на Памбакском, Цахкуняцском, Базумском, Севанском, Вайкском, Зангезурском хребтах и в других местах Малого Кавказа.

Акчагыльские денудационные поверхности пересекают ниже-среднеплиоценовую вулканогенную толщу и в Приере-

ванском районе покрываются долеритовыми базальтами. Последние же, в свою очередь, покрыты озерными отложениями, содержащими верхнеакчагылскую фауну (в пределах Котайкского плато). Учитывая такие стратиграфические взаимоотношения, долеритовые базальты относят к среднему акчагылу, а денудационные поверхности—к нижнему акчагылу (Н. В. Думитрашко, 1952).

Учитывая значительное колебание абсолютных высот денудационных поверхностей и наличие уступов между различными такими поверхностями, соответствующих перегибам топографической поверхности, Н. В. Думитрашко предполагает, что образование этих денудационных поверхностей в местах, свободных от долеритовых базальтов, возможно, продолжалось до верхнего акчагыла.

Начиная со среднего акчагыла, усиливаются эпейрогенные поднятия дифференциального характера, проявляющиеся в виде отдельных скачков и приводящие к образованию в Гегамском антиклиноринуме крупных тектонических разломов и, следовательно, к излиянию мощных лавовых масс. Последние, обладая чрезвычайной текучестью, покрывают громадные площади пенеценизированного и частично слабо расчлененного рельефа северных и северо-западных частей нагорья. В пределах Котайкского плато долеритовая лава доходит до Араратской равнины, заполняя неровности рельефа. Долазовые террасы морфологически ясно выражены в рельефе Котайкского плато как унаследованные бронирующими лавами формы ступенчатого рельефа. Долеритовые лавы в основном представлены в частях, прилегающих к изучаемому нами району, а на собственной территории они наблюдаются в южной части Гегамского нагорья (на участке г. Гндасар) площадью всего в 2—3 км².

Для верхнего акчагыла в Приереванском районе был характерен озерный режим, характеризующийся отложениями диатомитовых толщ. В этом же периоде озерный режим существовал в Севанской котловине и в других низменных частях Малого Кавказа.

В этих озерах имела фауна дрейсенид, которая могла поселиться только в водных бассейнах, имеющих незначитель-

ную высоту над уровнем моря (не более 300 м) (Думитрашко, 1952). Отсюда следует, что расположенные западнее и восточнее Гегамского нагорья впадины Приереванская и Севанская имели абсолютную высоту не более 300 м. Гегамские горы и другие водоразделы изучаемого нами района в результате интенсивного размыва возможно имели гораздо меньшую высоту, чем в среднем плиоцене, когда они достигали высоты 1500 м. Отдельные же высоты, как, например, экструзивные конусы Спнтакасар и Гехасар, имели абсолютную высоту до 1800 м.

Будучи приспособленной к направлению синклинальных складок, гидрографическая сеть продолжала сохранять свой продольный характер.

На этом этапе развития рельефа существовали основные водные артерии, имеющие направление Шагап—Чанахчи—Вайк, Гелайсор—Азизкенд—Гортун—Ардараз. На участке Гюнют—Джафарлу—Кярки, в Чатминской синклинали и на склонах Гегамского вулканического массива действовали сравнительно маленькие реки. Одна из речных долин, берущая начало с юго-западных склонов Гегамского нагорья, проходила по границам Котайкского плато, которое было заполнено долеритовыми лавами того же века.

В зависимости от степени пенепленизации рельефа реки имели неглубокие долины, малое падение и небольшую скорость течения.

В конце акчагыла в результате преапшеронских тектонических движений северная часть изучаемого района подвергается новому сводообразному поднятию дифференциального характера, а южная часть, наоборот, подвергается относительному опусканию.

Таким образом, увеличивается разность высот, и эрозия доходит до огромных размеров. В апшероне на фоне эпейрогенетических движений происходит интенсивное расчленение акчагыльских денудационных поверхностей.

Следы апшеронского размыва сохранились в современном рельефе в виде перевальных долин Биралинского, Советашен-Эльпинского, Гортун-Ардаразского, Джафарлу-Гюнютского и других перевалов. Так как эти древние долины на указанных перевалах гипсометрически расположены ниже акчагыльской

денудационной поверхности, то их возраст определяется как послееакчагыльский, предположительно, апшеронский.

В апшеронском веке гидрографическая сеть в основном имела такое же направление, какое она имела при акчагыле. Отличие состояло в том, что речные долины имели большую глубину. По всей вероятности, в конце эрозионного цикла в предгорных частях изучаемого района (на участке Советашенского плато, в нижней части долины р. Шагап и т. д.), которые территориально и гипсометрически были близки к локальному базису эрозии, образовались денудационные поверхности. И, по-видимому, начиная с этого этапа развития рельефа, накопилась Советашенская галечниковая толща.

Таким образом, имея в виду и апшеронские денудационные поверхности с ограниченной площадью, при изучении формирования современного рельефа данного района можно говорить о трех древних денудационных поверхностях. Это—верхнемиоценовая (покрытое молодыми лавами Гегамское нагорье), нижеакчагыльская и апшеронская поверхности.

Периоды планации рельефа соответствовали периодам сравнительно спокойного состояния земной коры, а периоды, разделяющие различные по возрасту образования денудационных поверхностей, соответствовали периодам прерывистого течения тектонических процессов.

Следовательно, в истории развития рельефа исследуемого района с миоцена были три периода спокойного движения земной коры, что привело к образованию древних поверхностей выравнивания, и три крупных прерывистых тектонических движения, которые соответственно вывели из временного равновесия древние денудационные поверхности. Но все эти добакинские тектонические движения еще не нарушили систему древней гидрографической сети района, которая еще сохранила свой продольный характер.

На границе верхнего апшерона и бакинского века эпейрогенетические тектонические движения вновь активизируются и сопровождаются вулканизмом (предбакинская орогенетическая фаза). Вулканические извержения происходят на перифериях и из трещин, образованных в сводовых частях Гегамского массива, претерпевающего брахиантклиналиное поднятие.

В основном изливаются кислые лавы (андезиты, трахиты, дациты, липариты, обсидианы и т. д.) и образуют экструзивные конусы вследствие малоподвижности. При этих извержениях в пределах изучаемого района образуются Большой и Малый Гндасары и, вероятно, несколько трахитовых конусов, принадлежащих к системе горы Аркашен. За пределами же района образуются горы Атис, Гутанасар, Большой и Малый Артени и др.

Возраст этих экструзивных конусов, сидящих на покрове долеритовых базальтов, датируется не позднее нижнего плейстоцена на основании палеолитических орудий типа шёлль и ашель, изготовленных из обсидиановых пород (С. Сардарян, 1954).

Как указывает А. А. Габриелян (1950), вулканические массивы—Гегамское нагорье и брахиантиклинальные поднятия Арагаца в основном были связаны с тектоническими движениями, которые имели место в конце плиоцена и в начале четвертичного периода. Сводообразные поднятия Гегамы, Арагаца и других массивов Малого Кавказа сопровождались соответствующими синклинальными прогибаниями в их периферийных частях, где образовались синклинальные котловины (Араратская, Севанская, Апаранская, Ленинанканская), в которых устанавливался озерный режим и происходило накопление мощных толщ озерных осадков.

Важно отметить, что Среднеараксинский синклинальный прогиб как единая структурная зона в своем современном виде формировался только в результате тектонических движений на границе верхнего апшерона и бакинского времени.

На южном склоне Малого Кавказа в миоцене и плиоцене существовали два самостоятельных тектонических прогиба (Ереванский и Нахичеванский), которые были разделены палеозойским поднятием Урцского и западной части Вайкского хребтов (А. А. Габриелян, 1950).

Это поднятие среди указанных прогибов играло роль поперечной перемычки. На границе апшерона и бакинского века в южной части указанной зоны палеозойского поднятия происходит крупное опускание, что ведет к образованию здесь, в бакинском веке, синклинального прогиба, налегающего с

огромным стратиграфическим перерывом и почти с поперечным простиранием на сводовую часть размытого крупного палеозойского антиклинория (А. А. Габриелян, 1948).

Таким образом, Ереванский и Нахичеванский бассейны соединяются и образуют современный Среднеараксинский синклинальный прогиб.

Под воздействием указанных предбакинских движений на южных предгорьях Урцского, Бозбурунского и Ераносского хребтов образуются линии тектонического нарушения большой амплитуды, по направлению которых выходят многочисленные источники и накапливают травертины.

Итак, в результате предбакинских интенсивных тектонических движений формируются такие крупные единицы структуры и морфологии изучаемого района, как Гегамское нагорье, Араратская котловина и т. д. Как уже говорилось, в конце ачкагыла и в апшероне, в районе оз. Севан и Араратской котловины существовали озерные бассейны. Последние характеризовались одинаковыми физико-географическими условиями и имели примерно одинаковую гипсометрическую отметку, по-видимому, мало отличающуюся от уровня древнего Каспийского моря. Об этом свидетельствует большое фациальное подобие пресноводных образований, осевших в указанных озерных бассейнах. Однако в современную эпоху развития рельефа котловина оз. Севан находится на абсолютной высоте более 1900 м, а Араратская котловина—на 800—1000 м. Такая большая амплитуда высот указывает, во-первых, что тектонические движения имели дифференциальный характер и, во-вторых, что котловина оз. Севан, начиная с апшерона, поднялась на 1700—1800 м. Отсюда следует, что если одна из центральных депрессий Малого Кавказа—Севанская котловина—от апшерона до современной эпохи поднялась до 1800 м, то смежный с ней Гегамский антиклинорий в такой же промежуток времени должен был подняться более чем на 2 км.

Часть такого большого поднятия падает на долю предбакинских тектонических движений.

Таким образом, если в ачкагыле центральная часть Гегамского вулканического нагорья была ниже 1500 м и только от-

дельные вершины имели 1800 м, то, принимая во внимание размер постапшеронского поднятия, нужно предполагать, что после предбакинских тектонических движений Гегамский вулканический щитовидный массив имел высоту более чем 2000 м, причем отдельные вершины доходили до 2500 м. Высота вулканических и вулканическо-эрозионных гор, расположенных на склонах щитовидного массива, а также Ераносского, Дагнакского, Урцского хребтов, имеющих структурный эрозионно-денудационный рельеф, колебалась в пределах 1000—2000 м. Предгорья и предгорные наклонные равнины имели высоту 1000 м, а приозерная аллювиальная равнина—до 400 м.

Предбакинская орогеническая фаза сопровождается интенсивными вертикальными движениями, в значительной степени перестроившими древний рельеф и способствовавшими превращению апшеронской продольной гидрографической сети в консеквентную, поперечную, ориентированную по направлению к молодым базисам эрозии.

Соединением и относительным опусканием Араратской и Нахичеванской котловин, образованием Вайкской котловины, поднятием водораздельного участка р. р. Азат—Веди, Биралинского, Советашен-Эльпинского, Гюнют-Джафарлинского, Гортун-Ардаразского, Гортун-Ахского перевалов водораздельная артерия Шагап—Чанахчи—Вайк, Палео—Азат разделяется и создает условия для развития современной гидрографической сети.

В связи с соединением в южной части изучаемого района Араратской и Нахичеванской котловин образуется объединенный озерный бассейн, после засыхания которого формируется р. Аракс. Первоначально р. Аракс протекала по подошвам Ераносского, Возбурунского и Урцского хребтов. Но в результате сводообразного поднятия Гегамского нагорья она постепенно переместилась на юг. Об этом свидетельствуют террасы и старицы, сохранившиеся в левобережной части Аракса.

После предбакинских тектонических движений на участке Советашенского плато продолжают накапливаться аллювиально-пролювиальные отложения. То же самое происходит и во вновь образованной Вайкской котловине (Айнадзорское и Азизбековское плато).

Тектонические движения на границе верхнего апшерона и бакинского века деформируют также акчагыльские денудационные поверхности, покров долеритовых базальтов и т. д.

Таким образом, предбакинская орогеническая фаза привела к коренным изменениям в рельефе бассейнов р. р. Азат, Веди и Чанахчи.

Каждый крупный толчок из недр земли в четвертичное время приводил к образованию уступов одной террасы.

В долинах рек Азат, Веди и Чанахчи имеется до 6 террас, связанных с современной гидрографической сетью. Эти террасы на различных участках долины имеют различные высоты, что свидетельствует о сводовом, дифференциально-прерывистом движении исследуемого района и после предбакинской фазы орогенеза.

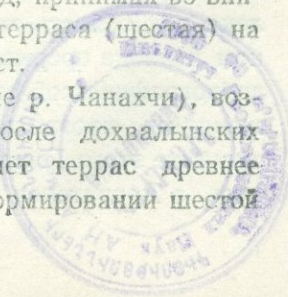
Исходя из данных Н. В. Думитрашко (1952), а также из того, что шестая терраса в пределах долины р. Азат срезает поверхность нижнеплейстоценовых (бакинских) андезито-базальтовых лав, мы ее относим к нижнехазарскому возрасту. Пятая терраса условно приписывается верхнему хазару (Н. В. Думитрашко, 1952) ввиду того, что отложения четвертой террасы в долине р. Апаран переслаиваются с флювиогляциальными отложениями максимальной фазы Вюрмского оледенения и приписываются хвалынскому периоду. Третья терраса считается террасой верхнехвалынского возраста, т. к. в нижнем течении р. Апаран она также покрыта флювиогляциальными отложениями Вюрмского оледенения.

Более низкие—вторая и третья террасы, как указывает Н. В. Думитрашко (1952), постледниковые и соответствуют новокаспийским террасам.

Началом пересечения глубоких поперечных ущельев Дагнас (в долине р. Веди) и Гортун-Чанахчи (в долине р. Чанахчи) можно считать верхнебакинский период, принимая во внимание то обстоятельство, что древнейшая терраса (шестая) на этом ущелье имеет нижнехазарский возраст.

Джанамдарасинское ущелье (в долине р. Чанахчи), возможно, начало формироваться сразу же после дохвалыньских тектонических движений. В этом ущелье нет террас древнее пятой. В течение хазарского века (при формировании шестой

19586/1



и пятой террасы) река Чанахчи, пересекая Чалсарскую антиклиналь, с Гортунской синклинальной котловины текла к Чанахчинской, а затем повернула в сторону Вайкской котловины, т. к. здесь еще не было Джанамдарасинского ущелья.

Таким образом, современная поперечная гидрографическая сеть начала свою эрозионную деятельность с верхнебакинского века, а местами и с верхнего хазара. В зависимости от неодинаковой интенсивности тектонических поднятий различных частей исследуемого района, мощность эрозии в отдельных его частях различна. Количество и величина уступов террас в исследуемом районе позволяет различать следующие зоны.

1) *Зона интенсивного поднятия.* Она охватывает центральную часть Гегамского вулканического щитовидного массива, где размер постплиоценовой эрозионной расчлененности доходит до 800 м (долина р. Ухтакунк).

2) *Зона среднего поднятия.* Эта зона занимает склоны Гегамского нагорья, Ераносский, Дагнагский, Урцский, Думанлинский, Карахачский хребты, а также Кешишсарские, Кюсузсарские, Алла-ахперские и Бозбурунские горы.

В этой зоне размер постплиоценовой эрозионной расчлененности доходит до 400—450 м (Чалсарское, Джанамдарасинское, Дагнаское ущелья).

3) *Зона слабого поднятия.* Охватывает Шагапскую и Чанахчинскую синклинальные котловины, продолжением которых на востоке является Арпа-Воротанская зона. Как показывает анализ высот террас, расположенных в долине р. Чанахчи, эта зона поднимается более медленно, чем окаймляющие ее Дагнак-Чалсарский и Урцский антиклинальные хребты.

4) *Зона относительного погружения.* Сюда входит Араратская котловина, где темп тектонического поднятия гораздо слабее, чем у окружающих гор. Поэтому она относительно опускается и в отличие от указанных выше трех зон представлена как область преобладающей аккумуляции. В четвертичном периоде прерывистое усиление эрозионной деятельности гидрографической сети обусловлено эпейрогенетическими движениями, проявляющимися в виде отдельных скачков. В результате этого Гегамское нагорье время от времени поднималось, а Араратская котловина, наоборот, относительно опуска-

лась, способствуя увеличению разности высот исследуемого района.

Под воздействием плейстоценовых тектонических движений (предхазарских, предхвалынских и постхвалынских) в различных частях Гегамского щитовидного массива образуются глубокие тектонические трещины, а следовательно, и вулканизм.

На границе бакинского и хазарского веков из трещин земной коры, образованных в результате предхазарских тектонических движений, жидкая лава базальтового и андезито-базальтового состава изливается на поверхность, наполняет долины, образованные на склонах Гегамского нагорья, обходит высоты из плиоценовых пород, бронирует приподнятые останцы акчагылского пенеблена и образует обширное лавовое плато со слабым уклоном. Эти лавы занимают обширные территории в верховьях р. р. Азат и Веди. Они составляют поверхность значительной части юго-западного склона Гегамского нагорья.

Ввиду сводообразного поднятия Гегамского нагорья на подошвах Урцского, Бозбурунского, Ераносского и Вохчабердского хребтов происходит отталкивание речных долин: Аракса—к юго-западу, Азата и Веди—к юго-востоку.

На границе хазарского и хвалынского веков в результате предхвалынских движений происходят новые поднятия, сопровождающиеся новым пароксизмом вулканической деятельности. На этот раз изверженная базальтовая лава из трещин, образованных на Гегамском антиклинорнуме, течет по обработанной долинной сети. Один из таких лавовых языков протекал по линии Гегард—Гарни—Зовашен и наполнил уже существовавшую до этого долину р. Азат.

После извержения предхвалынских лав р. Азат начала развивать новую, более молодую долину по контакту Гарни-Зовашенского лавового языка и Ераносского хребта.

Таким образом, каждый крупный толчок из недр земли в плейстоценовое время привел к извержению этих лав и одновременно образованию уступов одной террасы.

Тот факт, что в высоких частях Гегамского нагорья вместе с плиоценовыми образованиями оледенению подверглись также предхазарские и предхвалынские лавы, позволяет считать их доледниковыми.

Под воздействием тектонических движений конца плиоцена и плейстоцена Гегамское нагорье претерпело прерывистое мощное сводообразное воздымание, и в результате этого после предхвалыньских движений¹ его центральная водораздельная часть подошла к своему современному гипсометрическому положению (выше 3000 м).

По Л. А. Варданянцу (1948), предхвалыньские движения сопровождались климатической депрессией, а в связи с этим также и оледенением. Наши наблюдения в пределах Гегамского нагорья подтверждают следы только одного оледенения. Но данные, касающиеся числа конечных морен, кар и карондов, позволяют сделать вывод о том, что Вюрмское оледенение на Гегамском нагорье имело до шести стадий. В распространении древнего оледенения большую роль сыграла экспозиция склонов, в силу которой в пределах района подверглись оледенению преимущественно северные и северо-восточные склоны гор Аждаак, Спитакасар, Гехасар и Аркашен, а на других склонах оледенение носило частичный характер. Оледенение было долинно-карового типа.

В период таяния ледников в предгорьях огромные массы водных потоков образуют флювиогляциальные конусы выноса.

Причины оледенения нельзя считать вполне выясненными. Однако, по всей вероятности, можно предполагать, что возникновение Вюрмского оледенения обязано предхвалыньской орогенической фазе, способствовавшей росту гор выше уровня снеговой линии, а также сопровождавшей его климатической депрессии.

Нужно отметить, что в хвалыньский период водораздельная часть Гегамского нагорья имела примерно 3400 м высоты.

В это же время снеговая граница находилась на абсолютной высоте в 2900 м, т. е. депрессия снеговой линии доходила до 500 м. А в период от нижнего хазара² до хвалыньского времени даже интенсивно поднимающаяся местность не претерпевала 500-метрового поднятия.

¹ Уступ хвалыньской (четвертой) террасы доходит до 110—120 м высоты.

² Считаем, что в нижнем хазаре в Гегамском нагорье оледенения не было.

Судя по разностям высот нижнехазарских (шестая) и хвалыньских (четвертая) террас, в исследуемом районе в указанное время самое интенсивное поднятие не превышало 150—190 м. Отсюда следует, что причина Вюрмского оледенения не может быть объяснена поднятием исследуемого района выше снеговой границы, вызванным лишь предхвалыньской орогенической фазой, а она может быть объяснена, главным образом, климатической депрессией снеговой границы.

После предхвалыньских тектонических движений, как на всем Малом Кавказе, так и в изучаемом нами районе, имел место ряд других тектонических движений, которые и обусловили образование более низких террасовых уступов современной речной сети. Из этих движений самым сильным была поствюрмская орогеническая фаза, под воздействием которой в гребневой части Гегамского нагорья в меридиональном направлении образовался ряд трещин, что сопровождалось вулканизмом. С этими трещинами связано излияние постледниковых андезитовых лав (по К. Н. Паффенгольцу—лавы типа «Е»).

Постледниковые лавы покрывают в основном северную часть Гегамского нагорья, а в пределах изучаемого района они представлены в той части бассейна р. Азат, которая лежит западнее притока Кызыл-чай. Один из лавовых языков дошел даже до с. Гарни и заградил р. Милли. В результате этого близ развалин села Таракамалар образовалось небольшое озеро. За короткое время озеро наполнилось водой, дало течение и эродировало заградительный барьер, сложенный из постледниковых лав.

Ерагагат, Нал-тапа и ряд других эруптивных конусов своим образованием обязаны этой фазе вулканизма.

Участки распространения поствюрмских андезитовых лав характерны неровным рельефом и чингилями.

В пределах изучаемого района тектонические движения продолжаются и сейчас, о чем свидетельствуют частые землетрясения, иногда доходящие до 9—10 баллов.

На территории бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи действуют землетрясения, входящие в Араратскую группу очагов (Л. А. Варданянц, 1935).

Л. А. Варданянц к этой группе очагов относит не менее

40 разрушительных землетрясений, из которых особенно большой силой отличались (7—10 баллов) землетрясения 854, 858, 869, 893, 894, 1679, 1840, 1841, 1871, 1910 годов.

Подытоживая вышесказанное, можно выделить ряд периодов, имевших решающее значение для возникновения современного рельефа бассейнов р. р. Азат, Веди и Чанахчи. Из таких периодов важен Мезозойский, который в сущности относится к доконтинентальному этапу формирования рельефа изучаемой территории, когда большая часть территории была еще покрыта морем, а главные современные хребты были как бы в стадии эмбрионального развития.

В этом периоде создались основные геотектонические элементы исследуемого района, которые впоследствии явились основой формирования современного рельефа.

Следующим важнейшим периодом является Кайнозой, в течение которого сформировался облик современного рельефа изучаемого района. На этом этапе решающим событием явились предпалеогеновые и предолигоценные тектонические движения, благодаря которым в основном сплетается сводовая структура всего Малого Кавказа, в том числе и изучаемого района, осложненная дифференциальными участками.

В течение всего неогена и четвертичного периода развитие рельефа исследуемой территории шло согласно унаследованному структурному плану.

Развитие рельефа шло непрерывно, а иногда и отдельными скачками с относительными остановками. Этапам остановок (верхнемиоценовому, нижнеакчагылскому, апшеронскому) как закономерность соответствовали трансгрессии и планации рельефа, а этапам скачкообразного поднятия (предплиоценовому, плиоценовому, предбакинскому, предхазарскому, предхвалынскому и др.) соответствовало формирование уступов террас или плавное изгибание поверхностей выравнивания.

С продолжающимися до современной эпохи интенсивными тектоническими движениями (поднятие и относительное опускание) связаны и вулканические извержения, тоже сыгравшие крупную роль в создании облика современного рельефа исследуемого района. Четвертичная история бассейнов рек Азат,

Веди и Чанахчи в основном представляет по своей сущности прямое продолжение их развития в плиоцене.

Плиоценовый и четвертичный вулканизм был связан с одним и тем же магматическим очагом, поскольку ареалы их распространения целиком и полностью совпадают (Л. Н. Леонтьев и В. Е. Ханн, 1949).

До конца плиоцена в пределах изучаемого района гидрографическая сеть имела продольный характер, т. е. долины в основном соответствовали синклиналиям, а водораздельные хребты—антиклиналям.

В перестройке продольной гидрографической сети решающую роль сыграли предбакинские и отчасти предхвалынские (для низовьев р. Чанахчи) тектонические движения. В результате этих движений поднялась средняя часть водораздела р. р. Азат—Веди, а также Биралинский, Советашен-Эльпинский, Гортун-Ардаразский, Гюнот-Джафарлинский перевалы; старая гидрографическая сеть расчленилась и послужила причиной образования современной поперечной гидрографической сети. Современные речные долины, глубина которых в средних течениях и верховьях доходит до 500—800 м, образовались в основном после предбакинских орогенных движений.

Вюрмские ледники двигались по уже готовым эрозионным долинам и несколько изменили очертания верхних частей долин.

В рассматриваемом районе сильные тектонические движения продолжаются и в современную эпоху, о чем свидетельствуют сильные и частые землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баабян С. П.—Краткая характеристика истории развития рельефа центрального вулканического нагорья Армении. Тр. конференции по геоморфологии Закавказья, Баку, 1953.
2. Вардамянц Л. А.—Сейсмогеотектоника Кавказа. Тр. сейсмологического ин-та АН СССР. № 64, 1935.
3. Вардамянц Л. А.—Плиоценовая история Кавказско-черноморско-каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
4. Габриелян А. А.—К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. 53, № 2, 1946.

5. Габриелян А. А.—К тектонике Араратской котловины, ДАН Арм. ССР, т. IX, № 3, 1948.
6. Габриелян А. А.—Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.
7. Думитрашко Н. В.—Основные этапы развития рельефа юго-восточной части Малою Кавказа. Доклад IV конференции по вопросам геоморфологии Закавказья, рукопись, библиотека Арм. географ. общ-ва, 1952.
8. Леонтьев Л. Н.—Тектонические стрессия и история геотектонического развития Малою Кавказа. Бюл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1949.
9. Леонтьев Л. Н., Хани В. Е.—О кайнзойском вулканизме Малою Кавказа, ДАН СССР, т. XVII, № 4, 1939.
10. Милановский Е. Е.—История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малою Кавказа. Докл. IV конференции по вопросам геоморфологии Закавказья, рукопись, библиотека Арм. географ. общ-ва, 1953.
11. Сардарян С. А.—Палеолит в Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1954.

Кафедра физической географии

Ե. Ե. ՆԱԶԱՐՅԱՆ

ԲՕԶԱՏ, ՎԵՂԻ ԵՎ ՉԱՆԱԽՉԻ ԳԵՏՆՐԻ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ՌԵԼԵՅԻ
ԶԱՐԳԱՅՄԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ազատ, Վեղի և Չանախչի գետերի ավազանների ժամանակահից ռելեֆի առաջացման համար կարևորագույն նշանակություն են ունեցել Մեղրոտյան և Կայնեոտոյան պերիոդները: Մեղրոտյին վերադրվում է ուսումնասիրվող տերիտորիայի ռելեֆի ձևավորման մինչցամաքային էտապը, երբ տերիտորիայի մեծ մասը ծածկված է եղել ծովով, իսկ ժամանակակից գլխավոր լեռնաշղթաները գտնվել են զարգացման սաղմնային ստադիայում: Այդ պերիոդում ստեղծվել են ուսումնասիրվող շրջանի հիմնական գեոտեկտոնական էլեմենտները, որոնք հետագայում հանդիսացել են այն հիմնականը, որի շուրջը ձևավորվել է ժամանակակից ռելեֆը: Կայնեոտոյի ընթացքում ձևավորվել է ուսումնասիրվող շրջանի ռելեֆի

ժամանակակից դեմքը: Այդ պերիոդի ընթացքում վճռական իրա-
զեպ են հանդիսացել նախապալեոգենյան և նախաօլիգոցենյան
տեկտոնական շարժումները, որոնց շնորհիվ, հիմնականում,
հյուսվել է ամբողջ Փոքր Կովկասի, այդ թվում նաև ուսումնասիր-
վող շրջանի կամարային ստրուկտուրան:

Ամբողջ նեոգենի և չորրորդականի ընթացքում քննարկվող
շրջանի ուղեֆի զարգացումը ընթացել է համաձայն ժառանգված
ստրուկտուրային պլանի:

Ռելեֆի զարգացումը տեղի է ունեցել անընդհատ, բայց և,
առանձին թռիչքներով ու հարաբերական կանգառումներով:

Մինչ ժամանակակից էպոխան շարունակվող տեկտոնական
ինտենսիվ շարժումների հետ են կապված նաև հրաբխային ժայթ-
քումները, որոնք զգալի դեր են կատարել հետազոտվող տերիտո-
րիայի ուղեֆի ժամանակակից դեմքի գոյացման ասպարեզում:

Մինչ պլիոցենի վերջը քննարկվող տերիտորիայի սահմաննե-
րում հիդրոգրաֆիկ ցանցը ունեցել է երկայնակի բնույթ, իսկ այ-
նուհետև նախաբաքվի և մասամբ նախախվալինյան տեկտոնական
շարժումների ներգործությամբ այն տրոհվում է ու տեղիք տալիս
ժամանակակից ընդլայնական հիդրոգրաֆիկ ցանցի գոյացմանը:

Վյուրմյան սառցադաշտերը շարժվել են արդեն պատրաստի
էրոզիոն հովիտներով և առաջ բերել որոշ փոփոխություններ հո-
վիտների միայն վերին մասերի գծագրություն մեջ:

Հետազոտվող շրջանում տեկտոնական շարժումները ուժեղ
թափով շարունակվում են նաև ժամանակակից էպոխայում, որի
մասին վկայում են մեծ ուժի հասնող երկրաշարժերը:

Ֆիզիկական աշխարհագրության ամբիոն

Х. Е. НАЗАРЯН

МОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНОВ РЕК АЗАТ, ВЕДИ И ЧАНАХЧИ

Территория, охватывающая бассейны левобережных притоков реки Аракс—Азат, Веди и Чанахчи, представлена южными и юго-западными склонами Гегамского (Агмаганского) нагорья, а также юго-восточной частью Араратской равнины. Она расположена между $39^{\circ}37' 27''$ — $40^{\circ}13' 40''$ с. ш. и $44^{\circ}27' 36''$ — $45^{\circ}06' 45''$ в. д. и занимает общую площадь в 2375 км².

Исследуемая территория имеет чрезвычайно сложное орографическое строение. На северо-востоке она охватывает юго-западную часть Гегамского вулканического нагорья, а на юге и западе—часть Араратской равнины. Начинаясь с Гегамского нагорья и в средней части района постепенно опускаясь к Араратской равнине, протягивается ряд хребтов (Вохчабердский, Ераносский, Бозбурунский, Кешишсарский, Кюсузсарский, Думанлинский, Дагнакский, Урцский и другие), отделяющихся друг от друга глубокими ущельями (каньоны рек Азат, Чанахчи и др.), а иногда широкими и обширными долинами (Шагапская, Чатминская и др.).

Абсолютные высоты исследуемого района колеблются от 795 м. до 3599 м. В соответствии с этим здесь выделяются различные морфографические типы рельефа: среднегорный, низкогорный, тип плато и равнин, расположенных на различных гипсометрических высотах.

Вся исследуемая территория подвергается дренажу реками Азат, Веди и Чанахчи. Эти реки в своем верхнем и среднем течении текут по глубоким эрозионным долинам, иногда по каньонам, а в нижнем течении склоны долин, раскрываясь, постепенно понижаются и сливаются с

Араратской равниной. Падение указанных рек от истока к устью, где они впадают в р. Аракс, достигает более двух километров. Большим падением отличаются верхние и средние течения рек, где и происходит интенсивная эрозия, а в нижнем течении, где падение меньше, преобладает аккумуляция.

Кроме указанных рек, в исследуемом районе существуют также небольшие реки (Чатма, Асни и др.) и в большом количестве временно действующие селевые потоки (Баграсаг, Шорджри-дзор, Спитак-дзор и др.).

На рассматриваемой территории есть также ряд маленьких озер (Карагези-гёль, Асади-гёль, Гелайсор-лич, озеро Аждаака и др.) различного происхождения—оползневые, ледниковые, кратерные и др.

Сложность рельефа района обусловлена особенностями литологии, тектоники, климатическими условиями, а также пестротой почвенно-растительного покрова.

В строении бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи участвуют как осадочные породы палеозоя, мезозоя, кайнозоя (известняки, мергели, глины, песчаники, сланцы и др.), так и вулканические (базальты, андезиты, порфириды, обсидианы, липариты, дациты и др.), отличающиеся разной степенью дислоцированности, а также пестрым литолого-петрографическим составом. Там, где горы сложены из сравнительно прочных и однородных пород, рельеф отличается структурными формами. В этом отношении известны сложенные из известняков северный склон Урцского хребта, Дагнакский хребет и сложенные из мергелей Бозбурунские горы и др. Наоборот, в тех участках, где горы имеют пестрый литолого-петрографический состав, рельеф бывает сильно расчлененным. Типичным примером может служить значительная часть водораздела между реками Азат и Веди, южные отроги Урцского хребта и некоторые другие участки изучаемого района.

Наряду с прямыми структурными формами, в зависимости от литолого-петрографического состава и структурного строения пород, в ряде случаев отрицательным элементам тектонической структуры соответствуют положи-

гельные формы рельефа. Такими являются: синклинальные горы Кетузсар, Алла-ахпер, Думанлинский хребет, северная половина Ераносского хребта, антиклинальная долина р. Веди и др. Таким образом, в пределах исследуемого района по отношению к денудации имеются очень разнообразные породы (как более, так и менее податливые).

Тектоника района отличается большой сложностью. В северной части его находится зона сводового поднятия Гегамского массива, а на юге—зона относительного опускания Араратского синклинального прогиба.

В средней части района выделяется ряд крупных и мелких морфоструктурных элементов—антиклинали (Урцская, Дагнакская, Прикетузская, Бозбурунская, Ераносская) и синклинали (Чанахчинская, Гортунская, Чатма-Кетузская, Ацаванская), а также многочисленные брахиантиклинали.

Достаточно распространены и хорошо выражены в морфологии рельефа также линии разломов.

Анализ собранных фактических материалов доказывает, что морфология района тесно связана с структурами, которые отображаются в морфологии местности как прямые, тектонические формы. Так, например, Гегамское нагорье, Урцкий, Дагнакский, Кешинсарский, Кюсузсарский и Бозбурунский хребты, а также южная половина Ераносского хребта имеют антиклинальное и сбросово-антиклинальное строение, а Шагапская, Чанахчинская, Гортунская, Гелайсорская и Чатминская котловины—синклинальное строение; Араратская котловина также представляет собой синклинальный прогиб.

Наряду с геологической структурой в образовании современного рельефа рассматриваемой территории важное значение имеют новейшие тектонические движения и сопровождающий их плиоценово-четвертичный вулканизм. Вулканизм сыграл огромную роль в формировании рельефа особенно северной части исследуемого района.

Общезвестно, что тектогенные формы рельефа не являются неизменными. Начиная с процессов их возникновения, они изменяются под непрерывным и многосторонним воздействием экзогенных сил.

Климатические особенности бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи являются одним из мощных рельефообразующих экзогенных факторов.

Климат района отличается своей континентальностью. Так, среднегодовая амплитуда температуры воздуха в исследуемом районе колеблется в пределах от 22,5 до 35⁰, а абсолютная амплитуда достигает почти 70⁰. Резкая континентальность климата замечается и в температуре почвы. Достаточно отметить, что в пределах Араратской равнины годовая абсолютная амплитуда на поверхности почвы превышает 100⁰.

Сильные колебания температуры во всех частях района благоприятствуют процессам физического выветривания.

Довольно больших размеров достигают суточные колебания температуры вокруг точки замерзания воды. В результате этого породы района с различными физико-химическими свойствами подвергаются интенсивному морозному выветриванию, чем и обусловлено образование каменных россыпей— „чингилей“, распространенных на гребнях Гегамского нагорья, и значительная часть делювиальных отложений, находящихся в др. частях бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Значительное место занимают также процессы химического выветривания.

В исследованном районе распределение осадков неравномерно как в территориальном отношении, так и в течение года. В разных частях бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи годовое количество их колеблется от 229 мм до 700 мм. В течение года осадки имеют два максимума—весенний и осенний и два минимума—летний и зимний. Для первого максимума характерными являются ливневые дожди, которые производят огромную работу. Второй максимум выражен слабо и ливневые дожди в этот период не наблюдаются.

Интенсивность эрозии зависит не только от массы текучих вод, но также и от петрографических свойств пород, слагающих данную поверхность. Так, в андезитобазальтах (Гегамское нагорье) и галечниковых покровах (Советашенское плато и др.) процесс расчленения рельефа

идет медленно, так как основное количество атмосферных осадков просачивается в глубь галечников и по трещинам андезито-базальтов, чем и объясняется сравнительно слабый поверхностный сток. В сланцах и глинах (Ераносский хребет, Бозбурунский массив, Прикетузский участок и др.), обладающих значительными водоупорными свойствами, обеспечивается поверхностный сток и, следовательно, интенсивное расчленение местности.

Хребты, сложенные известняками и плотными мергелями (Урцский, Дагнакский, Кешиншарский, Кюсузсарский и др.), благодаря их устойчивости по отношению к выветриванию образуют положительные формы рельефа, которые со своей стороны подвергаются интенсивному расчленению вследствие значительного поверхностного стока временно действующих потоков, связанных с большими амплитудами высот и значительной поверхностью.

На крутых и длинных склонах с большой относительной высотой встречаются участки сильно расчлененные, с глубокими оврагами (южные склоны Урцкого, Дагнакского и Ераносского хребтов). В таких местах литологический состав пород играет второстепенную роль, а крутизна, форма и длина склонов являются основными факторами, обуславливающими развитие эрозионных процессов.

В результате частных колебаний температуры и в условиях интенсивной эрозии на южных склонах Урцкого и Ераносского хребтов, на Бозбурунском массиве и Прикетузском участке на часто сменяющихся и непроницаемых породах (глины, мергели, песчаники и т. д.) образовались „дурные земли“ („Bad lands“).

Огромное количество твердого материала, перенесенное с горных частей исследуемого района быстротекущими горными реками и временно действующими потоками, в основном скопится в пределах Араратской аккумулятивной равнины и образует конусы выноса различных размеров.

Рельефообразующая роль принадлежит в известной степени и ветру (западных румбов и местного происхождения). Под воздействием ветров на периферии Араратской равнины в подошвенных частях гор Вели-даг и Бозбурун

образованы песчаные бугры небольших размеров и другие микроформы коррозионного генезиса на предгорных частях района.

Следует также указать на роль процессов оползней и обвалов. Несмотря на то, что формы рельефа, созданные этими факторами, территориально локализованы, однако они имеют довольно широкое развитие в Шагапской, Чанахчинской, Гортунской котловинах, а также в районе с. с. Келанду, Вохчаберд, Гелайсор и т. д.

В исследуемом районе довольно активно действуют суффозионные процессы, распространенные на отложениях гипсоносных глин (Шагапская котловина и др.).

В зависимости от мощности, состава и территориального развития почвенно-растительного покрова денудационные процессы, в частности площадной смыв, выражаются в различной степени, подчиняясь в целом закону вертикальной зональности.

При формировании микроформ исследуемого района некоторую роль играет животный мир.

В высоких частях района в образовании рельефа большая роль принадлежит плейстоценовым ледникам, которыми созданы на склонах гор Аждаак, Спитакасар, Гехасар и Аркашен трюги, кары, каронды и другие экзаррационные формы, а на привершинном плато Гегамского нагорья и в трюговых долинах — моренные накопления.

Большое воздействие на изменение рельефа оказывает деятельность человека. Распахивание склонов, строительство каналов, орошение огромных территорий, осушение болот, строительство промышленных и транспортных сооружений, меры борьбы с эрозией внесли существенные изменения в общий ландшафт и микрорельеф рассматриваемого района.

* * *

В бассейнах рек Азат, Веди и Чанахчи отчетливо выделяются следующие две области:

а) *область преобладающей денудации*, в которую входят вся верхняя и средняя части бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи;

б) область преобладающей аккумуляции, в которую входит Араратская озерно-речная аккумулятивная равнина (в пределах исследуемого района).

ОБЛАСТЬ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ДЕНУДАЦИИ

Исходя из генетических и морфографических особенностей рельефа области преобладающей денудации, в ней можно выделить следующие типы рельефа:

I. Вулканические и эрозионно-вулканические средние горы и плато;

II. Эрозионно-денудационные средние горы с обращенным рельефом (с синклинальными структурами);

III. Структурные эрозионно-денудационные горы с прямым тектоническим рельефом (со складчатыми структурами): а) средние горы, б) низкогорья;

IV. Эрозионно-денудационные моноклинальные плато;

V. Межгорные синклинальные котловины;

VI. Крупные эрозионные долины.

I. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ЭРОЗИОННО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СРЕДНИЕ ГОРЫ И ПЛАТО

1. Морфология Гегамского нагорья¹

Армянское нагорье, куда входит и изучаемый район, начиная с ранних геологических периодов до современной эпохи претерпевало многообразные изменения, обусловленные преимущественно тектоническими явлениями. Ряд созданных особенностей придали нагорью в высшей степени индивидуальный характер [21].

Указанный характер Армянского нагорья определяется не столько сложным устройством рельефа, сколько выраженными в больших размерах вулканическими процессами и созданными ими формами рельефа, которые в той или иной степени подверглись и подвергаются воздействию экзогенных сил. Извержение магмы обусловило современ-

¹ Юго-западная часть.

ную морфологию Армянского центрального вулканического нагорья.

Одним из типичных вулканических макроформ рельефа Армянского центрального вулканического нагорья является Гегамский массив или, как принято говорить, Гегамское нагорье.

В Гегамском нагорье мощная толща, образованная действием плиоценово-четвертичного вулканизма, покрыла древний складчатый и значительно пенепленизированный субстрат, создав аккумулятивные формы вулканического рельефа. Однако первичный вулканический рельеф, подвергаясь в дальнейшем воздействию экзогенных сил, превратился в вулканический и эрозионно-вулканический рельеф. Следы плейстоценовых ледников в определении характера рельефа имеют в целом второстепенное значение.

Гегамское нагорье с точки зрения общих морфологических особенностей выступает как обширное щитовидное плато, склоны которого постепенно переходят в окружающие его котловины. Центральная часть этого плато расположена на абсолютной высоте более 2800 м. На поверхности плато возвышаются многочисленные вулканические конусы с значительной относительной высотой, расположенные в меридиональном направлении. Многие из них служат водоразделами между бассейном оз. Севан и Арагской котловиной.

Для характеристики юго-западной части Гегамского нагорья или, иначе говоря, верхней части бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи мы считаем целесообразным, на основании морфологических особенностей, разделить ее на две части:

- А. Главный водораздел южной половины,
- Б. Юго-западные склоны.

А. Главный водораздел южной половины

Главный водораздел южной половины нагорья охватывает горную цепь, простирающуюся на юг от вершины

Аждаак (Кызыл-даг) и Ерагагат (Уч-тапа) до гор Гндасар (Топ-даг) и Сомров. Здесь на абсолютной высоте в 2700—2900 м на бугристой поверхности плато возвышаются вулканические и эрозионно-вулканические вершины от 200 до 400 м относительной высоты. Они представлены с севера на юг в следующей последовательности: Аждаак, Ерагагат, Нал-тапа, Назал-тапа, Зиарат, Спитакасар, Гехасар, Аркашен, Большой и Малый Гндасары и на крайнем юге—Сомров.

Исходя из генетических и морфологических особенностей вершин, составляющих главный водораздел, мы их классифицируем на 4 типа: а) *полигенные вулканы*; б) *шлаковые конусы*; в) *экструзивные купола* и г) *эрозионно-вулканические вершины*.

К первому типу мы относим полигенный вулкан Аждаак, расположенный в центральной части Гегамского нагорья и являющийся его высшей точкой. Его абсолютная высота доходит до 3599 м, а относительная—более 400 м.

Являясь полигенным вулканическим конусом, Аждаак сложен из чередующихся многочисленных слоев, четвертичных лав и шлаков. Подобное чередование слоев четко выражено на его северных и восточных склонах, где, по Б. М. Куплетскому [13], наблюдаются до 12 таких слоев, лав и шлаков.

По внешним морфологическим очертаниям Аждаак напоминает усеченный конус. В его вершинной части размещен кратер диаметром около 200 м и глубиной в 80 м. Центральную часть кратера занимает красивое озеро, которое имеет 15-метровую глубину и круговую площадь радиусом в 50 м. Озерная вода прозрачная, ее температура зависит от температуры воздуха. Вершинный круг кратера имеет периметр длиной в 700 м и представлен не очень остро заканчивающимися стенами. Исключение составляют, с этой точки зрения, только юго-восточные и северные части, которые имеют высоту до 8—10 м по отношению к другим частям и сравнительно острые вершины. Внутренние склоны кратера спускаются к озеру уклоном в 20—30° и целиком покрыты размельченным красноватым шлаком.

Имеющие южную экспозицию части склонов в начале лета освобождаются от снежного покрова, и поверхностный слой под воздействием солнечных лучей нагревается, что в отдельных местах (в частности, там, где имеется почвенный покров) вызывает незначительных размеров солифлюкционные явления. Образованные в результате последних, формы составляют основные элементы микрорельефа склона. Склоны же северной экспозиции в течение всего года только на 1 месяц освобождаются от снежного покрова или же круглый год остаются покрытыми снегом.

Вся поверхность внешних склонов г. Аждаак покрыта выброшенными из кратера пористыми красными шлаковыми породами, которые в результате выветривания отчасти измельчали и получили вид щебня и мелкого песка. Вершина и склоны лишены растительного покрова. Воды, питаясь из снежников вершинной части горы, сразу же исчезают под землей и только в подошвах в виде холодных источников выходят или из-под шлаковых наносов или из контакта различных лавовых покровов. Эти воды питают правобережные притоки р. Азат и левобережные притоки р. Гаварагет, относящиеся к бассейну оз. Севан.

Внешние склоны Аждаака опускаются с неодинаковым уклоном.

Его северный склон под воздействием летних снежников представлен большой крутизной ($55-70^{\circ}$). До августа месяца, а иногда и круглогодично, сохранявшиеся на этом склоне снежные пятна в условиях высокой дневной температуры оттаивают, а образовавшаяся вода заполняет трещины пород. В результате ночной отрицательной температуры эта вода замерзает и расширяет трещины. Неоднократное повторение таких явлений имеет место, в частности, поздней весной и ранней осенью и приводит к морозному выветриванию пород. Под воздействием силы тяжести выветренный материал скатывается вниз и накапливается у подошвы горы. В результате удаления выветренного материала северный склон горы получает большую крутость. В его средней части нередко образуются даже обрывы

высотой в 20—30 м и длиной в 50—200 м, где хорошо видны слагающие горы лавовые и шлаковые слои.

По сравнению с северным склоном горы западный склон имеет меньший уклон (35—40°). Это объясняется его экспозицией, благодаря которой снег здесь остается недолго и в конце весны и начале лета тает и просачивается в шлак, слагающий склон. В средней части этого склона, где распространены мелкопесочные шлаки, в результате небольших поверхностных дождевых потоков образовались две эрозионные борозды, которые на подошвах склона заканчиваются слабо выраженными конусами выноса. Под действием гравитационной силы выветренный шлаковый материал с верхней части склона продвигается по всему склону и особенно по эрозионным бороздам вниз, образуя у подошвы горы мощные накопления. В них часто встречаются вулканические бомбы различных размеров.

Южный склон Аждаака имеет уклон, аналогичный западному склону (35—40°).

В отдельных участках южного склона Аждаака наблюдается наличие почвенного покрова мощностью в несколько сантиметров, с отдельными видами нагорно-тундровой растительности. На этом склоне широко распространены солифлюкционные явления небольших размеров. Мелкозем в виде тонкого слоя шлаковых суглинков при снеготаянии местами становится полужидким и по склону скользит вниз, образуя оплывины длиной в 3—4 м, шириной в 2—3 м. На поверхности высохших оплывин часты трещины, параллельные склону или же разделяющие оплывину на правильные многоугольники. По мере приближения к сохранившимся на склоне снежным пятнам число оплывин увеличивается, а их поверхность становится влажной, вязкой. Как отмечает Н. В. Думитрашко [9], присутствие оплывин и их характерная форма указывают на передвижение по склонам пропитанных талыми водами суглинистых материалов, созданных морозным выветриванием на периферии снежников.

На поверхности отдельных оплывин заметна сортировка обломков суглинистой массы. При этом по направлению падения склона сравнительно крупные обломки щебня рас-

положены ниже мелких обломков. Такая картина указывает на сортировку обломков по крупности под влиянием силы тяжести и является наглядным доказательством продвижения суглинистых масс в результате процесса солифлюкции.

Для восточных склонов Аждаака, в отличие от других его склонов, характерны формы гляциального рельефа. Здесь, в верхней части левобережного притока Гаварагет-Гыри-дзор, в верховьи долины, на абсолютной высоте в 2900—3200 м, наблюдаются измененные эрозией кары, из коих три кара имеют 120—180 м глубины, 0,5—1 км ширины и несколько километров длины. Их склоны, сложенные из андезито-базальтовых пород, представлены в виде обрывов. В результате выветривания со склонов обрывов оторвалось большое количество андезито-базальтовых глыб и обломков и накопилось у их подошвы.

Вогнутые донные части двух каров, наполняясь талыми водами, превратились в озера площадью около 2000 кв. метров.

Долина реки Гыри-дзор, несмотря на то, что носит ясные следы воздействия ледника, все же не сохранила характер трога, так как склоны ее в нижней части засыпаны осыпями.

Сравнительно меньше каров имеется на северо-восточном склоне хребта Геш-кая, протянувшегося к востоку от г. Аждаак.

Как в верховьях р. Гыри-дзор, так и на северо-восточных склонах Геш-кая кары представлены тремя ярусами, что свидетельствует о нескольких стадиях отступления ледника. На двух склонах долины Гыри-дзор на абсолютной высоте 2700—2900 м мы наблюдали боковые моренные отложения, а на дне этой же долины, на высоте 2600 м, как отмечает Н. В. Думитрашко [8], найдены конечно-моренные холмы.

Во впадинах рельефа, образованных в результате древнего горно-долинного оледенения, снежники сохраняются до половины августа, а иногда и круглогодично.

Для восточного склона Аждаака характерно еще то,

что большая часть межкартовых территорий покрыта непроезжими чингилями.

Ко второму типу относятся шлаковые конусы, представляющие собой вторичные паразитические образования, возникшие на андезито-базальтовых лавовых полях. В их строении преобладают продукты вулканической взрывной деятельности, которые представлены преимущественно скоплением черных и красных пористых шлаковых материалов, выброшенных из кратера. Часто в изверженном материале можно встретить типичные вулканические бомбы грушевидно-удлиненной и веретенообразной формы, диаметр которых от нескольких десятков сантиметров доходит до 1 м. Образование этих вулканических материалов было обусловлено большими газовыми взрывами в лавовых потоках. Почти все вершины этого типа имеют форму правильно усеченного конуса и обладают кратерным углублением. Все кратеры обычно круглые или овальные и окружены насыпным валом шириной в 15—30 м, сложенным шлаковыми и пористыми выбросами. Диаметры кратеров колеблются в пределах 50—150 м, а глубина—20—60 м. Уклон их внутренних стен в большинстве случаев составляет 30—40°. Центральные части некоторых кратеров в результате снеготаяния и обильных дождей превращаются в озера, которые через несколько недель высыхают.

На дне кратерных озер наблюдаются „каменные кольца“ правильной овальной формы диаметром от 65 до 150 см [13]. Периферии „каменных колец“ сложены из обломков шлака и лавы, имеющих диаметр в 3—5 см, а иногда и больше; центральная часть этих колец немного выпукла и сложена из глинистого мелкозема, перемешанного со сравнительно мелкой галькой. Аналогичные „каменные кольца“ обнаружил на массиве Арагац и Б. А. Клопотовский [12].

По мнению подавляющего большинства исследователей, при формировании этих структур решающее значение имеет частое чередование замерзания и таяния лишенных растительности почвогрунтов, которые сопровождаются параллельным периодическим разбуханием и сжатием почвенных коллоидов. В результате этого процесса происхо-

Дит типичное для „каменных колец“ строгое подразделение на две части—крайнюю и центральную. При этом имеющиеся в почве крупные каменные обломки, непрерывно отступая от центра, составляют крайнюю часть кольца, а в его центральной части скопляется останцевая мелкоземо-суглинистая масса, поверхность которой становится слегка выпуклой. Внешние склоны шлаковых конусов обычно не расчленены благодаря тому, что шлаковые породы, слагающие конусы, почти полностью исключают поверхностный сток галых и дождевых вод. Однако в результате сильного физического выветривания материал, сложенный из легкоразрушающихся шлаков, под действием силы тяжести перемещается со склонов на подошвы вулканических вершин и образует вокруг них с некоторыми промежутками кольца делювиальных отложений.

Вершины шлакового типа расположены большей частью на обширном щитообразном плато и имеют относительную высоту до 300 м. Очевидно также и то явление, что они располагаются обычно группами.

Вулканические шлаковые конусы распространены преимущественно вне пределов изучаемого нами района—в северной половине водораздельной части нагорья. Из них только вершины Ерагагат, Нал-тапа, Назал-тапа, Зиарат находятся в пределах рассматриваемого района и в основном расположены вокруг горы Аждаак (к западу и югу).

К третьему типу относятся экстрезивные вулканические конусы, из которых в центральной части южной половины Главного водораздела нагорья известны горы Спитакасар, Гехасар, а в южной части—Большой и Малый Гндасары.

Горы Спитакасар и Гехасар расположены непосредственно к югу от участка распространения вершин эруптивных вулканов. Г. Спитакасар (3520 м) возвышается на привершинном плато на более чем 400 м относительной высоты. Длина его основания—с севера на юг—доходит до 5 км, а ширина—с востока на запад—около 2 км.

Гора Гехасар (3346 м) расположена в нескольких километрах южнее Спитакасара. По отношению к привершинному плато она со всех сторон имеет 400 метров относи-

тельной высоты, за исключением западной стороны, где в результате интенсивной эрозии образовались глубокие и недоступные ущелья (Ухтакунк и Дарбанд). Поэтому относительная высота вершины здесь доходит от 700 до 900 м. Протяженность Гехасара с востока на запад доходит до 7 км, а с севера на юг — 2—4 км.

Спитакасар и Гехасар сложены из чередующихся слоев липаритов, дацитов и обсидианов, которые иногда ограничиваются туфовыми осадками тех же пород [13]. Липаритовые, дацитовые и обсидиановые кислые и вязкие лавы, характерные малоподвижностью и быстрой замерзаемостью, здесь образовали моногенные бескратерные экструзивные конусы [13, 14]. Эти экструзивные конусы выступают в виде островов из-под окружающего их покрова базальтов и андезито-базальтов.

Вопрос о возрасте Спитакасара и Гехасара до сих пор еще не выяснен. Б. М. Куплетский [13] и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [14] считают эти вершины экструзивными конусами, прорезающими толщу четвертичных андезито-базальтов и следовательно, являющимися самыми молодыми вулканическими образованиями в пределах Гегамского нагорья. По мнению К. Н. Паффенгольца [22], обе вершины являются древнеэрозионными останцами третичного вулканического рельефа и обтекаются четвертичными доледниковыми андезито-базальтовыми лавами. Эти эрозионные останцы третичного вулканического рельефа выступают из-под более молодого четвертичного лавового покрова в виде „нунатаков“. По Е. А. Нефедьевой [20, стр. 97], „наиболее вероятно, что Большой и Малый Аг-даг (Спитакасар и Гехасар—Х Н) являются одновременно и экструзивными конусами и останцами древнеэрозионного рельефа“. Она считает бесспорным, что Спитакасар и Гехасар более древние, чем четвертичные лавы, и обосновывает это следующими фактами:

„1) Липаритово-обсидиановая и липаритово-дацитовая лавы залегают в верхах комплекса третичных вулканических пород;

2) Небольшие выходы липаритово-обсидиановых пород у подножья северо-западных склонов Агмаганского

(Гегамского—Х. Н.) нагорья являются эрозионными останцами третичного рельефа и обтекаются четвертичными лавами;

3) В состав верхнетретично-нижнечетвертичной сарыкаинской толщи входят пеплы липаритового и трахитового составов;

4) Толща раннечетвертичных отложений состоит, главным образом, из обломков липаритово-обсидиановых пород, т. е. в это время разрушились породы уже существовавшей липаритово-обсидиановой формации, а четвертичных андезито-базальтов (типа „В“) еще не было [20, стр. 97].

Мы полностью разделяем эту точку зрения Е. А. Нефедевой и считаем нужным в качестве дополнения к ее фактам прибавить следующее.

В нижней части небольшого обрыва, находящегося на правом склоне глубокого ущелья Ухтакунк, западнее Гехасара, на абсолютной высоте в 2700 м, обнажаются отложения липаритово-обсидиановых пород, эродированная поверхность которых покрыта делювиально-пролювиальными отложениями мощностью от 0,5 до 1,5 м, состоящими из мелких и крупных липаритово-обсидиановых и липаритово-дацитовых обломков. А на неровной поверхности последних размещены четвертичные андезито-базальтовые лавы мощностью до 25 м, составляющие верхнюю часть обрыва (по К. Н. Паффенгольцу—лавы типа „В“). Отсюда следует, что за излиянием липаритово-обсидианов и липаритово-дацитов на поверхность земли последовало довольно продолжительное время эрозии и накопления делювиально-пролювиальных отложений, после чего наступило излияние четвертичных андезито-базальтовых лав, которые заполнили неровности древнего рельефа, сложенного из липаритово-обсидиановых пород.

Вполне вероятные данные относительно возраста Гехасара имеются у Е. Е. Милановского [17], который синхронизирует излияние лав Спитакасарского и Гехасарского массивов с ниже-среднеплиоценовым отложением четвертой свиты Сарыкаинской толщи, в состав которой входят обломки липаритов и обсидианов.

На основании особенностей липаритово-обсидиановых и липаритово-дацитовых кислых вязких лав в процессе образования формы рельефа, хорошо выраженных в морфологии Спитакаса и Гехасара, и исходя из изложенных выше фактов, мы, как и Е. А. Нефедьева [20], считаем, что эти вершины являются, вероятно, и экструзивными конусами, и останцами древнеэрозионного, т. е. верхнетретичного (прежде всего ниже-среднеплиоценового) рельефа.

Спитакасар и Гехасар не имеют кратеров и выделяются значительной крутизной склонов ($45-60^\circ$, иногда и более), что обусловлено малоподвижностью кислой лавы, вышедшей на поверхность земли на данном участке.

В формировании рельефа этих экструзивных вершин значительную роль сыграли четвертичное оледенение, морозное выветривание и нивация, эрозия и другие физико-географические процессы. В результате воздействия этих экзогенных факторов рассматриваемые вершины значительно расчленились.

По нашим наблюдениям, оледенение здесь имело не сплошной, а карово-долинный характер, следы которого в современном рельефе представлены в виде каров. Были покрыты ледниками в основном долины восточных, юго-восточных и отчасти северо-западных склонов этих вершин. На южном и юго-восточном склонах Спитакаса, на абсолютной высоте в 3150—3300 м, наблюдаются четко выраженные три кара шириной в 1,5—2 км и глубиной до 200 м. Они отделяются друг от друга узкими скалистыми языками и имеют резко крутые ($70-80^\circ$) склоны. Выветренный со склонов продукт значительной мощности накопился в донных частях. Боковые морены ледников, выходящих из этих каров, располагаются на абсолютной высоте около 2900 м [8], а конечные морены—на 2600—2700 м [20]. Ледниковые кары наблюдаются также на северо-западном склоне Спитакаса, на абсолютной высоте 3200—3300 м. Унесенные ледниковыми языками склона боковые и конечные морены встречаются на 2900—3100 м абсолютной высоты на поверхности привершинного плато.

Гляциальные формы рельефа встречаются и на Геха-

саре. На северо-восточном и южном склонах этой вершины на абсолютной высоте 3000—3200 м отчетливо видны измененные эрозией кары. Унесенные с каров ледниковыми язычками морены встречаются с периферий Аргиджинской равнины до склонов Гехасара—на абсолютной высоте в 2650—2700 м, 2750 м, 2850—2900 и 3000—3050 м [8].

Далее, одна из долин, спускающаяся с северо-западного склона Гехасара, представляет собой типичный трог, находящийся на абсолютной высоте в 3150—3250 м. Древний ледник, занимающий трог, спустил морены до 2900 м абсолютной высоты.

Большая часть каров Спитакаса и Гехасара часто до августа месяца бывает покрыта снежниками, дающими начало многочисленным маленьким ручейкам.

На основании анализа форм ледниковой экзарации и аккумуляции и характера их сохранности Н. В. Думитрашко [8], а также Е. А. Нефедьева [20] приходят к выводу, что на Спитакасе и Гехасаре наблюдаются следы только одного оледенения. При этом ледник имел карово-долинный характер и претерпел 4—6 стадий отступания.

В формировании форм рельефа Спитакаса и Гехасара огромную роль сыграло морозное выветривание, под воздействием которого липаритово-обсидиановые и липаритово-дацитовые породы, легко разрушившись на огромном расстоянии, покрыли щебне-дресвянистым материалом лишённые растительности склоны.

Часто на склонах останцы выветренных скал представлены в виде голых выступов, подобных пирамидам. Такими голыми скалистыми выступами особенно отличаются восточный склон и средняя часть южного склона Спитакаса, а также северо-западный и юго-западный склоны Гехасара.

Наряду со скалистыми выступами на г. Гехасар имеются также большие обрывы. Вдоль его северо-западного склона, с некоторыми перерывами, тянется обрыв длиной в 4 км и высотой от 10 до 150 м, от которого выветривается и накапливается на подошвах склона огромное количество обломочного материала. Сравнительно мелкие обрывы

есть и на склонах Ухтапарского горного отрога, простирающегося на юго-запад от Гехасара.

Несмотря на то, что сложенная из липаритово-обсидианов и липаритово-дацитов и богатая трещинами поверхность инфильтрует значительную часть атмосферных осадков, тем не менее при обильных осадках здесь образуется поверхностный сток воды и, следовательно, эрозия.

В результате эрозии на склонах описываемых вершин образовались глубокие долины, которые нередко на подошвах вершин заканчиваются конусами выноса. Хорошо выраженные конусы выноса встречаются на южных и западных подошвах Спитакасара и на северных и восточных — Гехасара, т. е. в тех частях, где вершины постепенно сливаются с привершинным плато. Сеть эрозионных лощин сравнительно густа на Гехасаре, где она имеет радиальное расположение. Водоразделы между лощинами и долинами представлены в виде небольших горных разветвлений. Таковым является Ухтапар (Девобойнинский хребет), который начинается с юго-западного склона Гехасара и по левобережью притока р. Милли-Ухтакунка простирается до его среднего течения. К речной долине он понижается строго крутыми и расчлененными лощинами склонами. С его южного склона берут начало несколько мелких притоков р. Ухтакунк, глубокими долинами которых от Ухтапарского отрога отделяется Гарунбурунский водораздел, простирающийся между притоками рек Милли-Ухтакунк и Дарбанд. Последний высоким скалистым обрывом круто спускается в долины указанных двух притоков р. Милли.

* * *

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг пишет: „На Агмаганском (Гегамском—Х. Н.) плато, кроме липаритовых экструзивных конусов Ах-дага (Спитакасара—Х. Н.), имеются, по описанию Б. М. Куплетского, и андезитовые экструзивные конусы“ [15, стр. 112—113]. По нашему мнению, такими экструзивными конусами являются *Б. и М. Гндасары* (2894 м, 2790 м). Эти вершины расположены в южной части Главного водораздела и являются водораспределен-

гельным узлом между реками Караторпах (приток р. Веди), Навчалу (приток р. Чанахчи), Ельпин (приток р. Арпа) и Аргичи.

Большой и Малый Гндасары сложены из андезитовых пород и расположены на расчлененной поверхности бывшего плато, сложенного из пород плиоценовой вулканической толщи. Они имеют верхнетретичный (вероятно, верхнеплиоценовый) возраст и, возможно, синхроничны с г. Адис и г. Гутанасар.

Большой и Малый Гндасары в своих вершинных частях не имеют кратеров и в рельефе представлены как полушаровидные купола с относительной высотой в 300 и 200 м. Отсюда их название—Гндасар—„Шаровая гора“.

Радиус круга основания Б. Гндасара равен 1,5 км, а М. Гндасара—1 км. Круги оснований этих гор представлены как касательные друг к другу окружности. Участок соприкосновения оснований вершин в рельефе представлен в виде перевала, который отделяет рассматриваемые вершины.

Склоны обоих же экструзивных куполов спускаются с почти одинаковой крутизной (40°) и мало расчленены. Как на большом, так и на Малом Гндасаре в результате длительного воздействия экзогенных процессов образовались кора выветривания, почвенный покров (мощностью до 80 и более см) и, соответственно этому покрову, появилась богатая растительность. Каменные россыпи имеют ограниченное распространение и представлены среди растительного покрова в виде островков. В микрорельефе рассматриваемых вершин наблюдаются простирающиеся по склонам многочисленные параллельные тропинки, проложенные мелким и крупным рогатым скотом. Об этих тропинках подробно будет изложено при обсуждении микрорельефа гор, входящих в четвертый тип, где они выражены сравнительно ясно.

К четвертому типу мы относим горы Аркашен и Сомров, которые появились в рельефе в результате эрозионного расчленения первоначального вулканического плато. Аркашенские горы простираются на юг от Спитакасара и Геха-

сара и на север от Б. Гндасара—в водоразделе рек Веди и Аргичи.

В составе Аркашенских гор большое место занимают плиоценовые трахито-андезитовые породы и отчасти четвертичные доледниковые андезито-базальтовые и андезитовые лавы. В отдельных местах андезито-базальтовые лавы окружают трахито-андезитовые конусы, в результате чего с первого взгляда кажется, что последние являются более молодыми экструзивными образованиями, нежели окружающий их андезито-базальтовый покров.

Однако, как указывает Б. М. Куплетский [13], исследования А. С. Гинзберга и А. В. Пека еще в 1928 году показали, что трахито-андезиты залегают под четвертичным андезито-базальтовым покровом и представляют собой дочетвертичный рельеф и только в отдельных вершинах эти древние трахито-андезиты показываются из-под более молодых лав, создавая впечатление самостоятельных выходов.

Аркашенские горы, по сравнению с вышеописанными типами конусов, занимают более обширную площадь. Они имеют несколько вершин, возвышающихся на одном общем основании, относительной высотой в 200—300 м. Все вершины вместе взятые занимают площадь в 15 км². Наиболее значительные вершины массива следующие: Большой Аркашен (3079 м), Малый Аркашен (2980 м) и др. Преобладающая часть высоких вершин сложена из трахито-андезитов, а межвершинные седловины, маленькие равнины и низины, находящиеся на высоте 2750—2800 м, сложены из андезито-базальтов и отчасти шлаков.

Первоначальный рельеф Аркашена являлся результатом плиоценовых и плейстоценовых вулканических излияний. Он был представлен в виде плато и возвышающихся на нем вулканических конусов. Продолжительность фактора времени (от верхнетретичного и отчасти раннечетвертичного до современной эпохи), небольшая мощность вулканических лав, наличие легко разрушающейся трахито-андезитовой толщи под лавовым покровом, механическое выветривание, интенсивная эрозия в условиях обильных атмо-

сферных осадков и тектонического поднятия местности, а также другие процессы выветривания и эрозии, свойственные горным поясам Армении,— вот те основные условия, под воздействием которых первоначальный вулканический рельеф уступил свое место современному эрозионно-вулканическому рельефу.

Вулканические кратеры полностью заполнились обломочным материалом, склоны конусов расчленились водосборными воронками, бугристый рельеф преобразовался в увалистый, образовались многочисленные седловины, глубокие долины со своими междолинными водоразделами и т. д. Преимущественной расчлененностью отличаются западные склоны Аркашена, сложенные исключительно из плиоценовых пород. Отсутствие четвертичных лав на этом склоне указывает на то, что современный рельеф начал формироваться еще в плиоцене. Воздействие экзогенных факторов в течение продолжительного времени привело здесь к образованию строго противоположных форм рельефа, глубоких и узких порожистых долин, междолинных возвышенностей, представляющих части бывшего плато, пирамидообразных скалистых выступов, сложенных из трахитоандезитов и т. д.

Из глубоких долин известны верховья притоков рек Веди-Хосров, Ах-су и Кюсуз, где глубина долин достигает до 150—200 м, иногда и больше, а уклон склонов—50—60°. В отдельных частях склонов этих долин встречаются обрывы высотой от нескольких метров до 20—25 м, а также голые, скалистые пирамидообразные уступы. На подошвах обрывов и крутых склонов наблюдаются конусы осыпей. Глубокие эрозионные речные долины отделяются друг от друга междолинными короткими водоразделами, являющимися частями бывшего плато и простирающимися на юго-запад. Эти водоразделы имеют постепенно снижающуюся по направлению течения рек волнистую поверхность и крутые склоны. Таким междолинным водоразделом является *Хечерский хребет*, который начинается от вершины Б. Аркашен и тянется между двумя правобережными притоками р. Хосров.

Восточные склоны Аркашена, в отличие от западных, расчленены сравнительно слабо. Это объясняется прежде всего тем, что неровности плиоценового рельефа здесь наполнились лавами плейстоцена, которые образовали бугристое плато со слабым уклоном. Впоследствии, подвергаясь воздействию экзогенных факторов, это плато превратилось в пологие, расчлененные склоны. На этих склонах в зависимости от андезито-базальтового состава поверхности и небольшого уклона глубинная эрозия протекает сравнительно слабо, в результате чего долины здесь имеют меньшую глубину, большую ширину и маленькое падение. Верхние части некоторых долин этого склона имеют почти вид трога, потому что они в эпоху четвертичного оледенения были покрыты маленькими ледниками. Флювиогляциальные отложения ледников наблюдаются на западных перифериях Аргичинской равнины.

Междолинные водоразделы имеют увальную и часто слабоволнистую поверхность. Они начинаются с высоких вершин и сначала крутыми, а затем пологими склонами, простираясь на восток на 5—6 км, на абсолютной высоте в 2700 м, сливаются с Аргичинской равниной.

К северу Аркашенские горы спускаются слабо расчлененными и имеющими 15° уклона и сливаются с привершинным плато, находящимся на абсолютной высоте в 2700 м. С севера на юг Аркашенские горы постепенно понижаются и в некоторых местах создают легкопроходимые перевалы, по которым проходят пути к летним пастбищам.

На юге холмистая, платообразная поверхность Аркашена значительным уклоном ($20-25^{\circ}$) опускается в эрозионную долину р. Веди. Здесь, севернее и восточнее с. Келанлу, на абсолютной высоте в 2500—2600 м, наблюдаются формы рельефа, образованные в результате оползневых явлений. Поэтому отдельные части склона площадью от нескольких десятков квадратных метров до 3000 м² удалились от своего прежнего места на десятки и даже сотни метров.

На всем участке, севернее и восточнее с. Келанлу,

появление оползневых явлений объясняется тем, что в условиях обильных атмосферных осадков водопроницаемые породы вулканогенной толщи плиоцена и раннечетвертичного возраста залегают на наклонной поверхности водупорных глиномергелистых пород доплиоценового возраста.

Из водоносного слоя, лежащего между образованиями плиоцена и доплиоцена, выходят многочисленные источники.

* * *

На юге Аркашенские горы Келанлу-Аргичинской седловиной, имеющей волнистую поверхность, соединяются с Б. и М. Гндасарами, а к юго-западу от последних в крайней южной части Главного водораздельного хребта Гегамского вулканического нагорья простирается гора Сомров, имеющая площадь более 6 км². Она сложена в основном из пород ниже-среднеплиоценовой вулканогенной толщи—из андезитов, базальтов, туфобрекчий и отчасти из раннечетвертичных андезито-базальтовых и андезитовых лав мощностью в 20—30 м [24].

Некоторые морфологические особенности горы Сомров—протяженность с северо-востока на юго-запад, узкая и волнистая, чингилистая водораздельная линия, а также распространенные от этой линии на склонах раннечетвертичные лавовые потоки,—приводят нас к заключению, что здесь излияние четвертичных лав происходило из локальной трещины, простирающейся по направлению водораздела горы. Четвертичные лавы заполнили отрицательные формы плиоценового рельефа сплошным покровом и только в отдельных обнажениях появляются породы плиоценовой вулканогенно-обломочной толщи.

Г. Сомров не имеет большой абсолютной высоты, ее водораздельная часть имеет высоту всего в 2800 м. Однако эта гора представлена относительной высотой в 400 м благодаря тому, что окаймляется эрозионными долинами.

Гора на северо-востоке начинается с седловины Зайлиг-Алмалу, которая соединяет Сомров с М. Гндасаром и,

простираясь на 4 км на юго-запад, заканчивается Салыбандерским ущельем. С северо-запада она окаймлена Зайлигской, а с юго-востока—Алчальнской V-образными глубокими эрозионными долинами, принадлежащими системе р. Чанахчи.

Как северо-западные, так и юго-восточные склоны Сомрова имеют уклон в 30° и расчленены неглубокими эрозионными долинами и многочисленными ложбинами. По склоновым долинам текут холодные родниковые воды, вытекающие из контакта плиоценовых и четвертичных вулканических образований. В отдельных частях склонов горы и прежде всего на склоне, направленном к Салыбандерскому ущелью, в виде голых скалистых выступов („шиш-каянер“) представлены выходы плиоценовых образований.

Как в Аркашене, так и Сомрове в результате длительного воздействия экзогенных факторов сформировались кора выветривания, почвенный покров мощностью до 80 см и соответственно ему пышный луговой растительный покров. Чингили встречаются островками в виде отдельных обломочных нагромождений.

С конца весны до поздней осени луговая растительность привлекает к себе многочисленные стада крупного и мелкого рогатого скота. В результате многолетней ходьбы пасущегося скота здесь образовались сотни параллельных друг другу тропинок шириной в 30—40 см, а иногда и в 70 см.

В микрорельефе нижних частей этих гор наблюдаются также конусообразные скопления рыхлой почвы высотой в 15—20 см и радиусом основания до 20 см., а также узкие и длинные проходы. Это является результатом деятельности слемцов и хомяков. По направлению указанных проходов нередко текут поверхностные воды, углубляя и превращая их в эрозионные борозды.

Б. Юго-западные склоны

Главный водораздел Гегамского нагорья переходит в область сравнительно пологих склонов.

Гегамское нагорье своим происхождением обязано, с одной стороны, плиоценово-четвертичному сводообразному воздыманию, с другой—неоднократным извержениям этого же времени, создавшими мощный вулканический панцирь нагорья.

Прерывистые сводообразные поднятия нашли свое выражение в морфологии склонов нагорья. При этом соответственно периодам медленного поднятия образовались плато, а в период интенсивных поднятий—более или менее наклонные склоны. Как склоны, так и плато представляют собой арену преобладания современных денудационных процессов (водная эрозия, морозное выветривание, делювиальные, гравитационные, нивационные, солифлюкционные и другие процессы).

На юго-западных склонах Гегамского нагорья можно выделить следующие морфологические единицы:

- а) наклонное, бугристо-волнистое привершинное плато;
- б) бугристо-ступенчатые склоны;
- в) грядово-волнистые расчлененные склоны;
- г) плоское, слабо волнистое периферическое плато.

Наклонное, бугристо-волнистое привершинное плато простирается вокруг вершин Аждаак, Ерагагат, Назалтапа, Спитакасар, Зиарат, Гехасар и Аркашен. Абсолютная высота его в основном колеблется в пределах от 2800—3200 м, а у вершины Аркашен—в пределах 2700—2800 м. Рельеф плато разнообразен.

В районе вулканических вершин Аждаак, Ерагагат, Назалтапа и Налтапа для наклонно-привершинного плато характерна бугристая (чингилистая) поверхность. Здесь преобладают исключительно андезитовые лавы голоцена, которые в связи с структурными особенностями застывания разбились в процессе охлаждения на хаотично нагроможденные глыбы, создающие бугры различной высоты и формы, беспорядочно распространенные на поверхности плато и разделенные западинами и ложбинами. Последние по происхождению частично связаны с явлением выщелачивания вдоль трещин и пустот в базальтах.

Благодаря бугристому рельефу воды от снеготаяния

и дождей полностью проникают в трещины андезитовых и андезито-базальтовых глыб. Поверхностное течение воды совершенно отсутствует, а следовательно, полностью отсутствует и эрозионная расчлененность рельефа.

Несмотря на большую абсолютную высоту (до 3200 м), в этой части привершинного плато формы гляциального рельефа не наблюдаются. Это объясняется тем, что за оледенением последовало извержение голоценовых лав, составляющих поверхность данной части плато. Это извержение покрыло собой гляциальные формы рельефа. Из современных физико-географических процессов на плато с большой интенсивностью действует морозное выветривание, в результате чего образовались и продолжают образовываться россыпи гигантских размеров.

Благодаря большой абсолютной высоте, для поверхности привершинного плато характерна коротковолновая радиация, в результате чего и, в частности, радиации ультрафиолетовых лучей, образовался загар—поверхность массивных андезитовых и андезито-базальтовых глыб представлена в жженном виде черного и бронзового цветов.

Наклонно-бугристое плато на юго-западе на абсолютной высоте 2750—2850 м превращается в бугристую равнину площадью около 4 км². Нужно предполагать, что основанием этого участка служила плиоценовая денудационная равнина, которая впоследствии поднялась и покрылась лавами четвертичного возраста.

Другая часть привершинного плато, простирающаяся в районах вершин Спитакасар, Гехасар, Зиарат и отчасти Аркашен, покрыта доледниковыми лавами (по Паффенгольцу—типа „В“). Здесь поверхность плато представлена в виде наклонно-волнистой равнины (10—15'). Гладкие участки поверхности представлены в виде отдельных фрагментов площадью в 0,5—2 км² и, возможно, являются поверхностями древнего выравнивания, образованными на плиоценовой вулканогенной толще и бронированными доледниковыми лавами плейстоценового возраста.

Иногда из-под доледниковых лав, составляющих поверхность плато, появляются в виде отдельных островов

эрозионные останцы плиоценового рельефа. Эти „островки“ и наблюдаемые на поверхности плато шлаковые конусы, высотой до нескольких десятков метров, придают рельефу местности волнистый характер. В этой части привершинного плато в преобразовании рельефа района распространения плиоценовых и доледниковых образований значительную роль сыграло плейстоценовое оледенение. В участках между горами Спитакасар и Зиарат, западнее г. Назал-тапа, между горами Спитакасар и Гехасар, обнаруживаются ледниковые цирки и трогги. Наблюдаемые на привершинном плато формы ледникового рельефа в отношении аналогичных форм Главного водораздела выражены неясно и имеют более малые размеры. Это явление объясняется тремя неблагоприятными для образования ледников условиями: небольшой абсолютной высотой привершинного плато (до 3100—3200 м), меньшей крутизной местности и наибольшей денудационной стойкостью андезито-базальтовых лав по сравнению с туфобрекчиями, липаритами, обсидианами и андезитами, слагающими Главный водораздел. Представленные на привершинном плато цирки в среднем имеют длину до 1,5 км, ширину до 1 км, глубину до 100 м. Форма их блюдцеобразная, склоны большей частью покрыты глыбами каменниками и почти лишены почвенно-растительного покрова. Цирки обычно заканчиваются троговыми долинами, большая часть которых, подвергаясь денудации в послеледниковый период, потеряла свой первоначальный вид.

В верховьях рек Кызыл-чай и Ухтакунк в виде холмов с неровной поверхностью сохранились ледниковые моренные образования (глыбы и валуны липаритов, андезитов, мелкие обломки обсидианов и др.).

Возраст оледенения датируется как средне-верхнеплейстоцен, поскольку им затронуты нижнеплейстоценовые лавы, а голоценовые лавы, как это хорошо видно на восточном склоне горы Аждаак, покрывают даже кары на абсолютной высоте в 3200—3300 м, относящиеся к самой молодой фазе оледенения.

Созданные ледником отрицательные формы рельефа используются современными снежниками. Интенсивно раз-

вивающийся нивальный процесс продолжает разрушительную работу, начатую ледником. Вогнутые участки гладких поверхностей привершинного плато и часть созданных ледником впадин в конце весны и начале лета наполняются галыми водами. Большинство этих впадин в течение лета высыхает и покрывается скудной луговой растительностью. Остальная же часть сохраняется в виде маленьких озер. На небольшой площади появляются и болота.

В пределах привершинного плато значительное место занимают также и осыпи, которые разбросаны как на отдельных участках плато, так и на подошвах отдельных вершин Главного водораздела нагорья (Аждаак, Спитакасар, Гехасар и др.). В микрорельефе плато особенно широко распространены полигональные поверхности, которые возникают на однородном мелкоземном грунте при тех же климатических условиях, что и „каменные кольца“. „Явление заключается в том,—пишет И. С. Щукин,—что мелкоземистый, часто илистый, грунт является разбитым системой трещин на ряд чрезвычайно правильных 5—6-гранных многоугольников с несколько выпуклой поверхностью. Образование трещин объясняется то как результат сжатия при высыхании, то приписывают действию сильных морозов на промерзшую зимой почву“ [25, стр. 417—418]. Во время снеготаяния эти трещины заполняются водой, которая, замерзая, увеличивается в объеме и расширяет трещины. Таким образом, вода оттесняет землистую массу полигона и заставляет ее вспучиваться кверху. Талые и дождевые воды, часто проходя по низинам, расположенным между этими многогранными поверхностями, разрушают их края и превращают в маленькие бугорки высотой в 20—50 см и диаметром в 60—70 см. Такие бугорки можно встретить на маленькой равнине между вершинами Ерагагат и Аждаак, у горы Зиарат и в других местах привершинного плато. Значительная часть свободных от россыпей поверхности привершинного плато покрыта низкой травяной растительностью и служит летним пастбищем для мелкого рогатого скота.

По юго-западному направлению уклон поверхности привершинного плато постепенно растет и переходит в склон.

Бугристо-ступенчатые склоны начинаются с 2800 м и спускаются до 1800 м абсолютной высоты. В некоторых местах они простираются еще ниже. Этот тип склонов занимает участок, расположенный от р. Кызыл-чая (приток р. Азат) до западной границы изучаемого района. Уклон склона доходит до 30° . Его поверхность сложена из форм рельефа, образованных голоценовыми андезитовыми лавами. Для склона характерна хорошая сохранность вулканических форм рельефа (бугров, гряд, уступов), множества россыпей и отсутствие нормальной эрозионной сети. Микро-рельеф склона представляет собой беспорядочное, хаотическое чередование бугров, гряд (диаметром в десятки, а иногда и сотни метров) и расположенных между ними западин. Амплитуда между этими формами рельефа доходит до 5—30 м и более. Гладкое дно западин обычно бывает наполнено делювиальными отложениями. Часть из них при снеготаянии наполняется водой и превращается во временные озера, а летом покрывается травой. Многие из этих западин используются под сенокос или вспахиваются. Голые бугры и гряды, наоборот, имеют совершенно другую картину. Они представляют собой беспорядочное нагромождение андезитовых глыб различных размеров (диаметром до 2—3 м), которые часто образуют глыбовые россыпи (чингили). „Эти своеобразные нагромождения (россыпей—Х. Н.) надо рассматривать как результат распада отдельных лавовых струй, принадлежащих к типу глыбовой лавы, в некоторых случаях—как лавовые заторы, а также и как результат дезинтеграционной работы мороза“,—говорит Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [14, стр. 431].

Голоценовая андезитовая лава содержала в себе газы и текла с неодинаковой скоростью. По-видимому, лава при своем движении в некоторых участках делала остановки, в течение которых, вследствие содержания газов, разбухала, скоплялась, сгущалась и, вырвавшись из-под застывшей коры, текла дальше. Путем такого лавового накопления

создался тот своеобразный тип бугров и гряд, которым характеризуется морфология рассматриваемого склона. В отдельных местах этого склона иногда заметны шлаковые конусы 10—40 м относительной высоты, которые, возможно, образовались путем взрывов в результате выделения газов из-под застывшей лавовой коры. Таковые формы большей частью свойственны для типов глыбовой лавы „Е“.

В морфологии рассматриваемого склона ясно выражена также ступенчатость, которая придает бугристому рельефу бугристо-ступенчатый характер. Высота ступеней доходит до нескольких десятков метров, а иногда и превышает их. Часть из них представлена в плане извилистой формой. Некоторая часть этих ступеней, в частности, те, которые имеют извилистый характер,—представляют собой результат наслаивания друг на друга лавовых покровов и потоков. А остальная часть является отражением плейстоценового и плиоценового рельефа на поверхности голоценовых лав.

На абсолютной высоте в 2400—2550 м представлены равнины площадью до 2 км², которые покрыты лавой. Они также являются отражением древнего рельефа (возможно, и денудационной равнины) на молодой лавовой поверхности. Уровень лавовых потоков дополняется постоянной дезинтеграцией глыб в процессе морозного выветривания. Интенсивность этого процесса с высотой усиливается. В нижних частях склона (у с. Гегард), находящихся в сравнительно неблагоприятных условиях для морозного выветривания, наблюдается процесс почвообразования, который создает условия для растительного покрова.

Благодаря сильной трещиноватости и пористости лавы большая часть поверхностных вод проникает под лаву, а в западинах остается только ее незначительная часть. Во время проведения полевых работ мы часто видели, что даже при сильных грозах селевые воды не текут по склону, а быстро проникают под лавы. Вода, пропитавшаяся в недра лав, доходит до водоупорных пластов, а затем соответственно наклону древнего рельефа течет к подошвам Гегамского нагорья. Участок, расположенный между селе-

ниями Гарни и Гохт, характерен выходами таких подземных вод.

Таким образом, на склоне почти не существует поверхностного стока, следовательно, и не замечается эрозионной расчлененности. Исключением являются только два V-образных эрозионных оврага на северо-востоке с. Гегард.

Продолжением этого бугристо-ступенчатого склона является Гарнинский лавовый язык, который простирается в длину на 20 км и ширину на 0,8—1,2 км между р. Азат и ее левобережным притоком Чор-селава. Лавовый язык залегает на сильно расчлененной поверхности эоценовых глинисто-песчаных пород. Его поверхность, благодаря основности лавы, которая обусловила его текучесть, представляет собой слабобугристое плато, покрытое большим количеством россыпей. К долине р. Азат лавовый язык спускается высокими обрывистыми склонами, где хорошо выражены столбчатые отдельности базальтовой лавы, а к долине р. Чор-селава он спускается низкими и сравнительно пологими склонами. На участке между селениями Гарни и Гегард этот базальтовый язык покрывается голоценовыми андезитовыми лавами. Следовательно, нужно признать, что Гарнинский лавовый язык более древний, чем андезиты голоцена.

Грядово-волнистые расчлененные склоны занимают участок междуречья притоков р. Азат—Кызыл-чай и Ухтакунк, которые расположены на абсолютной высоте 2800—3000 м. Уклон местности доходит до 25—30°.

Склоны в основном сложены из четвертичных доледниковых андезито-базальтовых лав. Поверхность лавовых потоков задернована и более сглажена, нежели поверхность голоценовых андезитовых лав. Отчасти эта сглаженность является результатом длительного воздействия механического выветривания, делювиальных и аккумулятивных процессов, которые, разрушая выступы и наполняя неровности, способствовали выравниванию поверхности лавовых потоков. Но несомненно, что сглаженность рельефа склонов значительно обусловлена основностью доледниковых лав,

которые обычно образуют более гладкий рельеф, чем голоценовые андезитовые лавы. Течение и застывание основных лав, имеющих высокую температуру, происходило сравнительно спокойно, в результате чего поверхности лавовых потоков приобрели слабую волнистость. Доплиоценовый, сравнительно слабо расчлененный рельеф представлен на склонах в виде равнины с маленькой площадью (на абсолютной высоте 2500—2600, 2900—3000 м) и мелких ступеней. Часть ступеней, представленных в различных местах склонов, образовалась наслаиванием друг на друга лавовых потоков при различных фазах извержения.

Сразу же после излияния доледниковых лав здесь образовалось вулканическое грядово-волнистое плато со слабым уклоном, но впоследствии, в связи с сводообразным поднятием Гегамского нагорья, наклон плато увеличивается. Вследствие длительного воздействия экзогенных факторов здесь развились кора выветривания, почвенный и растительный покров и образовались речные долины. Таким образом, первоначально наклонное волнистое плато превращается в грядово-волнистые расчлененные склоны. Почти все речные долины склона не подверглись воздействию ледника и характеризуются в основном V-образным поперечным профилем и невыработанностью продольного профиля. С этой точки зрения особенно отличаются верхние части рек Гохт, Гиланлар, Кара-су и др.

Упомянутые речки отделяются друг от друга рядом хребтов—*Аношер, Тагер, Шогор* и др., имеющих грядово-волнистый водораздел и относительную высоту в 200—300 м.

От шлакового конуса Зиарат, Главного водораздела, отделяется и тянется к юго-западу узкий хребет, простирающийся между речками Кызыл-чай и Уч-тапа (приток р. Гохт). От этого постепенно снижающегося хребта отделяются многочисленные мелкие отроги, между которыми расположены многочисленные мелкие озера. В общем склоны хребта в значительной степени расчленены молодыми V-образными эрозионными долинами. Хребет заканчивается вершиной Уч-тапа (2596 м), которая сложена из

андезитовых пород плиоцена и поднимается из-под четвертичных лав в виде „монедноков“. Относительная высота Уч-тапа—250 м. Сохранившийся в ее вершинной части кратер указывает, что вершина была одним из центров плиоценового вулканического извержения. Однако длительное воздействие экзогенных сил разрушило стены кратера и превратило их в четыре самостоятельные вершины. В центральной части последних, на дне кратера, в результате снеготаяния и дождей образовались маленькие озера. Три вершины Уч-тапа спускаются склонами уклоном в 30—40°. Последние покрыты растительностью. Четвертая, западная, вершина спускается к долине р. Кызыл-чай почти вертикальными, обрывистыми и голыми склонами.

На рассматриваемых склонах необходимо отметить и *Аношерский* хребет, который начинается с безымянного шлакового конуса, западнее Спитакасара, на абсолютной высоте в 3225 м и простирается к юго-западу на 5 км. Хребет в основном служит водоразделом между реками Гохт и Гиланлар. В целом Аношерский хребет имеет грядово-волнистый рельеф. От него отделяются многочисленные мелкие отроги, разделенные небольшими долинами. На склонах хребта местами имеются небольшие россыпи.

Западные и юго-западные склоны Аношера расчленены оврагами родниковых вод, бьющих из-под контактов отдельных потоков лав. На склонах имеются широкие долины, в морфологии которых характерна удаленность верхних частей склонов и узость тальвегового участка.

В юго-западной части склоны Аношера спускаются к озеру Ванки-лич, которое образовалось в одноименной котловине вследствие лавовой запруды. Озеро имеет длину 800 м, ширину 400 м, дно покрыто илистым слоем мощностью в несколько метров. Эта котловина веками использовалась населением бассейна р. Азат в качестве водохранилища. Собранный в ней от снеготаяния и дождей вода в летние месяцы использовалась для нужд сельского хозяйства. К сожалению, сейчас население не пользуется этой возможностью. Построенные у выхода маленькие двойные стены развалились, и озеро превратилось в болото. Как

хозяйственные нужды с. с. Гарни, Гохт, Гегард, так и морфологические условия дают возможность превращения Ванки-лича в водохранилище.

Южнее Аношерского хребта, между р. р. Гиланлар и Кара-су, тянется *Тагерский хребет*, являющийся частью первоначального вулканического плато и имеющий постепенно понижающийся волнистый водораздел. Его склоны полого спускаются к окрестным долинам. Сравнительно больше расчленен его южный склон, где находятся, принадлежащие к системе р. Кара-су несколько V-образных долин.

Южнее Тагерского хребта в пределах рассматриваемых склонов тянется *Шогорский хребет*, являющийся водоразделом рек Имирзик и Ухтакунк. Поверхность его волнистая и местами покрыта грядами и россыпями. К долине рек Ухтакунк и Имирзик хребет спускается резко крутыми и обрывистыми склонами. Высота обрывов на склоне, спускающемся к Ухтакунку, достигает до 250—300 м.

На рассматриваемых склонах из современных физико-географических процессов сравнительно интенсивно действует эрозия, являющаяся основной причиной расчлененности склонов.

В образовании форм микрорельефа склона (полигональные поверхности, осыпи, россыпи, оплывины и др.) значительную роль сыграли делювиальные, гравитационные, нивационные, солифлюкционные и некоторые другие процессы. Большая часть рассматриваемого участка, как уже отмечалось, покрыта корой выветривания, мощность которой достигает до десятков сантиметров, а в вогнутых частях до 1—1,5 м. Некоторые, выделяющиеся большим уклоном места под влиянием поверхностного стока превратились в беспочвенные пространства, которые, однако, имеют слишком ограниченное распространение.

Склоны в основном покрыты субальпийской и альпийской луговой растительностью и являются одним из лучших пастбищ для животноводства республики. В летние месяцы сюда сгоняется значительная часть скота Араратской равнины.

Плоское, слабоволнистое периферическое плато нахо-

дится в крайней части юго-западных склонов нагорья на абсолютной высоте в 2000—2400 м. На северо-западе оно начинается с участка выше монастыря Гегард и распространяется в виде отдельных междолинных столообразных плато на юго-восток до истоков р. Хосров. Плато характеризуется плоским, слабоволнистым рельефом. Оно вместе со слабоволнистой водораздельной равниной Вохчабердского хребта в верхнем плиоцене представляет собой выравненный участок [10]. Его поверхность, сложенная из нижне-среднеплиоценовой пролювиально-вулканогенной толщи и пенепленизированная в течение верхнего плиоцена, покрывалась слабомощным (до 100 м) покровом четвертичных доледниковых андезито-базальтовых лав.

Имея в своей основе пенепленизированную поверхность, плейстоценовая лава образовала плоский, слабоволнистый рельеф. Волнистость рельефа обусловлена, с одной стороны, особенностями охлаждения андезито-базальтовых лав, а с другой стороны, выходящими из-под лавы и залегающими на пенеплене верхнего плиоцена маленькими холмиками, относительная высота которых не превышает 30—40 м. Ныне на плато представлены два денудационных уровня—уровень самого денудационного плато и находящийся выше в несколько десятков метров—уровень останцев. Поверхностные воды в течение продолжительного времени накопили смываемый с грядововолнистых расчлененных склонов материал на плато, которое играло роль локального эрозионного базиса. Плюс к этому на плоской поверхности плато с большой интенсивностью происходил почвообразовательный процесс. В результате вся местность сейчас покрыта мощным слоем богатого гумусом чернозема и горно-луговой почвой, почему и преобладающая часть описываемого участка непрерывной площадью в сотни га используется под посевы, в основном пшеницы. Однако учитывая, что население расположенных вблизи плато в бассейне р. Милли селений Гиландар, Керпкенд, Каладиби, Енгиджа и др. специализируется в животноводстве, мы считаем целесообразным использовать обширные пахотные земли не под пшеницу (которая здесь растет не так уж

хорошо), а для возделывания в основном многолетних кормовых трав. Свободные от посевов участки поверхности плато покрыты пышной луговой растительностью и служат хорошими сенокосами. Расположенные на поверхности описываемой местности маленькие впадины (например, на участке западнее с. М. Гиланлар и т. д.) весной, в условиях большой влажности, превращаются в болота, а летом покрываются луговой растительностью высотой до 80 см. Эти места также используются как сенокосы. Незаметно понижающееся плато (уклон 8°) на западе, начиная с абсолютной высоты 2000 м, обрывистыми склонами падает к р. Милли, а на юге — к долине р. Хосров.

Начинающиеся с описанных выше грядововолнистых расчлененных склонов реки в пределах плато текут по неглубоким и широким долинам. При подходе к обрывистому краю плато наклон русла их значительно увеличивается. Увеличивается также и скорость течения. В южной части плато речки Ухтакунк, Дарбанд и Хосров в результате интенсивной эрозии образовали глубиной в 250 м широкие долины с вертикальными стенами и превратили плато в столовидные узкие языки — Гаруйбурунский, Навчалинский и др. В восточной части Навчалинского языка р. Дарбанд и один из притоков р. Хосров столь близко подходят друг к другу, что между ними остается водораздел в виде узкой полосы в 150—250 м. Таким образом, создаются довольно благоприятные морфологические условия для проведения части ($0,75 \text{ м}^3/\text{сек}$) вод р. Дарбанд (приток р. Азат) в маловодный бассейн р. Веди в целях орошения.

Речки Гохт, Тазагюх, Гиланлар, Кара-су и Имирзик на западном склоне плато создали водопады высотой от 50 до 80 м, где регрессивная эрозия доходит до больших размеров. Растущие против течения глубокие каньоны привели западную часть плато к положению, подобному южной части. Здесь можно различить отделяющиеся друг от друга долинами указанных выше речек столообразные плато — Тазагюхское, Алмарданское, Имирзикское, Каладибинское. Западные и южные строго крутые, местами обрывистые, лишенные растительности склоны всего плато под

влиянием экзогенных сил сплошь выветриваются. На этих склонах, наряду с глубокими эрозионными долинами, наблюдаются многочисленные гравитационные осыпи, обвалы, земляные пирамиды, скалы, а также другие деструктивные формы рельефа, находящиеся в процессе разрушения. На разрушающихся и отступающих склонах плато из-под плейстоценовых лав обнажаются породы плиоценовой вулканогенной толщи и залегающие под ними погребенные структуры, сложенные из пород флишевой серии палеогена.

II. ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ СРЕДНИЕ ГОРЫ С ОБРАЩЕННЫМ РЕЛЬЕФОМ (С СИНКЛИНАЛЬНЫМИ СТРУКТУРАМИ)

К этому типу рельефа относятся все те горы, у которых характер рельефа не зависит от тектонической структуры местности, а, наоборот, находится в противоречии с ней. Иначе говоря, это все те участки, где наблюдается инверсия рельефа.

В пределах исследуемого района признаки эрозионно-денудационного обращенного рельефа имеют Вохчабердский и Думанлинский средневысотные хребты, а также средневысотные горы Кетузсар и Алла-ахпер, развитые на синклинальных структурах.

С морфологической точки зрения эти средневысотные горы представляют собой различные степени развития одной и той же фазы; так, например, у Вохчабердского хребта наблюдается ранняя степень развития, у Думанлинского хребта средняя степень, а у гор Кетузсар и Алла-ахпер поздняя степень.

А) Морфология Вохчабердского хребта

Вохчабердский хребет занимает водораздельный участок рек Азат и Гедар (приток р. Раздан). С запада на восток его протяженность достигает 12 км, а ширина с севера на юг колеблется в пределах от 3 до 10 км. Хребет сложен верхнесарматской белесоватой свитой и в основном нижне-среднеплиоценовой пролювиально-вулканогенной тол-

щей. Сарматские отложения, залегающие в основании хребта, дислоцированы и в виде нескольких мелких складок обнажаются на участке с. с. Вохчаберд—Дзорахбюр—Мангюз. Нижне-среднеплиоценовая пролювиально-вулканогенная толща, слагающая собственный хребет, также дислоцирована, но сравнительно слабо (около с. Вохчаберд С-З $300-350^{\circ}$, под углом $20-30^{\circ}$), как отмечает А. А. Габриелян [4], она образует наложенную синклиналь, расположенную со стратиграфическим перерывом на северо-восточное периклинальное замыкание Шорагбюрской антиклинали.

Благодаря тому, что толща продолжительное время была покрыта четвертичными андезито-базальтовыми лавами и поверхность представлена породами, сильно впитывающими поверхностные воды, она не размывалась и не подверглась сильной денудации. Наоборот, в условиях отрицательной структуры (синклиналь) в пределах района развиты положительные формы рельефа, образующие Вохчабердский хребет.

С геоморфологической точки зрения в пределах Вохчабердского хребта можно выделить следующие подтипы рельефа:

а) высокая поверхность выравнивания (пенеплена) водораздельного участка; б) сильно расчлененный эрозионно-денудационный рельеф южного склона; в) рельеф с овражно-балочным расчленением северо-западных и западных склонов.

Высокая поверхность выравнивания (пенеплена) водораздельного участка. В пределах Вохчабердского хребта, выше горизонтали 1950 м, на водораздельном участке хребта распространена пенепленизированная поверхность, имеющая характер ровного и частично волнистого плато.

На поверхности этого плато сохранились остатки древних, более высоких участков рельефа, относительная высота которых над поверхностью плато достигает только 10—20 м. Площадь отдельных останцевых холмов достигает $0,5-0,8 \text{ км}^2$. Из известных останцевых холмов можно отметить вершины высотой в 2073 м, 2209 м.

Протяженность денудированного плато (с востока на

запад) равна 9 км, а ширина колеблется в пределах 0,2—2,3 км. Поверхность плато со всех сторон расчленена многочисленными мелкими неглубокими долинами и оврагами. Глубина мелких долин и оврагов увеличивается в том случае, когда они прорезают более крутые склоны, образуя веерообразные водосборные бассейны. В подобных условиях эрозионного расчленения поверхность, расположенная выше мелких и многочисленных водосборных бассейнов, создает впечатление столовидного плато.

Выходы коренных пород на поверхности плато почти отсутствуют, оно покрыто мощным слоем элювиального и делювиального материала. Благоприятные климатические условия (особенно в условиях выпадения большого количества атмосферных осадков—600 мм) активизируют почвообразовательные процессы, вследствие чего на поверхности плато преобладают черноземные и горно-луговые почвы, покрытые сочной травяной растительностью.

Почвенно-растительный покров и слабый уклон местности предотвращают развитие интенсивной эрозионной деятельности на поверхности плато, несмотря на то, что оно является очагом зарождения целого ряда селевых потоков, резко выраженных на склонах хребта. Здесь имеют широко распространенные деградированные и сильно поддающиеся эрозии черноземные и каштановые почвы.

Несмотря на то, что плато является водосборным бассейном селевых потоков, тем не менее оно не играет большой роли в деле отложения пролювиального материала в руслах селей.

В пределах плато и на его склонах в виде отдельных ступеней выявляются скульптурно-денудационные уровни. Развитие этих ступеней на различных породах зависит от интенсивности денудационных процессов, а последние в свою очередь обусловлены твердостью отложений, топографическими условиями и характером экзогенных процессов. А образование более крупных скульптурно-денудационных ступеней, по-видимому, связано с скачкообразно проявляющимися эпейрогеническими поднятиями.

Как было указано выше, на поверхности плато имеется довольно мощный слой элювиальных и делювиальных об-

разований, местами до 6—8 м, а иногда (верхняя часть Мангюзского лога) и до 10 м.

Стратиграфическое положение этой поверхности выравнивания весьма точно датируется срезанием его туфобрекчий Вохчабердской толщей в районе сел Вохчаберд и Гегард и перекрытием этого пенеплена в пределах Гегамского нагорья, Приереванского района долеритовыми базальтами акчагылского возраста [1, 3, 5]. Кстати, А. Т. Асланян долеритовые базальты приурочивает к нижнему акчагылскому возрасту. Однако, как точно указывает Н. В. Думитрашко [11], с последним нельзя согласиться. Учитывая то обстоятельство, что в пределах Эльдарской степи долеритовые базальты перекрываются озерными отложениями, содержащими фауну верхнеакчагылского возраста [1], точнее будет сопоставить долеритовые базальты со средним акчагыллом, а покрываемый ими пенеплен—с нижним акчагыллом. Эта поверхность выравнивания в пределах Малого Кавказа является основной и наиболее широко распространенной [3, 11]. Частями ее являются небольшие равнины, бронированные четвертичными лавами, расположенными на юго-западных склонах Гегамского нагорья. Вследствие сводообразных поднятий Гегамского нагорья эти бронированные поверхности расположены на разных уровнях—2000—2200, 2400—2600, 2800, 2900—3000 м.

Сильно расчлененный эрозионно-денудационный рельеф южного склона. Морфология южного склона Вохчабердского хребта обусловлена различным литолого-петрографическим составом пород и тектоническими нарушениями на отдельных частях склона.

Сильно дислоцированные и размывые серии песчаников олигоценного возраста, составляющие нижнюю и частично среднюю части склона, перекрываются слабо дислоцированными, рыхло-обломочными, пролювиальными отложениями вохчабердской толщи. Кроме этого, в подошвенной части южного склона широкое распространение имеют: мощные покровы четвертичных галечников, а местами мощные выносы древних оползней, современные осыпи и конусы выноса. Здесь больших размеров достигает степень

расчленения хребта (местами от 150 до 180 метров), а также крутизна склона. В районе истоков эрозионных долин плато круто обрывается и сильно расчленено глубокими V-образными ущельями, которые в верховьях имеют воронкообразную форму. Склоны этих ущелий и глубоких долин часто прорезаются отдельными бороздами и оврагами, образуя глубоко расчлененный рельеф. Самое глубокое расчленение наблюдается на высоких частях склона. Причиной этому служат интенсивность эрозии в верховьях селевых долин и оврагов, где развиты рыхло-обломочные породы пролювиально-вулканогенной толщи.

В верхних частях склона, между глубокими оврагами, в отдельных участках в виде язычков сохранились останцы высоких денудационных поверхностей плато и его внутренние ступени. Последние свидетельствуют об усилении процесса омолаживания бывшего пенепленизированного рельефа путем регрессивной эрозии. Это становится заметным особенно в средней части денудационного плато, где регрессивная эрозия стремится образовать бифуркацию между бассейнами рек Азат и Гедар.

Средняя часть склона также характеризуется не меньшей эрозионной расчлененностью. Если последняя по глубине уступает расчлененности верхней части склона, то густота расчленения в средней части достигает больших размеров. Здесь пестрота литологического состава пород и аридные климатические условия способствуют образованию „дурных земель“ („Bad lands“).

В отдельных обрывистых местах средней части склона имеют широкое распространение древние и частично современные оползни.

Под воздействием денудационных процессов отделившееся от склона большое количество выветренного материала в виде осыпей покрыло дно и склоны ущелий и оврагов. Выветренный материал переносится селевым потоком и отлагается в подошвенных частях склона в виде пролювиальных шлейфов, образуя наклонно предгорные пролювиальные равнины.

Характерными морфологическими элементами южного

склона хребта являются также высокие и длинные ряды обрывов, протягивающиеся вдоль средней части склона высотой в 40--100 м.

Эти обрывы, к которым и приурочены мощные оползни (как древние более или менее стабилизированные, так и современные), безусловно, имеют тектоническое происхождение и являются, очевидно, зоной дизъюнктивных нарушений вдоль главной структуры крыла синклинала. Кстати, отметим, что ряд родников, расположенных на этой тектонической линии (на участке, находящемся в 2 км от села Гохт) отлагают травертины.

Между подошвами Вохчабердского хребта и лавовым языком Гарни расположено селевое русло речушки Чор-селава, которое заполнено пролювиально-аллювиальными отложениями (щебень, гравий, песок и т. д.). Речушка Чор-селава половодит весной и во время сильных дождей, а летом ее щебенистое русло почти всегда бывает сухим.

В заключение следует отметить, что южный склон Вохчабердского хребта имеет сильно расчлененный денудационный рельеф, а в нижней его части, сложенной разнообразными породами пестрого литологического состава в условиях действия современных физико-географических процессов, образуются новые, молодые формы рельефа, которые в общих чертах напоминают „дурные земли“.

Рельеф с овражно-балочным расчленением северо-западных и западных склонов. Эти склоны хребта в основном сложены из пород Вохчабердской пролювиально-вулканогенной толщи, верхнесарматской белесоватой свиты и частично четвертичных андезито-базальтов (около села Тутя).

Склоны расчленены глубокими долинами рек Тутя, Кюлуджа и Мангюз и представлены расчлененным овражно-балочным рельефом, характерным для средневысотных гор. Они задернованы. Здесь преобладают деградированные черноземы и бурые почвы со степным растительным покровом.

Верхние части склонов слабо расчленены, а средние их части представлены типичным овражно-балочным рас-

члененным рельефом, где наблюдаются протягивающиеся параллельно друг другу русла селевых потоков. В предгорной части склонов наблюдаются пролювиальные накопления шлейфа, достигающие больших размеров. Морфологический анализ этой части склонов показывает, что в прошлом здесь действовали мощные селевые потоки.

Современные сели хребта отличаются от палеоселей своими узкими эрозионными линиями и несравненно маленькими конусами выносов.

Б) Морфология Думанлинского хребта

Между экструзивными конусами Б. и М. Гидасара и Дагнакским хребтом простирается Думанлинский хребет, являющийся водоразделом верхних течений рек Веди и Чанахчи. Хребет занимает площадь около 55 км². Он сложен из слабо дислоцированных пород гортунской вулканогенно-обломочной толщи нижнеплиоценового возраста, с пестрым литологическим составом (туфобрекчии, туфоконгломераты, аггломеративные туфы, андезито-базальты, порфириты, пески, пепел и др.). В нижней части хребта из вулканогенно-обломочной толщи обнажаются породы палеогенового и верхнемелового возраста.

Весь участок, занимаемый Думанлинским хребтом, с тектонической точки зрения представляет собой синклиналь (Гортунская). Следовательно, эрозионно-денудационный рельеф хребта не обуславливается тектонической структурой, а, наоборот, имеет обращенный характер.

После плиоценовых вулканических извержений первоначальный рельеф здесь был представлен в виде вулканического плато, поверхность которого была покрыта андезито-базальтовыми лавами. Последние послужили причиной тому, что первоначально на его поверхности (даже в условиях обильного выпадения атмосферных осадков) гидрографическая сеть была редкой, но глубокой, потому что андезито-базальтовый покров имел маленькую мощность, а подстилающие породы, представленные туфобрекчиями, ввиду слабой цементации разрушились очень быстро. Впо-

следствии эта редкая и глубокая гидрографическая сеть с помощью регрессивной эрозии превратила первоначальное плато в отдельные язычки, на склонах которых притоки древней гидрографической сети стали создавать новые долины. Таким путем подвергся разрушению и денудации не только андезито-базальтовый покров первоначального плато, но и значительная часть рыхлой туфобрекчиевой толщи. Ныне останцы древнего андезито-базальтового покрова сохранились на высоких частях хребта в виде островков, а гидрографическая сеть глубоко врезалась в мощную толщу туфобрекчий. В результате бывшее плато, подвергшееся радиальному расчленению, оставляет впечатление глубоко и сильно расчлененного массива.

Причинами расчленения рельефа этой местности следует считать: продолжительность фактора времени (с плиоценового периода до современной эпохи), обилие атмосферных осадков (около 650 мм в год), небольшую мощность андезито-базальтового покрова, наличие мощных, легко разрушающихся толщ туфобрекчий, залегающих под андезито-базальтовым покровом и продолжающиеся интенсивные тектонические поднятия.

Глубоко и резко расчлененный рельеф Думанлинского хребта в сравнении с рельефом Вохчабердского хребта находится в более поздней стадии развития. Тот уровень денудации, который сохранился на водораздельном участке Вохчабердского хребта, давно уничтожен на Думанлинском хребте под воздействием эрозионных и денудационных процессов.

Главный водораздел Думанлинского хребта простирается в широтном направлении и имеет ряд андезито-базальтовых „шапкоподобных“ вершин: Думанлу—2887 м, Иболан—2763 м и др. Эти вершины, сложенные из рыхлых туфобрекчий, своими сравнительно большими относительными высотами (200—250 м) обязаны сохранившимся андезито-базальтовым породам, которые несравненно более устойчивы к воздействию денудационных процессов, чем туфобрекчии. Как закономерность, андезито-базальтовые покровы наблюдаются только на высоких вершинах, а

межвершинные пространства и седловины лишены этих покровов.

В центральной части хребта, на абсолютной высоте 2700—2800 м, в виде изолированных друг от друга маленьких равнин наблюдается один из древних денудационных уровней, на котором расположено несколько вершин (относительной высотой несколько десятков метров), представленных в виде эрозионных останцев.

В осевой части хребта и на радиально распространяющихся от него междолинных водоразделах, на абсолютной высоте 2600—2630 м встречаем другие денудационные уровни. На остальных частях склона в условиях глубокого и сильного расчленения такие уровни не сохранились. Характер и условия образования наблюдаемых денудационных ступеней аналогичен с денудационными ступенями, расположенными на водораздельном участке предыдущего хребта.

Очевидно, что поверхность первоначального плато, расчленением которого создан современный Думанлинский хребет, совпадает с нижеакчагильской поверхностью выравнивания.

С центральной части Думанлинского хребта радиально простираются 5 горных отрогов. Длина их достигает 4—6 км, а относительная высота, считая с тальвегов глубоких долин, до 300—400 м. Эти горные отроги и большая часть их ответвлений служат водоразделами для ряда мелких притоков рек Веди и Чанахчи.

Склоны почти всех отрогов расчленены V-образными долинами глубиной до 180—220 м. В верхних частях долины наблюдаются десятки логов, которые большей частью расположены веерообразно.

В пределах хребта долины достигают максимума своей глубины особенно в средних частях склонов, где наряду с увеличением уклона увеличивается также масса воды. Действие экзогенных сил, согласно экспозиции, более интенсивно проявляется на южном склоне хребта, чем на северном, почему и на склонах южной экспозиции разрушение пород происходит быстрее. Ввиду интенсивного проявления

процессов выветривания и эрозии на южном склоне хребта долины здесь более глубокие и имеют резкие очертания (угол падения склонов достигает до 45 и более градусов), чем на северном.

Преобладающее большинство долин в пределах хребта имеет V-образный поперечный разрез и сильно необработанный продольный профиль. Падение их русла достигает 25—30°. Прорезая разного литологического состава свиты вулканогенно-обломочной толщи, большинство долин (Сулди-дзор, Ванки-дзор и др.) образуют водопады высотой в 3—5 м.

Во многих местах сильно сцементированные туфобрекчии, имея относительно большую денудационную стойкость, подвергаются разрушению и на отдельных участках склонов образуют скалистые выступы. Часто последние также разрушаются, превращаясь в маленькие каменные россыпи.

На горных отрогах южного склона иногда обнажаются твердые свиты вулканогенно-обломочной толщи и образуют обрывы длиной в несколько сот метров, высотой 80—150 м (Ванки-дзор, Гелангялан и др.). Подошвы обрывов покрыты осыпями и делювиальными конусами выносов мощностью в несколько метров.

Почти на всех склонах Думанлинского хребта (на участках западнее с. Гортун, Дибаклу, в районах с. с. Ахс и Армык) развито явление оползней, которые занимают площадь от нескольких гектаров до нескольких квадратных километров. Ряд сел расположены на оползневых языках (Ахс и Армык). Оползни имеют неровный микрорельеф. На поверхности оползней часто наблюдаются выходы родников и болотистые участки.

Наличие оползневых явлений в этой местности следует объяснить тем, что плиоценовые водопроницаемые вулканические породы и современный делювиальный материал перемещены на наклонную поверхность глинисто-мергелистых водонепроницаемых пород эоцена, верхнего мела и даже верхнего палеозоя.

Вследствие продолжительности действия экзогенных

факторов на Думанлинском хребте образовались кора выветривания, почвенный покров (мощность 80 см и более) с соответствующим растительным покровом. Обнажения коренных пород наблюдаются только на крутых склонах (более 50°). Каменистые россыпи и андезитовые скалы не имеют широкого распространения и на фоне растительного покрова выступают как „острова“.

В микрорельефе хребта наблюдаются протягивающиеся параллельно склонам тропинки—следы ног мелких и крупных животных. Наблюдаются также мышинные норки и разрушенные накопления почвы и соединяющие их проходы, большинство из которых заполняется поверхностными стоками и превращаются в эрозионные борозды.

Со склонов Думанлинского хребта—с разных горизонтов плиоценовой вулканогенной толщи и упомянутых участков оползней, выходят на дневную поверхность многочисленные холодные родники, образующие ряд притоков рек Веди и Чанахчи.

В) Морфология гор Кетузсар и Алла-ахпер

На периферическом плато Гегамского нагорья, южнее Навчалинского столовидного языка, в восточной части водораздела среднего течения рек Азат и Веди, расположены сильно расчлененные средневысотные горы Кетузсар и Алла-ахпер, которые занимают территорию около 60 км².

В основе участка лежат флишевые и частично известняковые породы палеогенового возраста, а на последних с угловым несогласием залегают породы вулканогенно-обломочной толщи плиоценового возраста. Структура местности синклинали. В средней части крыла этой синклинали расположена гора Кетузсар, а в 5—6 км от него к северо-западу, в центральной части синклинали—горы Алла-ахпер. Характер рельефа здесь инверсенный и в основном обусловлен литолого-петрографическим составом слагающих местность пород.

Основание средневысотных гор Кетузсар и Алла-ахпер представлено палеогеновыми породами с пестрым литолого-

петрографическим составом, которые быстро подвергаются разрушению. Однако на участке вышеупомянутых гор плиоценовая вулканогенная толща андезитовых пород, залегающая на породах палеогена, предохраняет нижележащие слои от разрушения. Это явилось причиной тому, что на данном участке развился инверсный рельеф эрозионно-денудационного типа.

Участок г. г. Кетузсар и Алла-ахпера, очевидно, в течение плиоцена и нижнечетвертичного времени представлял собой вулканическое плато, которое впоследствии подвергшись сильному расчленению, прошло те фазы развития, которые наблюдаются на Вохчабердском и Думанлинском хребтах, и ныне на поверхности рельефа представлен рельефом типа „Меца“.

В восточной части данного участка эрозионно-денудационных гор инверсионного типа на относительной высоте 700—800 м расположена конусовидная гора Кетузсар (2061 м), вершинная часть (свыше 1700 м) которой представлена, как указывалось выше, породами плиоценовой вулканогенной толщи,— главным образом андезитами. Склоны г. Кетузсар в верхних частях сильно крутые, а в средней и нижней частях становятся более пологими, но сильно расчленены хаотически расположенными многочисленными V-образными сухими долинами. Нижняя часть горы с морфологической точки зрения напоминает „дурные земли“.

По сравнению с другими склонами северный склон слабо расчленен, имеет пологое падение и ввиду сравнительно слабой континентальности климата меньше подвергается выветриванию. Благодаря природно-климатическим условиям этот склон занят под посев злаковых культур.

Вследствие эрозионной деятельности рек Хосров и Кетуз, а также их притоков, на восточном и частично западном склонах горы образовались обрывы высотой до 120 м.

Северо-западнее конусообразной горы Кетузсар расположены горы Алла-ахпер (1853 м) с подобным Кетузсару литологическим строением. Здесь характерно то, что в

результате действия фактора времени горы Алла-ахпера расчленились и преобразовались в скалистые вершины, возвышающиеся на одном общем основании. Почти все склоны горы представлены скалистыми обрывами высотой 50—100 м, которые в условиях аридного климата выветриваются и дают начало образованию мощных каменистых потоков. Склоны горы Алла-ахпера голые, расчленены густой сетью сухих долин и оставляют впечатление „дурных земель“. С этой точки зрения исключение составляют только их северные склоны, где природно-климатические условия создают возможность заниматься разведением зерновых культур.

Между горами Алла-ахпер и Кетузсар в верховьях рек Кетуз и Шорджри-дзор, а также к западу от г. Алла-ахпер сохранились многочисленные, сравнительно низкие конусообразные андезитовые горы, которые представляют собой эрозионные останцы плиоценовой вулканогенной толщи. Многочисленные долины, имеющие в поперечном разрезе V-образную форму, разделяющие эти останцевые, скалистые высоты друг от друга и распространенные на склонах гор Кетузсар и Алла-ахпер, в условиях интенсивного выветривания заполняются большим количеством делювиального материала. Последние с помощью селевых потоков, образующихся от весеннего таяния снегов и ливневых дождей, выносятся и в виде конусов выноса отлагаются в районе нижнего течения р. Веди.

III. СТРУКТУРНЫЕ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ГОРЫ С ПРЯМЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЛЬЕФОМ (СО СКЛАДЧАТЫМИ СТРУКТУРАМИ)

Сюда относятся те горы, морфологический характер которых в основном обусловлен тектонической структурой данной местности, несмотря на значительное воздействие экзогенных и денудационных процессов.

На рассматриваемой территории таким структурным типом рельефа (однако подверженным значительной эрозии и денудации) являются средневысотные хребты—Урцский,

Дагнакский, Кешишсарский, Кюсузсарский и Ераносский, а также низкогорья—Бозбурунское, Прикетузское, Даш-Бурунское, Вели-Дагское и Дагнинское.

1. Средние горы

А) Морфология Урцского (Сарай-булагского) хребта

В юго-восточной части исследуемого района, в направлении с юго-востока на северо-запад простирается Урцский хребет, длиной в 32 км и шириной в 3—12 км. Он начинается с долины реки Арпа и тянется до правобережной части нижнего течения реки Веди. Хребет состоит из Урцкого антиклинория и входящих в его состав отдельных частей Джанамдарасинской, Баграсахской, Тежзарской, Асни-Суренаванской, Зинджирлинской второстепенных антиклиналей. В составе этого горного сооружения принимают участие стойкие к денудации целые серии пород (кварциты, плотные известняки и др.), которые сохраняются в рельефе местности в виде моноклиальных гребней, напоминая тип рельефа куэст, однако сильно расчлененными поперечными эрозионными долинами. На южном склоне хребта местами имеются также глины, песчаники, известняки миоцена, травертины, а также делювиальные отложения четвертичного возраста.

Урцкий хребет своей максимальной высоты достигает в центральной части (г. Урц—2445 м), от которой к северо-западу и к юго-востоку хребет постепенно понижается. Водораздельная часть хребта местами имеет скалистый, острозубчатый, а местами округленный характер вершин.

Урцкий хребет резко асимметричен, его юго-западный склон более крутой, а местами и обрывистый, в то время как северо-восточный склон равномерно пологий, причем угол падения склона соответствует падению слагающей склон свиты известняков среднего эоцена. Причины асимметрии хребта следующие:

1) асимметричность складок Урцской и входящих в него второстепенных антиклиналей (пологие северо-восточ-

ные и крутые юго-западные крылья). Указанная асимметричность нашла свое ясное выражение также и в рельефе:

2) осложненность юго-западного крыла антиклинали Урца тектоническими нарушениями, которые в рельефе выражены обрывами;

3) разный литологический состав склонов;

4) разность локальных эрозионных базисов склонов. Эрозионным локальным базисом для северо-восточного склона является долина р. Шагап, находящаяся на высоте 1200—1600 м, а для юго-западного склона—Араратская равнина, находящаяся на абсолютной высоте 800—1000 м;

5) различная экспозиция склонов, с которой связаны также различия климата и почвенно-растительного покрова.

Имея строго асимметричное строение, Урцский хребет в рельефе оставляет впечатление крупной куэсты. В пределах хребта морфологически можно выделить следующие типы рельефа:

а) рельеф северо-восточных моноклиальных склонов с овражно-долинным расчленением,

б) резко расчлененный куэстовый рельеф юго-западных склонов.

Рельеф северо-восточных моноклиальных склонов с овражно-долинным расчленением. Северо-восточные склоны Урцкого хребта тектонически представляют собой северо-восточное крыло одноименной антиклинали, которая состоит из пермских и среднеэоценовых известняков и отчасти сланцев. Основные контуры рельефа обусловлены структурой. Уклон поверхности склона достигает 30—40° и соответствует направлению падения пластов известняков среднего эоцена, входящих в состав внешней части данного крыла антиклинали. Эти склоны от Шагапской и Чанахчинской котловин имеют высоту 300—800 м. Поверхность здесь в основном покрыта корой выветривания. Мощность почвенного слоя от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Растительность степная, в более высоких частях имеются и субальпийские луга, пригодные под пастбища и сенокосы.

В высоких частях, где склон состоит из метаморфозированных и отвердевших известняков перми, рельеф расчленен слабо. Основными элементами рельефа здесь являются ложбины и овраги, а глубокие долины отсутствуют. Овражная сеть более интенсивно развита на склонах горы Урц и окружающих его районах. Здесь пласты пермских известняков чередуются с пластами сланцев и поскольку последние разрушаются легче, чем известняки, то по направлению сланцевых пластов образовался целый ряд оврагов.

К западу от вершины Урц, начиная с высоты 2200 м, по склону водораздела на северо-запад тянется постепенно снижающееся узкое волнистое плато. Падение поверхности плато (от центральной части хребта к периферии в сторону Араратской равнины) на протяжении 10 км доходит до 700 м (от 2200 м до 1500 м). Плосковолнистые поверхности с меньшей площадью встречаются и восточнее вершины Урц на абсолютной высоте в 1800—2100 м (напротив с. Биралу, между селами Советашен и Джафарлу, в вершинной части г. Кемрлусар и т. д.). Подобные плосковолнистые, но уже расчлененные поверхности встречаются также на высоте 1900—2000 м к северу от вершины Урц, в окрестностях села Зинджирлу. Последняя на северо-востоке, постепенно поднимаясь до высоты 2000—2100 м, соединяется с плиоценовой вулканогенно-обломочной толщей, которая составляет небольшую поверхностную плосковолнистую часть водораздела Карахачского хребта. А в восточной части Урцкого хребта плосковолнистые маленькие участки, находящиеся на том же уровне, соединяются маленькой равниной с вершинной частью г. Кемрлусар (2064 м), которая пересекает вулканогенно-обломочную толщу нижнего плиоцена.

Как было указано выше, наблюдаемые на плиоценовых вулканогенно-обломочных толщах плосковолнистые поверхности являются останцами пенеплена акчагылского возраста. Следовательно, такое же происхождение и возраст имеют находящиеся на тех же толщах плосковолнистые поверхности в пределах хребтов Карахач и Кемрлусар. Поскольку в пределах Урцкого хребта эти поверхности в упомянутых местах присоединяются к фрагментам нижне-

акчагылской денудационной поверхности, то нужно предполагать, что значительная часть Урцского хребта в нижнем акчагыле представляла собой денудационную равнину.

Несколько ниже указанных денудационных уровней вниз по склону начинает появляться постепенно углубляющаяся овражная сеть, проходящая обычно по контакту свит пермских и эоценовых известняков. Некоторые из оврагов соединяются друг с другом, и в нескольких местах, распиливая свиту эоценовых известняков, образуют на склоне параллельные друг другу 8 узких ущелий, находящихся друг от друга на расстоянии 1,5—2 км. Некоторые из них имеют даже особые наименования, например, ущелье Ванка, Арама, Большое ущелье и т. д. Они имеют длину до 2 км и глубину в 100—120 м. Ширина их незначительна и в верхних частях колеблется от 100 до 180 м, а в нижних—6—20 м. Вследствие физического выветривания с почти вертикальных стенок ущелий разрушается и накапливается в их тальвеговых частях огромное количество делювиального материала, который потоками вод от снеготаяния и обильных дождей выносится из ущелий и осаждается в пределах Шагапской межгорной котловины в виде конусов выноса.

Северо-восточный склон хребта, как и весь хребет на юго-западе, почти перпендикулярно пересекается ущельями рек Чанахчи и Кярки, глубиной в 300—400 м. Водоразделом между ущельями, прорезающими склон, являются отдельные участки моноклиального склона с углом падения в 30—40°. Основными морфологическими элементами обширного пространства между ущельями являются V-образные молодые овраги глубиной в 1,5—5 м. Благодаря большому наклону склона эти овраги развиваются очень быстро. Здесь овражная эрозия приносит большой ущерб сельскому хозяйству.

На нижней части склона появляется свита из глин, песчаников и конгломератов среднего эоцена, которая во многих местах покрывается толстым слоем четвертичных делювиальных осадков. Значительная часть талых и дождевых вод инфильтруется внутрь делювиальных осадков, до-

ходит до эоценовых глино-песчанистых водоупорных пород, движется по направлению уклона и создает скользкую поверхность, которая зарождает оползневые явления. Этим и объясняется большое количество оползней на подошвах склона и окраинах Шагапской и Чанахчинской котловин.

На склоне местами заметны древние оползни. Так, в 1,5 км западнее с. Биралу, у вершины с высотой в 2103 м участок склона площадью в 3 км² сполз по склону с вертикальной амплитудой в 300 м и горизонтальной в 700 м. Впадина, образованная оползнем, в течение длительного времени заполнилась делювиальными осадками и сейчас в рельефе ее довольно трудно заметить.

Резко-расчлененный куэстовый рельеф юго-западных склонов. Высокие части юго-западного склона Урцского хребта лежат выше Араратской равнины на 300—800 м, а местами и на 1200 м. Во многих местах склона имеются выходы коренных пород. Местами выступает с ограниченной площадью не мощный почвенный покров, покрытый полупустынной и сухостепной растительностью.

Этот склон хребта отличается резко расчлененным обрывисто-куэстовым рельефом. Развитие такого типа рельефа на склоне обусловлено разнообразным литологическим составом местности, неодинаковым падением свит, состоящих из резко дислоцированных пород палеозоя, наличием большой амплитуды линий тектонического нарушения, континентальными климатическими условиями и другими факторами.

От северо-западного склона к вершине Урц тянется грандиозный обрыв примерно 18 км длиной и 100—280 метров высотой, который является результатом тектонического нарушения, прошедшего по этому участку склона.

К востоку упомянутого обрыва вершина Урц крутым склоном, сложенным известняками и сланцами перми, понижается до горизонтали 1900 м абсолютной высоты. В крутой части склона наблюдается ряд мелких висячих долин, имеющих моноклинальное строение.

На высоте 1900 м, длиной в 5 км и высотой в 300 м существует другой обрыв, который сложен пермскими и отчасти карбоновыми известняками и своим генезисом обя-

зан тектоническому нарушению, прошедшему по направлению развалин села Асни. От последнего обрыва на юго-запад, протяженностью в 5 км, тянется Асинский горный отрог. Его северо-западный склон полого спускается в долину реки Асни, имеющей тектоно-эрозионное происхождение, причем топографическая поверхность склона соответствует направлению падения свиты пермских известняков. Что касается юго-восточных и южных склонов горного отрога, то они обрывисты. С генетической точки зрения здесь обрывы денудационные и сложены известняками карбона и перми, имея высоту 150 м.

Имея большое падение и пестрый литологический состав, склон, лежащий ниже всех указанных обрывов, сильно расчленился от воздействия поверхностных вод, образованных от снеготаяния и обильных дождей, в результате чего здесь развито большое количество V-образных сухих долин и оврагов.

Развитие резко-расчлененных пролювиальных долин и делово-пролювиальных шлейфов, протекающие здесь интенсивные процессы физического, химического и частично эолового выветривания, сильно видоизменяют коренные породы, превращая их в типичные осыпи, покрывающие склоны и дно долин и оврагов.

К юго-востоку от вершины Урд рельеф средней части хребта представляет собой серию великолепно отпрепарированных моноклиальных гребней с пологими склонами, совпадающими с плоскостями падения свит и крутыми куэстовыми уступами. Эти моноклиальные гребни представляют собой северо-восточные крылья почти параллельно тянущихся антиклиналей Урца, Тежзара и Джанамдараси.

В рельефе особенно отличаются асимметричные куэстовые гребни Джанамдараси, Курбаба и Тежзар.

Юго-западные крутые склоны этих асимметричных куэстовых гребней представляют обрывы высотой до 200 м, в отдельных частях которых наблюдаются многочисленные ступеньки высотой в 5—6 м, обусловленные литолого-петрографическими особенностями пород. В нижних частях

обрывов обычно наблюдаются большие отложения делювиального шлейфа.

Упомянутые куэстовые гребни отделяются друг от друга продольными асимметричными субсеквентными долинами Джафарлу и Арыхлар.

Куэстовые гряды, представляющие типичные структурные формы, разрезаны сквозными долинами консеквентных рек Чанахчи и Кярки. Сквозные долины этих рек имеют характер каньона и глубину до 300—400 м. На верхней части юго-восточной половины Урцского хребта находится гора Кемрлусар, имеющая 500 м относительной высоты. Кемрлусар сложена породами вулканогенно-обломочной толщи плиоцена. Вершинная часть горы представлена в виде небольшой равнины, которая, по нашему мнению, является фрагментом нижеакчагылской выравненной поверхности.

Ввиду того, что гора состоит из водопроницаемых пород и задернована, эрозионные процессы на ее склонах развиты слабо. На подошвах Кемрлусара, где из-под водонесных пород вулканогенно-обломочной толщи плиоцена обнажаются глины и песчаники среднего эоцена, наблюдаются оползневые явления, которые явились причиной образования ряда небольших запрудных озер.

На юге Кемрлусара, на перевале Гюнуг-Джафарлу, наблюдаются накопления галечников и валунов диаметром от нескольких десятков см до 1 м. Наличие галечников, а также морфологические особенности местности позволяют предполагать, что по направлению линии Гюнуг—Джафарлу—Араздаян существовала древняя долина, остатки террас которой сохранились в верхних частях склонов субсеквентной долины Джафарлу. Это древняя долина расчленилась на отдельные части и перестала существовать как единое целое в нижнечетвертичный период, когда ввиду интенсивного тектонического поднятия образовался Гюнуг-Джафарлинский перевал, а также в силу регрессивной эрозии Джанамдарасинской и Тежзарской куэстовых гребней сформировалось современное Джанамдарасинское ущелье.

От участка Кемрлусар отделяются и простираются на

юг Багрсахский и Ардичский отроги Урцского хребта. Вдоль всего юго-западного склона Урцского хребта тянутся сильно расчлененные предгорья, высотой 1100—1500 м, типа „дурных земель“, образованных на складчатом основании. Большой уклон высоких частей склона и глубина долин в предгорной части уменьшается, но вместо этого увеличивается плотность долинной сети. На склонах долин, спускающихся вниз с верхних частей склона, образуются многочисленные вторичного и третичного характера лабиринтообразно расположенные овраги и балки. Сильно суживаются междолинные и межовражные эрозионные останцы. „Дурные земли“ юго-западных склонов Урцского хребта развиваются на породах (известняк, кварцит, песчаник, сланец, глины, травертины, пролювиально-делювиальные отложения и т. д.), имеющих различные литолого-петрографические свойства, которые налегают друг на друга, попеременно чередуясь. Различна также видимая и невидимая мощность складок этих пород, которые сильно действуют на внешний вид элементов рельефа типа „дурных земель“.

В результате чередования предгорных устойчивых (известняк, кварцит и т. д.) и рыхлых (глины, сланцы и т. д.) пород Багрсахского и Ардичского отрогов межовражные и междолинные останцы часто имеют вид ступенчатых высот. В разрезах известняки и кварциты во многих случаях выражаются как маркирующие слои и, если это сочетается с дислоцированностью пластов, то образуются моноклиналильные гребни с резкими карнизами.

В условиях резко континентального климата в предгорной части юго-западного склона Урцского хребта физическое выветривание доходит до огромных размеров, в результате чего здесь большое распространение имеют рыхлые продукты выветривания (щебень, песок, глины и др.), которые покрывают поверхность как оврагов и рывин, так и межовражных останцевых бугров и гребней. Постоянных действующих водотоков в оврагах нет. Особенно больших размеров эрозия достигает во время снеготаяния и обильных дождей, перенося на периферию Араратской равнины огромное количество продуктов выветри-

вания в виде пролювиальных конусов выноса. В сухое время года редко можно встретить в тальвегах оврагов молодые эрозионные борозды, которые своим существованием обязаны маломощным источникам, расположенным в предгорной части Урцкого хребта.

В условиях аридного климата в некоторых местах юго-западного склона Урцкого хребта богатая карбонатами, лишенная структуры и распыленная почва после незначительных дождей цементируется, образуя панцирь мощностью в несколько сантиметров, который в той или иной мере предохраняет поверхность от дефляции и эрозии.

Б) Морфология Дагнакского (Кармир-сахкинского) хребта

К северу от Урцкого хребта, почти параллельно ему, тянется Дагнакский хребет, который начинается с Западного Вайка и, простираясь на северо-запад, доходит до левобережной части среднего течения р. Веди. Протяженность его доходит до 28 км, а ширина колеблется в пределах 4—8 км. Сквозной долиной р. Чанахчи хребет разделяется на две части: северо-западную, которая охватывает большую часть хребта, и юго-восточную, которая известна под названием Чалсарских гор. Последние морфологически отличаются от основной—северо-западной части хребта и тесно связаны с Чанахчинской синклинальной котловиной.

Тектонически Дагнакский хребет состоит из одноименных антиклинальных складок и имеет структурный эрозионно-денудационный рельеф. Водораздел, сложенный известняками карбона и перми, на участке вершины Дагнак (2536 м) заостренный и скалистый, а в других местах выражен в виде холмов, слабо наклонных поверхностей. Последние находятся на абсолютной высоте в 2100—2200 м и в восточной части водораздела постепенно сливаются с находящимися на водораздельном участке Карахачского хребта останцами денудационных уровней, которые синхронны с существующими на водоразделе Дагнакского хребта наклонными поверхностями, которые в целом явля-

ются частями нижнеакчагылской денудационной поверхности.

В общем, с морфологической точки зрения Дагнакский хребет асимметричен и напоминает Урдский хребет. Его северный склон пологий, глубоко изрезан долинами. Южный склон крутой с большим количеством обрывистых скал. Такое асимметричное строение вызвано их тектоническим строением, литологическими свойствами слагающих пород и различной экспозицией.

В пределах хребта можно выделить следующие типы рельефа: а) рельеф с глубоко-долинным расчленением северо-восточных склонов; б) резко-расчлененный обрывистый рельеф юго-западных склонов.

Рельеф с глубоко-долинным расчленением северо-восточных склонов. Северо-восточный склон Дагнакского хребта является северо-восточным крылом одноименной антиклинали, сложенной массивными известняками пермского, а также туронского возраста и соответствует их плоскостям напластования.

На большей части этого склона развиты кора выветривания и почвенно-растительный покров. Растительность в отдельных частях склона носит даже лесной характер. Уклон поверхности здесь до 40° . Склон расчленен рядом глубоких долин. Это объясняется тем, что северное крыло Дагнакской антиклинали осложнено рядом брахискладок и эти долины развивались по направлению брахинсинклиналей, а брахиантиклинали выступают как междолинные водоразделы. Такими долинами являются Гераносская, Дагнакская, Армыкская, верхние и южные части Дибаклинской долины с ее двумя маленькими притоками, где она пересекает антиклиналь, сложенную туронской и нижнеконьякской свитами, имеющими пестрый литологический состав.

Ввиду большого уклона склонов у большей части долин преобладает глубинная эрозия, поэтому и они характеризуются V-образным поперечным профилем. Глубина долин доходит до 100—200 м, а уклон склонов — 20 — 50° . На склонах долин видны известняковые обрывы и кар-

низы высотой в несколько десятков метров и длиной до 3 км.

Особенно большое распространение имеют обрывы в западной, лишенной растительности, части склона, где он круто спускается в глубокую эрозионную долину р. Веди. От них до подошв склона спускаются каменные потоки длиной в несколько сот метров. Все обрывы, представленные на склоне, своим происхождением обязаны эрозионным и денудационным процессам. Благодаря наличию растительного покрова овраги и балки развиты очень слабо. Эти склоны Дагнакского хребта используются как сенокосы и пастбища.

Резко-расчлененный обрывистый рельеф юго-западных склонов. Юго-западный склон Дагнакского хребта является размытым ядром опрокинутой на юг Дагнакской антиклинали, сложенной верхнедевонскими, нижнекарбонными и пермскими отложениями, и в силу среза этих отложений рельефом (обратно падению пластов) отдельные однородные свиты и пачки создают обрывистый рельеф и выступают в виде карнизов.

Этот склон хребта, в противоположность предыдущему, имеет полупустынную и сухостепную растительность, а крутые обрывистые части совершенно голые. Склон круто спускается к Шагапской синклинальной котловине, причем высота склона возвышается на 800—900 м выше указанной котловины.

На абсолютной высоте в 1800—2150 с западной части склона простирается к востоку извилистый гигантский обрыв, протяженностью в 15 км и высотой в 150—300 м. Он сложен известняками карбона и перми, а в западной части — известняками турона. Часть обрыва, лежащая западнее с. Кадрлу, как указывалось выше, своим происхождением обязана обратному и крутому падению палеозойских свит, а также денудационным процессам. К востоку от упомянутого села образование обрыва связано с миоценовым дизъюнктивным нарушением, которое к востоку покрывается плиоценовой вулканогенно-обломочной толщей Карахачского хребта.

В полутора километрах к северу от с. Кадрлу, на абсолютной высоте в 2200 м, среди известняков девона и карбона, выходят три дайки андезитового состава. Они выступают на фоне общего рельефа в виде отдельных вершин и вытянутых штоков (г. Шамам—2297 м и др.), длина которых доходит до 1 км, ширина более 100 м, а относительная высота—120 м. Происхождение этих даек связано с плиоценовым вулканизмом.

В средней части склона, к северу от с. Кадрлу, на участке так называемых „Крер“ наблюдается древнее оползневое явление, где со склона отделился огромный массив и сполз по направлению уклона на 1,5 км. В различных частях склона наблюдаются пещеры, образованные в результате древних карстовых процессов.

* * *

К востоку от вершины Шамам Дагнакского хребта обособляется небольшой *Карахачский хребет* (г. Карахач—2152 м), который, простираясь на юг на 5 км, соединяет Дагнакский хребет с Урдским. Карахачский хребет сложен вулканогенно-обломочной толщей плиоцена. Он покрыт черноземом и горно-степной растительностью.

Хребет образовался от расчленения нижеакчагылской поверхности выравнивания. В его водораздельной части сохраняются в виде небольших равнин остатки древней денудационной поверхности.

На юго-восток от хребта к Чанахчинской синклинальной котловине простирается целый ряд веерообразно расположенных горных отрогов, а к северо-западу хребет спускается постепенно к Шагапской синклинальной котловине. Здесь склон хребта осложнен оползневыми явлениями.

Часто на склонах хребта наблюдаются андезитовые скалы, которые выветриваются, образуя накопление делювиального материала.

На склонах хребта, в контакте вулканогенно-обломочной толщи плиоцена и глинисто-песчанистых пород палео-

гена, выходит ряд родников, которые дают начало реке Шагап и притокам реки Чанахчи—Кярки и Кашка.

В) Морфология района Кешишсарского и Кюсузсарского хребтов

К северу от Дагнакского хребта, в бассейне притоков реки Веди—Хосров, Ах-су, Кюсуз находится район Кешишсарского и Кюсузсарского хребтов. Район тектонически представляет синклиорий, расположенный между южным крылом Гегамского антиклинория и северо-восточным крылом Дагнакской антиклинали. Этот синклиорий сильно осложнен распространенными с юго-востока на северо-запад многочисленными брахиантиклинальными (Кешишсарская, Агаслинская, Ах-суинская, Караторпахская и др.) и брахисинклинальными (Инкала-Кюсузская, Хосровская и др.) складками, которые в основном сложены порфиритами, мендельштейнами, диабазами, мергелями, известняками, песчаниками, глинами и другими породами верхнего мела. Исключение составляет только антиклиналь Кешишсара, которая сложена известняками и сланцами перми и триаса.

В условиях пестрого литологического состава, в результате интенсивного воздействия экзогенных факторов, здесь, на брахиструктурном основании, образовался структурный эрозионно-денудационный резко расчлененный рельеф. Обусловленные уклоном поверхности плиоценового вулканического плато, покрывшего складчатые структуры, образующие современный рельеф, все долины в этом районе пересекают структуры в крест их простирания.

От Аркашенских гор Гегамского вулканического нагорья начинаются и простираются на юго-запад *хребты Кешишсар* (протяженность 9 км) и *Кюсузсар* (протяженность 7 км), из которых первый является водоразделом рек Хосров и Ах-су, а второй—Ах-су и Кюсуз. Они начинаются на абсолютной высоте в 2400—2500 м и заканчиваются в правобережной части среднего течения р. Веди одноименными вершинами (г. г. Кешишсар—1987 м и Кюсузсар—

1519 м). Склоны этих хребтов во многих местах отличаются пологими поверхностями и скалами.

Указанные хребты сложены в северной части туфобрекчиями и андезито-базальтами плиоцена, а в других частях—породами верхнего мела, имеющими пестрый литологический состав и залегающими под плиоценовыми породами. В зависимости от разных литолого-петрографических особенностей обнаженных на поверхности пород водоразделы указанных хребтов в северной части сравнительно широки, а к югу они постепенно суживаются и становятся острыми и зубчатыми. Хребты в своих средних частях в некоторых местах значительно возвышаются, а затем понижаются, причем верхние части соответствуют брахиантиклинальным складкам (турон-порфириты, менадельштейны, диабазы и др.), а нижние—брахисинклинальным (верхний коньяк-мергеля). Как первый, так и второй хребет спускаются к соседним долинам склонами, имеющими высоту 200—400 м и уклоном в 25—50°.

В зависимости от экспозиции, а также степени и характера растительного покрова, юго-восточные склоны хребтов отличаются сильной расчлененностью, а северо-западные—средней расчлененностью. Между Кешишсарским и Кюсузсарским хребтами расположены Ах-суинская, западнее Кешишсарского хребта—Хосровская и восточнее Кюсузсарского—Кюсузская глубокие эрозионные долины. Глубина их достигает до 200—350 м. Долины эти в своих верховьях в пределах плиоценовой вулканогенно-обломочной толщи отличаются не только глубиной, но и шириной. Верхние части склонов долин отличаются резкой крутизной и нередко обрывами, имеющими высоту 40—170 м. Благодаря воздействию экзогенных сил туфобрекчии в различных частях обрывов расчленились и образовали фигуры различных типов высотой до 10 м. Кроме того, здесь наблюдаются также обвалы и оползни. У истоков долины быстро развиваются благодаря регрессивной эрозии.

Долины рек Хосров, Ах-су и Кюсуз отличаются в своих средних и нижних частях асимметричным строением. В зависимости от лесного покрова и, следовательно, срав-

нительно слабого выражения денудационных процессов, их восточные склоны имеют однообразное падение (30—40°) и небольшую расчлененность, а западные склоны, лишенные растительности, отличаются сильной расчлененностью и отдаленностью в своих верхних частях. Местами асимметричность долин обусловлена тектонической структурой. Там, где долины под некоторым острым углом срезают антиклинальные складки, они выделяются восточными круто обрывистыми и западными сравнительно пологими склонами соответственно падению складок. Это явление особенно хорошо выражено в долине Ах-су, где она пересекает антиклиналь Кешишсара.

Из упомянутых трех речных долин ни одна не имеет более или менее значительного левобережного притока. У них развиты только правобережные притоки. Большая часть последних (особенно в долине Хосрова) представлена как субсеквентно моноклиальные долины.

Высокие и довольно крутые склоны Хосровской, Ахсуинской и Кюсузской долин на участках низовий сразу открываются в сторону глубокой эрозионной долины р. Веди. Указанные долины в своем нижнем течении образуют хорошо выраженные конусы выносов.

На участке восточнее долины р. Кюсуз, на туронской вулканогенной толще, развился сравнительно менее крутой и менее расчлененный эрозионно-денудационный рельеф, но во многих местах, в силу наличия в них интрузивных и осадочных пород с линзами, формы рельефа значительно осложнились.

Г) Морфология Ераносского хребта

От Гегамского вулканического нагорья простирается на северо-запад Ераносский хребет. Он начинается южнее с. Гелайсор, протягиваясь в северо-западном направлении, и у с. Байбурд сворачивает дугообразно на запад, простираясь параллельно левому берегу р. Азат. Севернее села Геташен хребет постепенно понижается, превращаясь в предгорья, и заканчивается в пределах Араратской равнины.

Длина хребта — 23 км, ширина — 3—9 км, а относительная высота достигает 850 м.

Северная часть Ераносского хребта сложена флишевыми отложениями палеоцена—нижнего эоцена и имеет синклинальное строение, а южная часть — мергелями, известняками верхнего мела, а также флишевыми отложениями палеоцена—нижнего эоцена, составляющими раздвоенную антиклиналь.

На основе такого структурного и литологического состава под длительным воздействием экзогенных сил в пределах хребта образовались различные морфологические элементы.

Морфологически в рельефе хребта можно выделить два следующих типа: а) эрозионно-денудационный обращенный рельеф северного и северо-восточного склонов; б) структурный эрозионно-денудационный рельеф западного и южного склонов.

Эрозионно-денудационный обращенный рельеф северного и северо-восточного склонов. Северный и северо-восточный склоны Ераносского хребта по отношению к долинам рек Азат и Милли имеют высоту 500—600 м и покрыты довольно мощным почвенным покровом с кустарниковой и травянистой растительностью.

Территория, охватывающая эти склоны хребта, тектонически представляет собой синклиналь, расположенную между Северо-Ераносско-Байбурдской и Южно-Байбурдской антиклиналями. Синклиналь заполнена флишевыми отложениями палеоцена—нижнего эоцена, которые, в противоположность структуре, образуют обращенный (инверсионный) рельеф. Возникает вопрос, почему флишевые отложения здесь образуют обращенный рельеф? Они же в значительной степени водоупорны и должны были быть денудированы! На этот вопрос можно ответить так. Данная местность до нижне-среднего плиоцена не имела необходимого эрозионного базиса для расчленения. Она имела незначительную высоту над уровнем моря. Затем в течение нижнего-среднего плиоцена покрылась вулканогенно-обломочной толщей, останцы которой сохранились до сих пор

в водораздельной части хребта Магмудсар, составляющего северо-восточную часть Ераносского хребта. Таким образом, вулканогенно-обломочная толща, залегающая на флишевых породах, сохранила их от смыва и денудации и создала условия для образования обращенного рельефа.

Пышная лесная растительность плейстоцена и исторического прошлого также предохранила склоны Ераносского хребта от эрозии и денудации.

На северном склоне хребта, от вершины Еранос до участка, лежащего против с. Байбурд, вулканогенно-обломочная толща плиоцена смылась и денудировалась сравнительно раньше северо-восточного склона. Поэтому на северном склоне мы имеем овражно-долинный сильно расчлененный рельеф, а на северо-восточном — средне-расчлененный овражный рельеф.

Водораздельный участок хребта выделяется тупыми вершинами и холмовидными высотами. Только отдельные высоты имеют острые вершины (Магмудсар—1937 м, Каракая—1930 м). Тем не менее, на водораздельном участке (абс. высота 1700—1800 м) встречаются плоские поверхности, площадью в 0,25—1,5 км², которые, по всей вероятности, являются фрагментами древней поверхности выравнивания.

Ниже водораздельного участка наблюдается волнисто-холмистая поверхность, расчлененная логами. В верхних частях склонов хребта эти логи представлены в виде воронкообразных водосборных бассейнов, а в средней части они углубляются и превращаются в типичные овраги. Глубина их здесь доходит до 20—30 м, падение склонов—до 20—30°, уклон тальвегов—50—60°.

Благодаря большому уклону склона книзу овраги еще более углубляются, превращаясь в долины. Последние сухи и действуют только при снеготаянии и обильных дождях. В долине р. Азат они обычно заканчиваются конусами выноса. Эти конусы выноса и развитый в подошве крутых склонов (40—50°) делювиальный продукт по левому берегу р. Азат принуждают реку изменить направление течения вправо.

В различных частях склонов наблюдаются современные и древние оползни.

Структурный эрозионно-денудационный рельеф западного и южного склонов. Западный и южный склоны Ераносского хребта имеют высоту 600—700 м по отношению к долинам рек Азат и Чатма.

Эти склоны голы, только местами встречается тонкий почвенный покров с полупустынной и сухостепной растительностью.

Тектонически склоны соответствуют Геташен-Гарнинской и Северо-Ераносской антиклиналям, а также многочисленным брахиантиклинальным складкам и находящимся между ними сравнительно узким синклиналям. На небольшой площади в ядре антиклинали обнажаются докембрийско-нижнепалеозойские (?) кристаллические сланцы, а в основном—мергеля, известняки верхнего мела; на крыльях—туфогенная и песчанисто-глинистая флишь палеоцена—нижнего эоцена.

Здесь план рельефа в основном совпадает с тектонической структурой.

На пестром литологическом основании склонов при аридных климатических условиях под интенсивным воздействием экзогенных сил образовался *структурный эрозионно-денудационный тип рельефа „дурных земель“*.

Западный склон хребта на участке вершины Еранос (1824 м) сильно расчленен и превращен в отдельные останцевые скалы, которые отделяются друг от друга непроходимыми глубокими (100—220 м) ущельями с вертикальными стенами. Расчлененность рельефа здесь достигает необычных размеров для средневысотных гор. Высокие части возвышенностей и особенно столовидных останцев сложены известняками турона, а отрицательные формы рельефа—мергелями сантона.

Расчленению местности и образованию обрывов способствовали также имеющиеся здесь тектонические нарушения.

В результате физического выветривания, достигающего больших размеров, скалы и обрывистые склоны столовид-

ных останцевых высот быстро разрушаются и продукт выветривания накапливается на дне и склонах сухих и глубоких долин в виде конусов осыпей. От снеготаяния и селевых вод этот продукт выносится из узких долин и перемещается в долину р. Азат.

Начиная с абсолютной высоты 1400 м, склон понижается и образует предгорья с рельефом „дурных земель“. Здесь наблюдаются эрозионные останцы с относительной высотой до 200 м.

Высокие части южного склона хребта на абсолютной высоте в 1400—1700 м имеют характер сильно расчлененных средневысотных гор. Склон в этой части крутой ($40-50^\circ$), а местами обрывистый и расчлененный неглубокими крутостенными оврагами, которые на участке истоков расширяются и образуют небольшие циркообразные впадины. Обрывы имеют длину от нескольких сот метров до 1,5 км и высоту в 10—80 м. Они в основном соответствуют сравнительно устойчивым породам верхнего мела и нижнего палеогена, обнаженным в ядрах Южно-Ераносской антиклинали и в многочисленных брахиантиклиналях. От обрывов начинаются и тянутся вниз по склону в большом количестве конусы осыпей.

В предгорной части склона, на абсолютной высоте 1200—1400 м, на сильно дислоцированной структуре мергелистых, известняковых и глинистых пород, в условиях аридного климата образовались „дурные земли“. Здесь местность сильно расчленена многочисленными ответвленными оврагами и балками, между которыми в качестве водоразделов выступают холмы с круглыми очертаниями, сложенные из красных, желтых и бурых пород мергелистых песчаников. Последние совершенно лишены растительности, вследствие чего слагающие их коренные породы подвергаются интенсивному физическому выветриванию.

У подошвы рассматриваемого склона Ераносского хребта, в результате уменьшения уклона поверхности, резко расчлененный предгорный рельеф превращается в моноклиальное плато. Такое плато наблюдается в 3 км к северо-востоку от с. Двин. Поверхность плато сложена чет-

вергичными делювиально-пролювиальными наносами и отчасти травертинами верхнего плиоцена-нижнего плейстоцена. Его поверхность расчленена рядом долин, спускающихся с верхних частей склона. Долины эти в верхних частях склона имеют V-образный поперечный профиль, а в пределах плато в результате уменьшения уклона приобретают U-образный профиль.

Из года в год со склонов Ераносского хребта, в результате силы тяжести и временно действующих потоков, на поверхности плато накапливается огромное количество делювиально-пролювиального материала.

2. Низкогорья

А) Морфология Бозбурунского массива

Западнее гор Кегузсар и Алла-ахпер простирается Бозбурунский низкогорный массив, являющийся водоразделом между реками Веди и Чатма. Он имеет 300—400 метров относительной высоты. На большей части его поверхности обнажаются коренные породы. Лишь на северных склонах появляется незначительный почвенно-растительный покров полупустынного характера.

Бозбурунский массив сложен из протягивающихся с юго-востока на северо-запад Анастасаван-Вединской, Бозбурунской и Илансарской антиклиналей и находящихся между ними синклиналей. Указанные структуры сложены в основном мергелями, песчаниками, известняками, глинами, конгломератами, порфиритами и диабазами коньяка, сантона, кампана, маастрихта, а также из флишевых пород и отчасти известняков палеогена. В строении Бозбурунской и Илансарской антиклиналей принимают участие в виде жилowych внедрений также интрузивные породы андезитового состава.

Рельеф полностью соответствует плану тектонических структур.

В аридных климатических условиях, в результате активного воздействия эрозионных и денудационных процессов, здесь оформился *структурный эрозионно-денуда-*

ционный, овражно-долинный, резко расчлененный рельеф типа „дурных земель“.

Бозбурунский массив подвергался радиальному расчленению. Овражно-долинная сеть не отличается большой глубиной, но имеет большую плотность. Верхние части склонов имеют тупые формы рельефа и среднее расчленение, а в средних и нижних частях расчленение достигает больших размеров.

В рельефе Бозбурунский массив в основном представлен тремя сравнительно крупными горными отрогами и лежащими между ними синклиналиными долинами. Эти отроги следующие: Анастасаван-Вединский, Бозбурунский, Илансарский, совпадающие с одноименными антиклинальными складками.

Юго-восточнее Илансарского отрога наблюдаются более или менее типичные „дурные земли“, общими чертами напоминающие Ераносские. Но здесь поверхность холмов и оврагов покрыта сильно растрескавшейся карбонатной коркой и частично растительностью. Овраги сравнительно глубоки (40—50 м) и имеют более крутые склоны (30—40°). Относительная высота межовражных холмов доходит до 50 м.

На поверхности значительной части склонов Бозбурунского массива наблюдается серия мелких ступеней, которые своим существованием обязаны овечьим стадам. Многочисленные параллельные и пересекающиеся тропинки делают склон ступенчатым. Представленная здесь растительность, характерная для полупустыни, в основном сосредоточена вдоль нижней части тропинок. Почти во всех частях Бозбурунского массива мергеля интенсивно разрушаются и продукт выветривания заполняет дно сухих оврагов и долин. Иногда этот продукт задерживается растениями на склонах обрывов и холмов. Однако из-за их редкости они (растения) не играют значительной роли в задержании или замедлении процессов выветривания и эрозии общего склона, тем самым не противодействуя развитию „дурных земель“. Накопленные делювиальные осадки в тальвеговых частях обрывов и долин после снеготаяния и обильных дождей переносятся поверхностными водами и оседают на

перифериях массива, образуя конусы выноса различных величин. Отдельные долины пересекли свои конусы выноса и образовали эрозионные борозды глубиной в 1—2,5 м.

Вдоль южного склона Бозбурунского массива проходит линия тектонического нарушения. По направлению этой линии имеется ряд минеральных источников, которые отлагают травертины. Травертины на участке севернее 1 км вершины Бозбурун и на участке между источниками Шорбулаг и Котурбулаг образуют маленькие плато, которые в подошвах частично кончаются обнаженными травертиновыми пластами. Нижние части этих обнажений иногда выветриваются и под травертиновыми пластами образуют маленькие пещерообразные пустоты. В таких местах травертины дали обвалы и залегли пластами под различным углом падения.

Б) Морфология Прикетузского низкогорья

К востоку от Бозбурунского массива, между горами Кетузсар—Алла-ахпер и эрозионной долиной р. Веди, на абсолютной высоте в 1000—1300 м, расположено Прикетузское низкогорье, занимающее площадь в 60 км². Участок этот имеет сухой климат и полупустынную растительность.

Тектонически северная часть Прикетузского низкогорья охватывает одноименную антиклиналь, а остальные части представлены чередованиями многочисленных блюдцеобразных синклинальных и антиклинальных складок. Эти элементы структуры сложены известняками, песчаниками, глинами, туфогенными флишевыми породами, мергелями, конгломератами и другими породами верхнего мела и палеоцена. Литологический состав пород на данном участке сильно меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном разрезе. Благодаря такому пестрому литологическому составу, в результате воздействия эрозионных и денудационных процессов, в условиях сухого полупустынного климата и бедного растительного покрова возникли сильно эродированные возвышенности, прорезанные узкими и сравнительно глубокими, неравномерно расположенными

оврагами, долинами и ущельями, в большинстве случаев сухими.

С первого взгляда кажется, что эта местность представляет собой хаотическое скопление мелких гор и холмов. Однако при более внимательном наблюдении можно заметить, что различные формы микрорельефа обусловлены литологическим составом различных пород, слагающих данную местность, а также тектонической структурой.

В основном здесь мы имеем *структурный эрозионно-денудационный резко расчлененный рельеф*, в котором можно обособить два следующих подтипа:

а) столово-останцевые микроузловые возвышенности—типа „дурных земель“; б) закругленные останцевые бугры—типа „дурных земель“.

Столово-останцевые, микроузловые возвышенности—типа „дурных земель“ имеются на всем участке, за исключением его северо-западной части. Здесь возвышенности плосковершинны и бронированы сверху лоскутом твердого пласта или целиком состоят из стойкой породы. Эти возвышенности имеют относительную высоту 100—200 м и состоят из сравнительно прочных известняковых и песчаных пород. В верхних частях их склонов известняковый покров образовал обрывы высотой в 10—50 м. Генетически обрывы в основном эрозионно-денудационные. За исключением обрывов южного склона г. Гяур-каласы, которые своим происхождением обязаны постолгоценовому тектоническому нарушению, проходящему по линии Бозбурун—Гяур-каласы.

На северо-западе Прикетузского низкогорья и на участках между столово-останцевыми возвышенностями предыдущего подтипа появляется *рельеф закругленных останцевых бугров—типа „дурных земель“*. Этот подтип представляет собой позднюю стадию предыдущего подтипа, когда пласты известняков, бронирующие поверхность возвышенностей, уже денудированы. Здесь в основном преобладают рыхлые породы и поэтому формы рельефа отличаются округлыми очертаниями. Хорошо развиты овраги и сухие русла. Между оврагами возвышаются холмы и бугры,

имеющие относительную высоту от 10 до 30 м. Иногда несколько холмов и бугров выступают на одном общем основании, т. к. более крутые холмы расчленены второстепенными рывтинами. Последние, по сравнению с основными оврагами, являются висьячими. Поверхность этих холмов покрыта серыми, бурыми и черными песками и глинами, мощностью в 10—20 см, являющимися продуктами выветривания флишевых пород нижнего палеогена.

Из Прикетузского низкогорья большая часть продуктов выветривания переносится временно действующими речками Кетуз и Шорджри-дзор.

В) Морфология гор Даш-Бурун, Вели-Даг и Дагна.

К югу от Урцского хребта расположены горы Даш-Бурун, Вели-Даг и Дагна, которые орографически очень слабо связаны с Урцским хребтом и обособляются как низкогорья. Эти горы лежат выше Араратской и Нахичеванской котловин на 300—400 м. Здесь климат и почвенно-растительный покров имеют полупустынный характер. Указанные горы сложены известняками, песчаниками, сланцами и кварцитами девона и отчасти перми, а в крайне восточной части—глинами и песчаниками миоцена(?). Эти породы собраны в многочисленные мелкие складки, которые в основном имеют антикавказское направление.

Рельеф здесь обусловлен литологическим составом пород и тектонической структурой. В аридных климатических условиях, на сильно дислоцированных и имеющих пестрый литолого-петрографический состав породах образовался структурный эрозионно-денудационный рельеф, который можно подразделить на два подтипа: а) резко расчлененный обрывисто-куэстовый рельеф—типа „дурных земель“, б) рельеф закругленных останцев—типа „дурных земель“.

Резко расчлененный обрывисто-куэстовый рельеф—типа „дурных земель“ характерен для всех указанных выше трех гор. Образование этого подтипа рельефа обусловлено чередованием с различным литолого-петрографическим составом (известняк, песчаник, сланец, кварцит) пород, распространенных в аридных климатических условиях.

Рельеф закругленных останцев—типа „дурных земель“ представлен в крайне восточной части г. Вели-Даг, где распространены в основном глины и песчаники девона миоцена (?).

Непосредственно к северу от с. Садараг расположены Даш-Бурунские горы.

В 4 км юго-восточнее с. Садараг расположены Вели-Дагские горы, разделяющие друг от друга Араратскую и Нахичеванскую котловины. Эти горы представлены в виде нескольких вершин, расположенных на одном общем основании.

Юго-западнее г. Вели-Даг расположена г. Дагна, которая со всех сторон окружена равниной и оставляет впечатление „горного острова“. Она отделяется от Вели-Дагских гор узким проходом, носящим название „Волчьи ворота“.

Даш-Бурунские, Вели-Дагские и Дагнинские горы спускаются к окрестностям крутыми и расчлененными склонами, на которых широко развиты обрывы (высотой в 100—150 м), микрокуэсты и отдельные скалы. Вниз от склонов спускаются десятки V-образных сухих оврагов и долин. Последние на подошвах гор заканчиваются конусами выноса.

IV. ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ МОНОКЛИНАЛЬНЫЕ ПЛАТО

Советашенское и Давалу-Суренаванское плато

А. Морфология Советашенского плато

Советашенское моноклиналиное плато ограничено с юго-востока долинами рек Азат и Чор-селяв, с северо-востока—линией сел. Ацаван—Соцгюх—Гарни, с севера—водоразделом рек Азат и Шорахбюр, а с юго-запада—Арташатским каналом, где плато постепенно и незаметно погружается под аллювиально-пролювиальными отложениями рек Азат и Раздан.

На поверхности плато имеет широкое распространение мощный покров плиоценово-четвертичных галечников, которые являются продуктом размыва вохчабердской пролювиально-вулканогенной толщи. Мощность покрова галечников доходит до 20—30 м, а местами до 70 м. Поверх-

ность его имеет определенно выраженный юго-западный уклон, который и придает плато моноклиальный характер. Под воздействием эрозионных процессов этот покров подвергся сильному расчленению, которое шло соответственно уклону местности, в результате чего для современного рельефа характерен ряд параллельных столовых водоразделов. На этих водоразделах сохранился галечниковый покров. Междолинные водоразделы имеют вид террасовых ступеней, почему и поверхность плато принимает моноклиально-ступенчатый характер.

На склонах долин из-под галечникового покрова обнажаются породы более древних возрастов. Так, например, южнее поселка Советашен, между Советашеном и селом Барцрадир, в окрестностях села Адаван, по обеим сторонам шоссе Гегадир—Гарни обнажаются глины, песчаники и известняки олигоцена и миоцена. Эти породы подвергаются сильному выветриванию, в результате чего склоны долин покрыты продуктом выветривания. По всей вероятности, участок Советашенского моноклиального плато до отложения галечников представлял собой предгорную равнину (а может быть, и апшеронскую поверхность выравнивания [10]), сложенную из пород эоцена, олигоцена и миоцена, на которой впоследствии накопился мощный галечный покров. После образования этого покрова равнина подверглась моноклиальному поднятию и превратилась в наклонное эрозионно-денудационное плато.

Морфологически плато можно разделить на две части: а) восточная часть с глубоким овражным расчленением; б) западная часть с долинно-овражным расчленением.

Б. Морфология Давалу-Суренаванского плато

На юго-западных подошвах Урдского хребта, на абсолютной высоте в 1000—1200 м расположено Давалу-Суренаванское эрозионно-денудационное плато, которое начинается с левобережной части низовья р. Веди и тянется приблизительно на 10 км к юго-востоку по направлению железнодорожной станции Суренаван. Ширина плато ко-

леблется в пределах 1,5—4 км. Климат и почвенно-растительный покров здесь полупустынный.

Поверхность плато сложена в основном из травертинов, но встречаются также галечники и щебень, сцементированные травертинами.

По направлению тектонического разлома, проходящего на данном участке земной коры, выходящие на поверхности источники с углекислой водой в течение почти всего четвертичного периода и, возможно, и в верхнем плиоцене отлагали травертины, которые составляют основную часть Давалу-Суренаванского плато, мощностью в несколько десятков метров. В юго-восточной части плато наряду с травертинами широко распространены и четвертичные делювиальные, пролювиальные и аллювиальные отложения.

Разлом этот простирается, по-видимому, до сел. Агамзалу, где также имеются отложения мощных более древних травертинов (Агамзалинское месторождение ониксовидных мраморов).

Травертины и делювиально-пролювиально-аллювиальные отложения в виде плаща перекрывают дочетвертичный, слабо расчлененный равнинный рельеф. Возможно, что этот участок представляет собой поднятые древние аллювиально-пролювиальные (возможно, озерные?) террасы Араратской котловины.

Давалу-Суренаванское плато имеет общий уклон поверхности ($5-7^{\circ}$) к юго-западу, а в крайней северо-западной части — к северо-западу. Для его поверхности характерно долинно-овражное расчленение. Несколько неглубоких эрозионных долин и оврагов в отдельных частях плато, расчлняя его поверхность, спускаются на юго-запад и северо-запад. Междолинные водоразделы оставляют впечатление языков с пологими склонами (редко крутые). Один из таких языков начинается с центральной части плато и тянется к поселку Цемзавод. По восточному краю языка проходит глубокая (40 м), с сравнительно крутыми склонами, долина, а на западе язык отделяется от основной части плато неглубокой, с пологими склонами, долиной. К юго-западу этот язык постепенно понижается и сливается с

Араратской равниной. У поселка Цемзавод, на южном краю языка, разработаны гигантские карьеры, откуда добывается сырье для Араратского цементного завода. Для снабжения этого завода в пределах плато имеются запасы сырья, которые практически неисчерпаемы.

Ряд междолинных языкообразных участков наблюдается также в юго-восточной части плато.

В пределах плато имеются многочисленные источники, которые отлагают травертины и в настоящее время. Эти углекислые источники используются местным населением в лечебных целях. Необходимо детально изучить лечебные свойства этих источников и использовать их по назначению.

V. МЕЖГОРНЫЕ СИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОТЛОВИНЫ

К ним относятся Шагапская, Чанахчинская и Гортунская котловины.

А. Морфология Шагапской котловины

Шагапская котловина охватывает бассейн реки Шагап (приток реки Веди). С северо-востока она окаймляется Дагнакским хребтом, с юго-запада—Урдским хребтом, с юго-востока—Карахачским горным отрогом, соединяющим оба указанных хребта, к северо-западу котловина открыта и, постепенно понижаясь, сливается с равниной нижнего течения реки Веди.

Абсолютная высота котловины с северо-запада на юго-восток постепенно растет, доходя от 1100 м до 1800—1900 м. Таким образом, котловина имеет хорошо выраженный уклон к северо-западу и представляет собой район преобладающей денудации.

Климат и почвенно-растительный покров котловины имеют в низких частях полупустынный характер, а в средних и верхних—степной.

Шагапская котловина полностью соответствует тектонической структуре данной местности. С точки зрения тектонической структуры Шагапская котловина представляет собой синклиналь, расположенную между антиклинальными складками Урдского и Дагнакского хребтов, которая выпол-

В пределах котловины наблюдаются суффозионные явления, связанные с гипсоносными глинами палеогена.

По центральной части Шагапской синклиальной котловины, по направлению общего наклона рельефа, течет одноименная река, по обеим сторонам которой тянется наклонно-предгорная, аллювиально-пролювиальная равнина шириной до 1 и более километров.

Река Шагап в своем нижнем и отчасти в среднем течении в условиях небольшого локального эрозионного базиса образовала несколько меандр и погребается в собственных наносах. В районе среднего течения реки наблюдаются 5—6 террас.

Высота всех террас от среднего течения до низовья реки резко уменьшается, а к верховью—заметно увеличивается. Это показывает, что темп тектонического поднятия от низовьев до истоков реки (седловина Карахач—Биралу) увеличивается. Выше указанных террас, в низовье долины, выше русла на 150—200 м, а в верховье—на 250—350 м и даже на 500 м наблюдаются 2—3 цокольные террасы, которые, по всей вероятности, относятся к Палео-Шагапу. Эти террасы из нижней части Шагапской синклиальной котловины (1200 м) сразу поднимаются до перевала Карахач—Биралу, который находится на абсолютной высоте в 1900—1950 м.

Б. Морфология Чанахчинской и Гортунской котловин

Чанахчинская межгорная котловина расположена в среднем течении одноименной реки. С севера она окаймляется Чалсарскими горами, составляющими юго-восточное продолжение Дагнакского хребта, с юго-восточной частью—Урцского хребта (Джанамдарасинские горы), на западе Карахачским хребтом отделяется от Шагапской котловины, а на востоке отделяется от обширной Вайкской синклиальной котловины горой Кемрлусар и Советашен (Чанахчи)-Эльпинской седловиной. Котловина находится на абсолютной высоте в 1600—1900 м.

Чанахчинская котловина сложена из известняковых, песчанисто-глинистых и мергелистых пород эоцена и оли-

гоцена. Морфологически она имеет корытообразный вид и полностью соответствует тектонической структуре данной местности, т. е. Чанахчинской синклинали.

В общем котловина имеет рельеф средней расчлененности. В северной части из-под мергелисто-глинистых пород, составляющих центральную часть котловины, на поверхность выходят светло-желтые массивные известняки среднего эоцена и образуют Чалсарские горы (2269 м). Уклон южного склона этих гор к котловине, составляющий $40-45^\circ$, соответствует падению известняковых свит эоцена. С этой точки зрения исключение составляет только северо-западная часть Чалсарских гор, т. е. гора Кармирсар, которая спускается к котловине круто-обрывистым склоном. Это объясняется наличием на данном склоне горы линии тектонического нарушения. В нижних частях обрывов наблюдается большое количество конусов осыпей.

В южной части Чанахчинской котловины эоценовые породы опять обнажаются известняками и составляют моноклиальный склон Джанамдарасинских гор, который опускается к котловине уклоном в 35° . Этот склон котловины покрыт степной растительностью и слабо расчленен.

В западной части котловины возвышается сложенный из вулканогенно-обломочной толщи плиоцена Карахачский хребет, а в восточной части—сложенная из той же толщи гора Кемрлусар. Карахачский хребет спускается к котловине среднерасчлененными склонами. Нижние части склонов расчленены родниковыми водами, выходящими на контакте вулканогенно-обломочных водопроницаемых пород плиоцена и залегающих под ними мергелисто-глинистых водоупорных пород палеогена. Этими водами и начинаются глубоко (до 120 м) расчленяющие котловину при токи р. Чанахчи—Зовашен, Кашка и Кярки.

Гора Кемрлусар (2064 м) спускается к котловине сравнительно слабо расчлененными склонами. Это объясняется наличием пышного растительного покрова. Только в нижних частях склона Кемрлусар наблюдаются молодые эрозионные борозды, из которых некоторые уже превращаются в овраги.

На подошвах горы Кемрлусар также наблюдается ряд контактовых родников, которые дают начало притоку р. Чанахчи—Сев-джур (Кара-су). Этот приток имеет V-образную долину глубиной в 120 м. В пределах котловины отдельные части (площадью до 1 км²), сложенные из пород плиоценовой вулканогенно-обломочной толщи, залегающие на наклонной поверхности мергелисто-глинистых пород палеогена, подверглись действию оползневых явлений. Местами по уклону рельефа сползающая масса спустилась на ровные участки, и между массой и склоном образовались впадины площадью в несколько гектаров. Многие из этих впадин заполнились родниковыми водами и превратились в озера (Карагези-гель, Верин-гель, Асади-гель и т. д.). В результате оползневых явлений в пределах котловины оказались непригодными для сельского хозяйства около 12 га лучших пахотных земель. Необходимо принять конкретные меры для борьбы с оползнями, для чего мы предлагаем вырыть на оползневых участках дренажные канавы (дно которых должно находиться на 0,5—1 м ниже водоносных слоев), на отдельных участках (Зовашени дзор, Шоракят и т. д.) построить плотины из бетона и т. д. Для предотвращения оползней небольших размеров (толщиной в 1—2 м) рекомендуются также лесонасаждения.

Шоссейная дорога Веди—Ехегнадзор в пределах Зовашенской долины в результате оползневого явления ежегодно весной несколько раз разрушается и на ее восстановление расходуется большая сумма. Для благоустройства этого участка дороги и освобождения от затрат на ежегодное восстановление, по нашему мнению, целесообразно шоссейную дорогу перевести на 600 м южнее нынешнего места, где в грунте обнажаются прочные известняки палеозоя.

Чанахчинская синклиальная котловина (с севера на юг) перпендикулярно пересекается долиною одноименной реки. Река пересекает с севера и с юга окаймляющие котловину Чалсарские и Джанамдарасинские горы и в их пределах образует эрозионные сквозные долины глубиной в 400 и более метров. В пределах этих глубоких эрозионных долин р. Чанахчи производит интенсивную эрозию, а в

пределах котловины она течет сравнительно медленно и в некоторых местах даже производит аккумуляцию. Здесь заметны пять террас, связанные с современной гидрографической сетью. На высоте 200—280 м от дна котловины, перпендикулярно современной долине реки наблюдаются три цокольные террасы, которые принадлежат к древней гидрографической сети, имеющей направление Шагап—Чанахчи—Вайк.

К северу Чанахчинской котловины расположена Гортунская котловина, которая тектонически соответствует южной части одноименной синклинали. Она расположена на абсолютной высоте в 2000—2400 м и имеет характерные для горно-степной и отчасти субальпийской зоны природно-климатические условия.

Эта синклинали котловина на юге окаймляется Чалсарскими горами, сложенными из известняковых и песчанисто-мергелистых пород эоцена и палеозоя. Северный склон этих гор спускается к котловине круто. Это обусловлено прохождением здесь линии тектонического нарушения миоценового возраста. Со всех остальных сторон котловина окаймляется глубоко расчлененными долинами Думанлинского хребта.

На склонах котловины наблюдаются многочисленные оползневые явления и родники, выходящие из различных горизонтов вулканогенной толщи плиоцена.

В центральной части котловины, прямо в селении Гортун, возвышается дайка андезитового состава высотой в 60 метров и диаметром у основания в 200 м. Образование дайки, по-видимому, связано с плиоценовой вулканической деятельностью. В пределах котловины наблюдаются 5—6 террас современной р. Чанахчи. Над ними наблюдаются 2—3 цокольные террасы древней продольной гидрографической сети, имеющие юго-восточное направление.

VI. КРУПНЫЕ ЭРОЗИОННЫЕ ДОЛИНЫ

К ним относятся долины рек Азат, Веди и Чанахчи.

Река Азат течет по узкой и глубокой асимметричной долине, которая в нижнем течении постепенно расширяется и у села Зовашен (Джанатлу) открывается к Араратской

равнине. Долина реки развивалась на контакте вулканических и флишевых образований. Ее левый склон сложен из пород флишевой серии палеогена, а правый — из базальтов и андезито-базальтов плейстоцена. В верхнем и среднем течениях она оставляет впечатление ущелья.

На склонах долины р. Азат террасы сохранены плохо. С большим трудом удалось нам установить следующие террасы, принадлежащие к современной и унаследованной древней гидрографической сети.

Террасы	Высота террас над уровнем реки (в метрах)				
	На участке 1—2 км се- вернее с. Гохт	На участке с. Каладиби	Между с. с. Гохт и Гарни	На участке с. Гарни	У с. Зовашен
I	20—75	8—12	6—10	6—10	3—4
II	60—75	40—50	35—40	25—30	7—8
III	100—110	88—95	80—90	70	25—30
IV	150—160	150—160	120—130	Не сохра- няется	80—90
V	Не сохра- няется	260—280 ¹	Не сохра- няется	"	110—120
VI	Не сохра- няется	320—350 ¹	"	175	160

Необходимо также отметить, что на склонах Ераносского хребта, выше с. Блрашен (Алыкрых), на высоте 260—300 м над уровнем реки, наблюдаются две узкие эрозионные террасы Палео-Азата.

Реки Веди, начиная с участка Караторпах—Келанду до устья притока Хосров, течет по эрозионной, глубокой V-образной долине, затем ее долина, постепенно расширяясь, принимает ящикообразный вид и незаметно сливается с Араратской равниной южнее районного центра Веди.

В различных частях склонов долины в виде эрозионных уступов или небольших площадок наблюдаются следующие террасы:

¹ Эти террасы, по-видимому, унаследованы от древней гидрографической сети.

Террасы	Высота террас над уровнем реки (в метрах)			
	На участке с. с. Келан- лу—Азиз- кенд	На участке с. Азиз- кенд—г. Кюсузсар	Между г. Кюсузсар и с. Карабах- лар	У с. Даш- лу
I	5—6	5	4—5	1,5—2
II	15—17	13—15	13	5—7
III	40—45	38—40	35	25
IV	Не сохра- няется	70	65	40
V	"	100	90	50—60
VI	"	150	Отсутствует	70

Там, где речная долина имеет синклиналиную структуру, выше 6-й террасы современной гидрографической сети, в форме узких уступов наблюдаются 7-я и 8-я террасы древней гидрографической сети.

Начинающиеся с южных склонов Думанлинского хребта V-образные глубокие долины рек Навчалу, Ванки-дзор, Сулли, Паракар в пределах Гортунской синклиналиной котловины соединяются друг с другом и образуют верховье долины реки Чанахчи, которая занимает в основном центральную часть Гортунской котловины. К югу долина перпендикулярно пересекает Чалсарскую антиклиналь, сложенную в ядерной части из известняков, сланцев, мергелей и песчаников палеозоя и отчасти мезозоя, а в крыльях—из тех же пород среднего эоцена, и выходит в Чанахчинскую синклиналиную котловину.

В пределах Чалсарских гор долина напоминает ущелье. В Чанахчинской синклиналиной котловине долина продолжает свое южное направление и почти перпендикулярно пересекает ось синклинали. Здесь, на протяжении 6 км, река течет по неглубокой долине.

Южнее упомянутой котловины долина пересекает Урцский антиклинальный хребет. Здесь, на протяжении 12 км, каньонобразная долина имеет сквозной характер.

В низовье р. Чанахчи склоны эрозионной долины постепенно понижаются и в 3-х километрах восточнее с. Са-

даг сразу открываются, сливаясь с Араратской равниной.

На склонах долины наблюдаются следующие террасы, связанные с современной гидрографической сетью.

Террасы	Высота террас над уровнем реки (в метрах)				
	В Гортун- ской котло- вине	В Чалсар- ском ущелье	В Чанахчин- ской котл.	В Джанам- дарасин- ском уще- лье	В низовье реки
I	8	8—10	3—4	8—10	1,5—2
II	30	30	10—15	25	6—8
III	75	80	30—35	70	25
IV	110	120	50—60	100	40
V	140	150	90—100	110—120	70
VI	160	Не сохра- няется	—	—	—

Шестые террасы Н. В. Думитрашко [11] относит к нижнехазарскому времени, учитывая то обстоятельство, что эта терраса врезается в Советашенское галечниковое плато, образование верхней границы которого определяется верхнебакинским периодом. Указанный автор пятые террасы условно относит к верхнехазарскому времени, учитывая то обстоятельство, что отложения четвертых террас в долине р. Апаран переслаиваются с флювиогляциальными отложениями максимальной фазы вюрмского оледенения и довольно точно датируются хвалынским временем. Третьи террасы считаются верхнехвалынского возраста, так как в нижнем течении р. Касах эти террасы покрыты еще флювиогляциальными отложениями вюрмского оледенения. Более низкие вторые и первые террасы считаются постледниковыми и соответствуют новокаспийским террасам.

Так как все реки изучаемого района берут свое начало с сводообразно поднимающегося Гегамского нагорья и имеют один и тот же локальный эрозионный базис (Араратская равнина), то для соответствующих террас указанные возрасты нужно считать общими.

Анализ показывает, что высота террас в долинах рек Азат, Веди и Чанахчи по направлению течения уменьшается, и в пределах Араратской равнины древние террасы погребены под молодыми. Это явление ярко свидетельствует о сводообразном поднятии Гегамского массива и об относительном опускании Араратской котловины.

Однако в долине р. Чанахчи, пересекающей Чалсарский и Джанамдарасинский антиклинальные хребты, наблюдается некоторое отклонение от отмеченной закономерности в высоте террас. На этих отрезках высота террас больше, чем в выше расположенных Чанахчинской и Гортунской синклинальных котловинах. Подобное явление свидетельствует о том, что Чалсарский и Джанамдарасинский хребты поднимаются более интенсивно, чем Чанахчинская и Гортунская котловины. Таким образом, здесь можно допустить существование развивающегося в новейшее время прогиба, унаследованного от синклинория среднего течения рек Шагап—Чанахчи—Арпа, сформированного в эоцен-олигоцене.

Далее, надо отметить, что части современных долин, совпадающие с синклинальными структурами, большей частью являются участками, унаследованными от древних продольных долин, а части долин, прорезывающие антиклинальные структуры, молоды и связаны с современной гидрографической сетью. Это хорошо наблюдается в долине р. Веди.

ОБЛАСТЬ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИИ

(Озерно-речные аккумулятивные равнины)

Морфология Араратской равнины¹

Южнее и юго-западнее вышеописанной области с преобладающей денудацией расположена Араратская озерно-речная аккумулятивная равнина, которая занимает донную часть одноименной котловины.

Структура Араратской котловины рассматривалась

¹ Юго-восточная часть.

Ф. Освальдом [21] как грабен. Этому взгляда придерживается и Б. Ф. Добрынин [7]. Но большинство современных исследователей видит в ней развивающийся синклинальный прогиб. Так, К. Н. Паффенгольц [23] объясняет уход покрывающих соленосную толщу постплиоценовых галечников и древних травертинов под современный аллювий „совсем недавним (молодым) синклинальным прогибом долины Аракса“. А. А. Габриелян [5] трактует Араратскую котловину (в которую он включает и Нахичеванскую), как синклинальный прогиб, унаследованный от третичных депрессий, и лишь в средней части почти поперек наложенный на свод размытой антиклинали палеозоя.

Л. Н. Леонтьев [16] находит, что определенная часть Араратской котловины в пределах Среднеараксинской депрессии является реликтом Еревано-Ордубадской синклинальной зоны.

А. Т. Асланян [1] в Араратской котловине видит чрезвычайно молодой некомпенсированный прогиб, относительное опускание в котором с конца миндель-рисса, т. е. примерно за 100000 лет, составило 700–800 м. Свои выводы указанный автор строит, опираясь на ряд геологических и геоморфологических соображений. Вышеуказанные взгляды, как справедливо указывает Е. Е. Милановский, в сущности не находятся в противоречии. „Прогиб на месте современных Араратской и Нахичеванской котловин существовал в близких к современным очертаниях еще в олигоцене-миоцене, и в этом смысле современные прогибы являются унаследованными. В то же время они могут рассматриваться как молодые, ибо новейшие крупные прогибания в них отделены от прогибов в миоцене длительной эпохой перерыва в осадконакоплении и выравнивании рельефа“ [17, стр. 136].

Опускание Араратского синклинального прогиба продолжается и в настоящее время, что доказывается мощными накоплениями современных аллювиально-пролювиальных наносов и погружением террас р. Аракс под делювиальные выносы, поступающие с хребтов (Урцский, Бозбурунский и др.), расположенных непосредственно к северо-западу от прогиба.

В результате прогибания Араратской котловины в ряде мест ее северного края в рельефе выражены флексуры (у г. Еревана) и длинная цепь сбросов (на участке гор Бозбурун—Урц—Арджич).

Фундаментом Араратской котловины являются отложения соленосной толщи миоцена, а к северо-западу от „Волчьих ворот“—породы верхнего палеозоя; на них ложатся озерно-аллювиальные осадки верхнего плиоцена-антропогена, прослаиваемые лавовыми покровами общей мощностью до 300 м.

Дно Араратской котловины представляет собой огромную плоскую поверхность аккумулятивных террас и поймы р. Аракс, занимающую подавляющую часть всей площади впадины.

В пределы исследуемого района входит только юго-восточная часть Араратской равнины, расположенная восточнее нижней части водораздела рек Раздан (Занга) и Азат. Гипсометрически эта часть исследуемого района является наиболее низкой, а абсолютную высоту имеет от 800 до 1000—1100 м. Данная часть Араратской равнины с севера окаймляется Ераносским, Бозбурунским и Урцским хребтами, с юго-востока—невысокими островными горами Вели-Даг и Дагна, которые являются одновременно границей между Ереванской и Нахичеванской котловинами, а с юга ограничивается р. Аракс. Длина рассматриваемой части равнины (от нижней части водораздела рек Раздан и Азат до „Волчьих ворот“) равна 55 км, а ширина 8—10 км, иногда доходит до 15 км.

Равнина имеет слабый уклон в сторону р. Аракс. Природно-климатические условия носят пустынно-полупустынный характер.

С морфологической точки зрения на данном участке равнины можно выделить следующие части:

- а) Предгорная аллювиально-пролювиальная наклонная равнина;
- б) Слабо наклонная аллювиально-пролювиальная террасовая равнина;
- в) Плоская аллювиальная террасовая равнина.

Предгорная аллювиально-пролювиальная наклонная равнина занимает узкую полосу предгорной части Араратской равнины — южные подошвы Урцского и Ераносского хребтов и г. Бозбурун. Поверхность местности представлена делювиальными, пролювиальными и аллювиальными отложениями, перенесенными из зоны денудации под воздействием текучих вод и под действием силы тяжести. Многочисленные периодически или постоянно действующие долины, спускающиеся с окаймляющих Араратскую равнину гор, в пределах равнины заканчиваются конусами выноса различных размеров. Последние, сливаясь между собой и частично перекрывая друг друга, являются элементарными формами предгорной аллювиально-пролювиальной наклонной равнины.

Большими конусами выноса обладают (площадью 3—4 км²) долины Чатмы, Шорджри-дзора, Асни, Кярки и Баграсага. Выпуклые поверхности конусов выноса в наклонных и осевых частях вышеупомянутых долин покрыты песком, щебнем, галечником и даже валунами. Иногда на поверхности этих конусов выноса наблюдаются неглубокие (1—2 м) молодые эрозионные борозды.

Другими обычными элементами рельефа данной части Араратской равнины являются ложбинообразные русла временных водотоков, выходящих из Урцских, Бозбурунских и Ераносских гор. Большую часть времени в году эти русла бывают сухими и покрытыми галечником и щебнем.

По границам рассматриваемой предгорной равнины проложен Арташатский канал, где по обеим берегам имеются насыпные дамбы высотой 1,5—2 м. Вследствие неправильного использования воды — без применения шлюзов, на его правобережье образовались глубокие эрозионные овраги. Это приводит к нерациональному использованию воды, к эрозии и заболачиванию огромных земельных участков. Необходимо предотвратить подобное использование вод канала.

Одновременно с аккумуляционной и частично эрозионной деятельностью воды в образовании рельефа здесь значительную роль играет также ветер. В результате дея-

тельности ветра в низменных частях г. г. Вели-Даг и Бозбурун образовались песчаные бугорки. Последние закреплены растениями (*calligonum polygonoids*).

Эта предгорная наклонная часть Араратской равнины сухая и безводная. Только отдельные ее участки посредством искусственного орошения используются Суренаванским и Армашенским совхозами Вединского района.

Слабо наклонная аллювиально-пролювиальная террасовая равнина расположена южнее предгорной наклонной равнины и занимает значительную часть Араратской равнины. В этой части поверхность равнины представлена аллювиально-пролювиальными отложениями нижних террас (I, II) р. р. Азат, Веди и Чанахчи, а также средними (III, IV) террасами р. Аракс. Равнина здесь имеет незначительный уклон (на 1 км 5 метров), который только на участке террасовых контактов становится еле заметным.

Местами на террасированной равнине из-под аллювиального покрова поднимаются остатки древнего складчатого фундамента в виде останцевых холмов, имеющих относительную высоту до 80—90 м (Хор-Вирап, Сари-Пап и др.). Холмы Хор-Вирап и Сари-Пап представлены известняками, сланцами и кварцитами девона и карбона, собранными в ряд антиклинальных складок. Кроме складок здесь наблюдаются также линии тектонических нарушений сбросового характера.

Холмы Хор-Вирап и Сари-Пап имеют крутые обрывистые склоны. В подошвенной части их часто наблюдаются большие накопления выветренного материала. В южной части Хор-Вирапского холма находится месторождение высококачественного мрамора, имеющее практическое значение.

В других частях равнины из под озерно-речных отложений поднимается ряд более мелких (относительной высотой 10 м) холмов.

В микрорельефе террасовой равнины значительное место занимают и отрицательные формы рельефа, которые развиты в пределах конусов выноса рек Азат, Веди и Чанахчи.

В пределах Араратской равнины реки Азат и Веди протекают через собственные конусы выноса, где и образовали русла длиной в 12—13 км. Донные части последних достигают до 200—250 м ширины и покрыты галечниками и песками. Склоны их сложены из аллювиально-пролювиальных отложений и представлены небольшими обрывами (высотой 3—5 м). На отдельных участках прирусловые естественные дамбы почти отсутствуют и при паводках вода заливает окружающую местность. На таких местах уже сооружаются дамбы.

Река Чанахчи на собственном обширном (20 км²) конусе выноса так же, как и реки Азат и Веди, образует русло, но меньшего масштаба.

На вышеуказанных реках в целях орошения с верхних частей конусов выноса отведены в разные стороны многочисленные арыки, которые в летний период полностью поглощают воду этих рек, оставляя их русла сухими.

В пределах данной части равнины ряд периодически действующих селей образовал сухие селевые русла. В этом отношении значительны речка Чатма (на участке Чоррорт-гюх—совхоз им. Кирова) и ряд селевых долин, расположенных к западу от нее. На отдельных участках равнины наблюдаются также овраги глубиной 1—5 м, образовавшиеся вследствие выхода вод из искусственно проложенных оросительных каналов.

В районе с. с. Араздаян, Арарат, Халиса и Шаумян, а также на отдельных местностях наблюдаются солончаки. Кроме наличия соленосных глин и гипсов, подстилающих аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие поверхность равнины, образованию солончаков способствует и то обстоятельство, что подземные воды находятся очень близко от поверхности земли, вследствие чего летом, в период сильного испарения, на дневной поверхности отлагается огромное количество минеральных солей. Последние на отдельных участках рельефа представлены в виде тонкого белого слоя. Солончаки вследствие наличия большого количества солей обычно бывают лишены растительного покрова.

В сухое время года, когда уровень грунтовых вод понижается при случайных выпаданиях атмосферных осадков, соли солончаков растворяются в дождевых водах и временно уносятся в глубь земли, а на их месте образуются солонцы.

В отдельных частях Араратской равнины солончаковые и солонцевые почвы посредством специальной мелиорации улучшаются и обрабатываются.

В период весеннего снеготаяния и выпадания сравнительно большого количества дождей увеличивается влажность и повышается уровень грунтовых вод, вследствие чего эти воды выходят на дневную поверхность, заболачивая огромные пространства. Это явление наблюдается в районе с. с. Азагаван, Шаумян, Айгаван, Арарат и Арадаян. Здесь болота питаются от левобережных притоков Аракса, минеральных источников, расположенных в предгорной части равнины, излишком воды, выпускаемой из Арташатского канала, атмосферными осадками и т. д. Их уровень стоит выше, чем уровень воды в р. Аракс, поэтому проводится ряд мероприятий для осушения этих земель с целью применения их для сельскохозяйственных нужд.

Ряд естественных и искусственных понижений, заполняемых дождевыми водами, после испарения превращается в такыры.

Известно, что еще за много веков до нашей эры Араратская равнина служила местом обитания человека. Здесь в виде холма, имеющего около 40 м относительной высоты, сохранились развалины одной из древних столиц Армении—Двина, развалины храма и 2—3 земляные насыпи высотой до 10 м (между селами Нор-кянк и Айгаван, около села Садараг и т. д.), которые также являются остатками различных сооружений.

Еще с давних пор для изготовления домашней посуды употреблялись глины, залегающие около с. Шаумян, поэтому на месте их распространения образовался ряд понижений объемом около 10000 м³. Эти глины высокого качества, и ныне Местпромкомбинат Арташатского района на их базе организовал производство дренажных труб, гон-

чарных изделий и т. д. Глины эти являются наилучшим сырьем для изготовления черепицы и кирпичей.

Большие изменения в смысле искусственного преобразования ландшафта Араратской равнины произошли в годы Советской власти. В последние десятилетия построены крупные каналы: Арташатский, Кахановский и многочисленные мелкие каналы. Постройкой этих каналов и с помощью орошения человек изменил пустынно-полупустынный ландшафт, употребив под виноградники, плодовые сады, хлопковые плантации и т. д.

С целью осушения болот на отдельных участках равнины создаются многочисленные дренажные каналы, глубиной 1,8—2 м. Результатом образования новых микроформ рельефа под влиянием деятельности человека является прокладка железнодорожной насыпи Ереван—Баку (в пределах исследуемой части равнины), а также многочисленные шоссейные дороги, канавы и т. д.

Плоская аллювиальная террасовая равнина расположена южнее вышеописанных частей Араратской равнины и занимает в основном нижние террасы р. Аракс и илистую пойму.

Данная часть равнины начинается с южной оконечности сел Арташат и Шаумян и по левобережью р. Аракс простирается до г. Дагна. Этот участок сильно сужается у конуса выноса р. Веди и, наоборот, расширяется в районе с. Араздаян.

Рассматриваемая местность имеет плоскую поверхность. Достаточно отметить, что здесь падение р. Аракс на 1 км составляет всего 45 см, вследствие чего река меандрирует. На равнине, имеющей такой незначительный уклон, лишь иногда наблюдаются переходы низких террас р. Аракс еле заметными волнистыми формами. На Хор-Вирапском участке наиболее крупными элементами микрорельефа являются старицы р. Аракс (отдельные участки русла Куру—Аракса).

65% территории рассматриваемой части Араратской равнины расположено на высоте 1—2,5 м над уровнем р. Аракс, а 35%—ниже уровня реки (1—2 м). В период ве-

сенних паводков р. Аракс сильно разливается (в отдельных местах сооружены дамбы) и своими водами покрывает значительную часть территории равнины. Таким образом, весной 80% территории данной части заболачивается, а некоторые пониженные части даже превращаются в небольшие озера. В остальное время года болота сохраняются на $\frac{2}{5}$ территории плоской равнины, т. е. на тех участках, которые расположены ниже уровня р. Аракс. Болота здесь питаются водами р. Аракс и теми источниками, которые были указаны для болот предыдущей части. Болота покрыты зарослями камышей и тростников.

С помощью построения дамб по берегам р. Аракс и сгущением дренажной сети можно осуществить осушение болот, лежащих выше уровня реки.

* * *

В зависимости от орографической и морфогенетической сложности исследуемой территории природные условия различных ее частей неодинаковы. Части исследуемой территории с абсолютной высотой более 2000 м (юго-западные склоны Гегамского вулканического нагорья, гребневые части Урцского, Дагнакского и Думанлинского хребтов) имеют пышную альпийскую и субальпийскую растительность и поэтому используются в народном хозяйстве как пастбища и сенокосы.

С целью обеспечения водой этих пастбищ и сенокосов, расположенных в основном на склонах Гегамского нагорья, нужно построить ряд водоемов для накопления дождевых и талых вод. Для постройки таких водоемов имеются благоприятные условия, в частности на участках распространения плиоценовых и раннечетвертичных лав, где имеется мощная кора выветривания, покрытая дерном.

Кроме вод снежников, можно использовать подлавовые воды путем закладки траншей на контактах различных лавовых потоков. Для вскрытия контактов и увеличения дебита родниковых вод рекомендуется проведение работ на участках родников Шах-булаг, Кёра-булаг и на левом берегу р. Кызыл-Чай (приток р. Азат).

Одним из наиболее рациональных способов получения грунтовых вод в районах высоко расположенных пастбищ является сооружение каналов и водосборных галерей у подножья „чингилов“, которые особенно большой площадью встречаются между вулканическими конусами Налтапа, Аждаак и Назал-тапа.

В средней части территории, которая находится на абсолютной высоте от 1000—1200 м до 2000 м, южные склоны гор засушливые, расчлененные и служат лишь зимними пастбищами для мелкого рогатого скота, а северные склоны и межгорные котловины, с относительно влажными климатическими условиями, заняты зерновыми и частично техническими культурами. В районах разделывания зерновых развиты эрозионные процессы, а местами наблюдаются и оползни. Для борьбы с этими явлениями, причиняющими вред народному хозяйству, необходимо выработать конкретные мероприятия.

Для рационального использования водных ресурсов района, расширения орошаемых земель имеются благоприятные топографические, морфологические и геологические условия для сооружения ряда водоемов (на месте бывшего Ванки-лича, в долинах рек Кызыл-чай, Милли-Азат, Веди и Чанахчи).

Для равномерного распределения водных ресурсов необходимо проведение оросительных каналов от будущего Ванки-личского водоема к Котайкскому плато, от верхнего течения речки Дарбанд к бассейну речки Хосров, от нижнего течения речки Дарбанд к долине Чатма и т. д.

Более низкорасположенные участки изучаемой территории, с абсолютной высотой 800—1000 м, а иногда 1200 м, обеспечены водой и являются лучшими садоводческими районами. Здесь, несмотря на небольшой уклон равнины, с помощью дренажа и мелиорации можно высвободить от болот и солончаков еще сотни га новых земельных участков.

Для сооружения гидроэлектростанций имеются благоприятные условия в долинах рек Милли (около развалин с. Таракамалар), Веди (около с. Азизкенд) и Чанахчи (на

2,5 км выше с. Советашен). Эти гидроэлектростанции смогут снабдить электроэнергией сельское хозяйство района.

Территория, охватывающая бассейны рек Азат, Веди и Чанахчи, богата строительными материалами (мрамор, травертины, глины и т. д.).

Исходя из морфологических особенностей рельефа района, целесообразно именно здесь провести шоссейную дорогу, которая соединила бы южные районы республики с ее столицей. Предлагается также сооружение дороги межрайонного значения, а именно: Ереван—Гарни—Гелайсор—Чиманкенд—Советашен (Чанахчи)—Эльпин; Зовашен (Джанатлу)—Гарни—Гегард (Артиз)—привершинное плато—Гегамского нагорья—Нор-Баязет; Келандлу—Аргичи.

Кафедра физической географии

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Асланян А. Т.—О возрасте вулканической толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1949.
- 2 Асланян А. Т.—К истории происхождения Араратской котловины. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1, 1949.
- 3 Асланян А. Т.—Основные черты послемезоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научных трудов Политехнического института, серия: геология и горное дело, № 8, вып. 1, Ереван, 1954.
- 4 Габриелян А. А.—Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
- 5 Габриелян А. А.—К тектонике Араратской котловины. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 3, 1948.
- 6 Габриелян А. А.—О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Привереванского района, ДАН Арм. ССР, т. IX, № 3, 1948.
- 7 Добрынин Б. Ф.—Физическая география СССР, II изд. Москва, 1948.
- 8 Думитрашко Н. В.—Древнее оледенение Малого Кавказа. Тр. Ин-та географии АН СССР т. 43, 1949.
- 9 Думитрашко Н. В.—Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагате (Алагезе), тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 47, 1950.
- 10 Думитрашко Н. В.—О пещерах Малого Кавказа, Изв. АН СССР, серия геолог., № 2, 1950.

11. Думитрашко Н. В.—Основные этапы развития юго-восточной части малого Кавказа, тр. IV конференции по вопросам геоморфологии Закавказья. Ереван, 1957.
12. Клопотовский Б. А.—„Каменные кольца“ на горе Арагац в Армении. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 1, 1948.
13. Куплетский Б. М.—Геолого петрографический очерк восточной части Агмаган ко.о вулканического плато, в кн. „Бассейн озера Севан (Гекча)“, т. 1, Ленинград, 1929.
14. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Армянское вулканическое нагорье. „Природа“, № 5, 1928.
15. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Андезито-базальтовая формация центральной части Армении, в кн. „Бассейн озера Севан (Гекча)“, т. 1, Ленинград, 1929.
16. Леонтьев Л. Н.—Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюл. МОИП, отд. геолог., вып. 4, 1949.
17. Милавовский Е. Е.—О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Ученые записки МГУ, вып. 161, т. V, серия геолог., 1951.
18. Назарян Х. Е.—О геоморфологии бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Научные труды Ер. гос. ун-та. Серия географ. наук, вып. 2, 1955.
19. Назарян Х. Е.—История развития рельефа бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Научные труды Ер. гос. ун-та, серия географ. наук, вып. 3, 1956.
20. Нефедьева Е. А.—Агмаганское вулканическое нагорье. Краткий геоморфологический и палеогеографический очерк. Тр. ин-та географии АН СССР, вып. 47, 1950.
21. Освальд Ф.—К истории тектонического развития Армянского нагорья, записки Кавказского отделения Русск. геогр. об-ва, кн. ХХIX, вып. 2, 1916.
22. Паффенгольц К. Н.—Бассейн оз. Севан. Геологический и гидрогеологический очерк. Тр. Всес. геол. развед. объедин., вып. 219, 1934.
23. Паффенгольц К. Н.—Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причины землетрясения района г. Ереван. „Проблемы сов. геологии“, № 9, 1937.
24. Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А.—Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плейстоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 5, 1948.
25. Шуккин И. С.—Общая морфология суши, т. II, М.—Л., 1938.

Խ. Ե. ՆԱԶԱՐՅԱՆ

ԱԶԱՏ, ՎԵԴԻ ԵՎ ՉԱՆԱԽՉԻ ԳԵՏԵՐԻ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Էնտոգեն և էկզոգեն ուժերի փոխներգործությունը Ազատ, Վեդի և Չանախչի գետերի ավազաններում ձևավորվել է չափազանց բարդ ուղիքով:

Ուսումնասիրվող տերիտորիայում պարզորոշ կերպով առանձնացվում են հետևյալ երկու մարզերը՝

ա) ղեկուղացիայի տիրապետման մարզ, որի մեջ մտնում են Ազատ, Վեդի և Չանախչի գետերի ավազանների վերին ու միջին մասերը:

բ) ակումուլյացիայի տիրապետման մարզ, որն ընդգրկում է Արարատյան հարթավայրը (ուսումնասիրվող շրջանի սահմաններում):

Ելնելով ուղիքի գենետիկական ու մորֆոլոգիական առանձնահատկություններից, ղեկուղացիայի տիրապետման մարզում կարելի է առանձնացնել ուղիքի հետևյալ տիպերը:

1. Հրաբխային և ճրարխա-երոզիոն միջին բարձրության լեռներ ու պլատոներ: Ուղիքի այս տիպն ընդգրկում է Ազատ, Վեդի և Չանախչի գետերի վերին հոսանքը, այսինքն՝ Գեղամա բարձրավանդակի հարավ-արևմտյան մասը: Գեղամա բարձրավանդակում պլոցենա-չորրորդականի հրաբխականությունը գոյացած հզոր հաստվածքը ծածկել է հին ծալքավոր և զգալիորեն պենեպլենացված սուբստրատը, ստեղծելով հրաբխային ուղիքի Սակայն սկզբնական հրաբխային ուղիքը, հետագայում ենթարկվելով էկզոգեն ուժերի ներգործությանը, վերածվել է հրաբխային և հրաբխա-էրոզիոն ուղիքի: Պլեյստոցենյան ասոցիատիվ մասնակցությամբ ուղիքի վերին հոսանքը և Չանախչի գետի ստորին հոսանքը ենթարկվել են էրոզիոն ուժերի ակտիվ գործողությանը: Սակայն Չանախչի գետի ստորին հոսանքը և Վեդի գետի ստորին հոսանքը ենթարկվել են էրոզիոն ուժերի ակտիվ գործողությանը: Սակայն Չանախչի գետի ստորին հոսանքը և Վեդի գետի ստորին հոսանքը ենթարկվել են էրոզիոն ուժերի ակտիվ գործողությանը:

Գեղամա լեռնազանգվածը, ընդհանուր մորֆոլոգիական առանձնահատկությունների տեսակետից, հանդես է գալիս որպես մի վահանաձև ընդարձակ բարձրավանդակ, որի լանջերն աստիճանաբար իջնում են դեպի շրջակա գոգավորությունները: Բարձրավանդակի կենտրոնական մասը տեղադրված է ավելի քան 2800 մետր բացարձակ բարձրության վրա:

Նրա մակերևույթին բարձրանում են միջօրեականի ուղղությամբ գտաստված, զգալի հարաբերական բարձրությամբ բազմաթիվ հրաբխային կոներ:

Ժամանակակից էպոխայում Գեղամա վանանաձև բարձրավանդակը բնութագրվում է կամարաձև բարձրացումներով: Այդ մասին է վկայում նրա լանջերում գիտվող նախալեռնային ստտիճանների, հին հարթեցման մակերևույթների, ինչպես նաև լճային ու գետային դարավանդների մորֆոլոգիական անալիզը:

2. Էրոզիոն-դենուդացիոն միջին բարձրությամբ լեռներ՝ շրջված ռելիեֆով (սինկլինալային կառուցվածքներով).— Ռելիեֆի այս տիպին են վերագրվում բոլոր այն լեռները, որոնց մաս ռելիեֆի բնույթը կախված չէ վարի տեկտոնական ստրուկտուրայից, այլ ընդհանրապես, գտնվում է նրա հետ հակադրության մեջ: Այլ կերպ ասած, դրանք այն բոլոր վայրերն են, ուր գիտվում է ռելիեֆի ինվերսիա:

Քննարկվող շրջանում էրոզիոն-դենուդացիոն շրջված ռելիեֆի հատկանիշներն ունեն սինկլինալային կառուցվածքների վրա գոյացած Ողջաբերդի ու Դումանլուի լեռնաշղթաները, ինչպես նաև՝ Քեթուզար ու Ալլա-ախյեր լեռները:

3. Կառուցվածքային էրոզիոն-դենուդացիոն լեռներ՝ ուղղակի տեկտոնական ռելիեֆով (ծալքավոր կառուցվածք երով).— Այս տիպի մեջ դասվում են այն լեռները, որոնց մորֆոլոգիական բնույթը հիմնականում պայմանավորված է տվյալ վայրի տեկտոնական կառուցվածքով, չնայած նրան, որ վայրը կարող է զգալիորեն մասնատված լինել էկզոգեն ուժերի կողմից: Ուսումնասիրվող տերիտորիայում այսպիսի տիպի ռելիեֆով (սակայն զգալիորեն ենթարկված էրոզիայի ու դենուդացիայի) բնորոշ են Ուրծի, Դաննակի, Քեշիշարի, Քյուսուզարի, Երանասի միջին բարձրության լեռնաշղթաները և Բոզբուռունի, Մերձքեթուզյան, Դաշ-Բուռունի, Վելի-Դաղի և Դաննայի ցածր լեռները:

4. Էրոզիոն-դենուդացիոն մոնոկլինալ պլատոները.— Այստեղ մտնում են Սովետաշենի և Դավայու-Սուրենավանի պլատոները, որոնք անցյալում եղել են ակումուլյացիայի տիրապետման տեղամասեր:

Նորագույն տեկտոնական շարժումների ներգործությամբ այժմ սրանք ձեռք են բերել մոնոկլինալ դիրք և հանդիսանում են դենուդացիայի տիրապետման տեղամասեր: Հիշատակված

պլատոնների մակերևույթն ունի ձորա-հովտային մասնատվածություն:

5. Միջլեռնային սինկլինալային զոգավորութուններ.— Մրանց են վերագրվում Շաղափի, Չանախչիի և Հորթունի գոգավորությունները, որոնց մասնելիքը համապատասխանում է տեկտոնական կառուցվածքին և բնութագրվում է բողբոջ մասնատվածությամբ:

6. Էրոզիոնի խոշոր հովիտներ.— Այգպիսիք և Ագաս, Վեդի և Չանախչիի գետերի հովիտները, Մորֆոլոգիական անալիզը ցույց է տալիս, որ հիշատակված հովիտներում դարավանդները բարձրությունը գետերի հոսանքի ուղղությամբ նվազում է և Արարատյան հարթության սահմաններում հին դարավանդները թաղվում են նորերի տակ: Մի բան, որը վառ կերպով վկայում է Գեղամա բարձրավանդակի կամարածև բարձրացումների և Արարատյան գոգավորության հարբերական իջեցումների մասին: Մակայն Չանախչի գետի հովտում, ուր նա կտրում է Չալսարի և Չանամդարայի անտիկլինալային լեռնաշղթաները, դարավանդների բարձրությունն այդ օրինակաբանությամբ կատարվում է որոշ շեղում:

Այդ հատվածներում դարավանդների բարձրությունը ավելի է, քան նրանցից համապատասխանաբար վերև տեղադրված Չանախչիի և Հորթունի սինկլինալային գոգավորություններում, նման երևույթը վկայում է այն մասին, որ Չալսարի և Չանամդարայի լեռնաշղթաները բարձրանում են ավելի ինտենսիվ, քան Չանախչիի և Հորթունի գոգավորությունները:

Այսպիսով, այստեղ կարելի է ընդունել նորագույն ժամանակներում ձևավորվող ձկվածքի գոյությունը:

Այնուհետև պետք է նշել, որ ժամանակակից հովիտները այն մասերը, որոնք համընկնում են սինկլինալային կառուցվածքներին, մեծ մասամբ ժողանդված են հին՝ երկայնական հովիտներից, իսկ այն մասերը, որոնք կտրում են անտիկլինալային կառուցվածքները, երիտասարդ են և իրենց առաջացմամբ կապված են ժամանակակից հիբրոգրաֆիկ ցանցի հետ: Դա լավ դիտվում է Վեդի գետի հովտում:

Վերևում նկարագրված մարզից հարավ-արևմուտք տեղադրված է ակումուլյացիայի ափրապետման մարզը, որն ինչպես նշվել է, ընդգրկում է Արարատյան գոգավորության հատակային մասն զբաղեցնող համանուն լճա-գետային ակումու-

յայտնիվ հարթությունը: Տեկտոնական տեսակետից Արարատյան գոգավորությունը սինկլինալային ճկվածք է, որի իջնցումը շարունակվում է և ժամանակակից էպոխայում: Դրան ապացույց են հանդիսանում ցամաքային նստվածքների հզոր կուտակումները, «Մկրատի» օրենքի համաձայն դարավանդների թաղվելը և գոգավորության տարբեր մասերում հանդես եկող սեյսմիկական շարժումները: Արարատյան գոգավորության քննարկվող հատվածը ունի 800—1000 մ բացարձակ բարձրություն և հանդիսանում է ուսումնասիրվող շրջանի ամենացածր մասը: Նա լեռնաթաղվում է տափարակ ռելիեֆով և ունի թույլ թեքություն գեպի Արաքս գետը: Ալյուվիալ-պրոլյուվիալ նստվածքների տակից, առանձին մնացորդային բլուրների ձևով, մինչև 90 մ հարաբերական բարձրությամբ հարթության վրա բարձրանում են թաղված ծալքավոր հիմքի մնացորդները (Խոր-Վիրապ, Սարի-Պապ և այլն):

Ուսումնասիրվող շրջանի առանձին վայրերում կան մորֆոլոգիական, տապոգրաֆիական և գեոլոգիական նպաստավոր պայմաններ արդյունաբերական, գյուղատնտեսական և տրանսպորտային մի շարք կառուցումներ կատարելու համար:

Ֆիզիկական աշխարհագրության ամբիոն

Х. Е. НАЗАРЯН

О ГЕОМОРФОЛОГИИ БАССЕЙНОВ РЕК АЗАТ, ВЕДИ И ЧАНАХЧИ

Бассейны рек Азат, Веди и Чанахчи охватывают юго-западные склоны Гегамского нагорья и, постепенно понижающиеся к Араратской равнине, отличаются разнообразием и сложностью форм рельефа. Здесь чередуются друг с другом многочисленные, неправильно расположенные горные хребты, отделяющиеся друг от друга глубокими ущельями и широкими долинами.

Сложность морфологии района обусловлена особенностями литологии, тектоники, климатическими условиями, а также сложностью и пестротой почвенно-растительного покрова.

В строении района участвуют как осадочные породы палеозоя, мезозоя, кайнозоя, так и вулканические, отличающиеся разной степенью дислоцированности, а также пестрым литологическим составом.

Естественно, что породы различного возраста и литологического состава даже под воздействием одних и тех же экзогенных факторов способны образовать различные формы рельефа.

Большой сложностью отличается и характер современных тектонических движений района. В северной части его находится зона сводообразного поднятия Гегамского нагорья, а на юге—зона относительного опускания Среднеараксинской низменности.

В средней части района расположены антиклинали: Урцская, Дагнагская, Анастасаван-Вединская, Боз-Бурунская, Ераносская, Шорагбюрская, и синклинали: Чанахчинская, Шаганская, Чатма-Кетузская, Ацаванская, а также многочисленные брахи-антиклинали и брахи-синклинали. Достаточно распространены и хорошо развиты также линии разломов.

Перечисленные тектонические элементы, расположенные в различных частях района, охватывают разнородные и разновозрастные литологические комплексы и, следовательно, в разной степени испытали воздействие рельефообразующих эндогенных и экзогенных факторов, а потому и образуют неодинаковые формы рельефа.

Район, благодаря своему географическому положению и характеру рельефа, интересен и с точки зрения разнообразия климатических условий. Разнообразие климатических условий объясняется, прежде всего, гипсометрией района. В Гегамском нагорье отдельные вершины имеют высоту до 3600 м. над уровнем моря, в то время как Араратская равнина в целом достигает всего лишь 800—900 м. Резкая и глубокая расчлененность рельефа, создает различные климатические условия в отдельных частях района. Так, например: высокие части Гегамского нагорья являются сравнительно более влажным климатическим районом, где вследствие низких средних годовых температур снежный покров надолго задерживается и иногда снежинки остаются даже летом. А Араратская равнина отличается аридным и семиаридным климатом. Снег не образует здесь устойчивого покрова и сохраняется лишь в течение нескольких недель.

Наблюдается и резкое колебание в распределении температуры, влажности и режима осадков.

Различия климатических условий, а также литологические и тектонические особенности, не могут не образовать разнообразия форм рельефа. Так, например, благодаря различию температурного режима, в высоких частях гор сильно выражено морозное выветривание и нивационные процессы, а в низких—предгорных участках—выветривание под влиянием интенсивной инсоляции.

Неравномерное распределение осадков и изменчивость литологического состава слагающих местность пород также сильно влияют на морфологию рельефа. Например, в андезитобазальтовых и галечниковых покровах процесс расчленения рельефа идет медленно, так как основное количество атмосферных осадков просачивается в глубь галечников и по трещинам андезито-базальтов, чем и объясняется слабый поверх-

ностный сток. В сланцах и глинах, имеющих значительные водоупорные свойства, обеспечивается поверхностный сток и, следовательно, интенсивное расчленение местности.

Хребты, сложенные известняками и плотными мергелями, благодаря их устойчивости по отношению к выветриванию, образуют возвышенные положительные формы рельефа, которые со своей стороны подверглись интенсивному расчленению, благодаря значительному поверхностному стоку временно действующих потоков, связанных с большими амплитудами относительных высот и значительной трещиноватостью.

В степени и интенсивности расчленения рельефа, одновременно с указанными особенностями климатических условий, значительная роль принадлежит солнечной радиации, силе и направлению ветров и т. п.

Строение коренных пород, тектоническая структура, климатические условия, растительный покров, влияние деятельности человека — вот те основные факторы, при взаимодействии которых формируется почва. И так как в различных частях нашего района влияние этих факторов неодинаково, то и почвенный его покров отличается большим разнообразием.

Разнообразие климатических условий и почвенного покрова, в свою очередь, обуславливают разнообразие растительного покрова, а растительный покров является одним из тех основных факторов, характер которых может ускорить или замедлить расчленение рельефа.

Одновременно с указанными процессами, обуславливающими особенности рельефа, в отдельных частях района неодинаково сказывается и влияние человека.

После этих кратких сведений становится ясным разнообразие и сложность морфологических элементов района.

С севера на юг рельеф района постепенно понижается. Северная часть района охватывает весь юго-запад Гегамского вулканического нагорья, где широко распространены лавовые и др. эффузивные породы верхне-третичного и четвертичного периодов. Здесь древний горный рельеф со складчатой структурой глубоко залегает под более молодыми мощными лавовыми покровами.

На западе, в северной части района, распространены

исключительно лавы четвертичного возраста, рельеф которых сохраняет типичный вулканический облик. Конусовидные эруптивные аппараты (Аждаак—3599 м., Уч-тапа—3321 м., Зиярат—3166 м.), экструзивные куполы (Б. и М. Спитаксары—3521 м., 3446 м.), широкие лавовые поля, на которых распространено множество хаотически расположенных бугров и каменных россыпей типа «чингилей».

На вершинах и склонах гор Аждаака, Большого и Малого Спитаксаров значительно развиты также гляциальные формы рельефа.

На 2000—3600 м. абс. выс. лежит область распространения вулканических и эрозионно-вулканических форм рельефа. В пределах лавовых полей, на высоте 2000—2200, 2300—2700 и 2800—3000 м., часто встречаются довольно широкие ровные поверхности, представляющие не что иное, как поверхности древнего выравнивания, бронированные лавой.

Несмотря на то, что количество выпадающих осадков доходит до 700—800 мм., все же район, сложенный андезито-базальтами, чрезвычайно слабо расчленен, что объясняется значительной прочностью этих пород, а также просачиванием атмосферных вод в многочисленные трещины лавовых покровов.

Восточнее этого участка, в районе Аркашена (3089 м.), Гндасара (2896 м.), Сомрова (2801 м.), где вулканическая деятельность проявилась в более ранний период (в верхнетретичное время), рельеф характеризуется глубоким эрозионным расчленением. Здесь наблюдаются многочисленные горные отроги и глубокие ущелья, в которых над лавами часто обнажаются структуры древнего складчатого рельефа.

Причиной расчленения рельефа этой местности следует считать: продолжительность фактора времени (с верхнетретичного периода до современной эпохи), обилие атмосферных осадков (около 800 мм. в год), небольшую мощность андезито-базальтового покрова, наличие мощных, легко разрушающихся толщ туфобрекчий, залегающих под андезито-базальтовым покровом и продолжающиеся интенсивные поднятия.

По всей южной окраине распространения вулканических и вулкано-эрозионных форм рельефа, начиная от Вохчабердского хребта, через монастырь Гегард, г. Кетуз, с. Хосров до восточ-

ных границ района и далее в Вайк (Даралагез) проходит узкая, местами прерывающаяся полоса мощной вулканогенной и пролювиально-вулканогенной Вохчабердской толщи и ее аналогов. Эта толща туфобрекчий, состоящая из обломочного и эффузивного материалов, вследствие легкого разрушения, во многих местах расчленена притоками верхнего течения рек Азат, Веди и Чанахчи, образуя ряд каньонов и речных долин с пологими склонами. Эта толща имеет общий наклон с востока на запад. Ее абсолютная высота в вершинной части Вохчабердского хребта и высоких волнистых плато М. Гиланлара, Имирзика, Анда доходит до 2000—2100 м., а в восточной части, у с. Гортун, в ущелье монастыря св. Саркиса, достигает более 2300 м.

Под воздействием эндогенных и экзогенных сил в пределах этой толщи образовался аструктурно-эрозионный рельеф (хр. Вохчабердский, Думаилинский и горы Кетуз, Алла-ахпер).

В вершинной части Вохчабердского хребта, на высоте 2000 м., а также на плато М. Гиланлара, Имирзика, Анда встречаются поверхности древнего выравнивания.

Южнее толщи туфобрекчий, в средней и центральной частях района, простирается ряд горных водоразделов и хребтов, состоящих из нормально-осадочных (морских) и частично вулканогенно-осадочных пород. Некоторые хребты имеют структурно-эрозионный рельеф. Из них наиболее значительны хребты Урцский и Дагнагский, протягивающиеся параллельно друг другу на востоке района. Эти хребты четко выражены в рельефе, так как представляют собою древние куэстоподобные моноклиналильные гребни, сложенные литологически устойчивыми породами: они сложены верхнепалеозойскими, а местами также трансгрессивно налегающими на них эоценовыми известняками, отдельные пачки которых чередуются с песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями и др. более легко поддающимися выветриванию отложениями. На южных склонах хребтов эти отложения собраны в ряд складок, в общем северо-западного простирания, которые разбиты многочисленными сбросами и взбросами.

Таким образом, в результате эрозионной деятельности и выветривания в условиях интенсивно пересеченных сбросами

складчатых структур сложного литологического состава, возникают разбитые сбросами моноклиналильные, куэстообразные известняковые хребты с крутым южным и пологим северным склонами, разделенные узкими, глубокими ущельями.

По строению и характеру рельефа г. г. Кешин-Даг и Кюсуз почти аналогичны с Урцким и Дагнагским хребтами.

Более своеобразным типом рельефа характеризуются водоразделы между реками Азат и Веди (Ераносский, Боз-Бурунский и др. хребты). Здесь наиболее наглядно выявляется зависимость формы рельефа и его литологического состава. Эти участки сложены, главным образом, верхнемеловыми и нижнетретичными вулканогенными и нормально-осадочными морскими отложениями, литологический состав которых сильно меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном разрезе. Благодаря такому пестрому литологическому составу пород, в результате действия эрозионных агентов, в условиях сухого полупустынного климата и бедного покрова растительности, возникает сильно эродированные возвышенности, прорезанные узкими и сравнительно глубокими, неравномерно расположенными ущельями и каньонами, в большинстве случаев сухими.

Для рельефа южных склонов Урцкого, Боз-Бурунского и Ераносского хребтов, весьма характерно расчленение типа «бедлендс».

Местами, где литологический состав пород более или менее однороден, формы рельефа обусловлены, в основном, тектоническими структурами. Так возникают структурные тектонические, отпрепорированные эрозией формы рельефа, характерные для Чанахчинской, Шагапской, Гортунской, Галайсорской синклиналильных котловин и для ряда антиклинальных хребтов.

Средняя высота в пределах этой зоны доходит до 1000—2000 м., а отдельные ее вершины достигают более 2500 м.

На водоразделах сохранились на различных высотах небольшие по площади территории остатки древних поверхностей выравнивания.

У южного подножия Вохчабердского и Урцкого хребтов расположены моноклиналильные плато (Советашенское, Дава-

лу-Суренаванское), которые тоже представляли собою зону аккумуляции, а теперь имеют тенденцию к поднятию, с общим наклоном к Араратской равнине, и представляют собою моноклиналильные древние аккумулятивные плато, которые ныне представляются, как области денудации.

Как следует из приведенного обзора, северная и средняя зоны исследуемого района, начиная от вершинной области Гегамского нагорья до южной окраины хребтов Урцского, Боз-Бурунского, Ераносского, а также Советашенского моноклиналильного плато, представляют собою ясно выраженную область денудации.

Весь материал, размывтый реками и временно действующими ручьями, сносится и отлагается в пределах Араратской равнины.

Араратская равнина находится на левобережье среднего течения р. Аракс, начиная от устья реки Ахурян до «Волчьих ворот». В пределы исследуемого нами района входит только юго-восточная ее часть, расположенная восточнее нижней части водораздела рек Раздан (Занга) и Азат. Гипсометрически эта часть района является наиболее низкой с абсолютной высотой от 800 до 1000 м., эта часть Араратской равнины с севера окаймляется горными хребтами Ераносским, Боз-Бурунским, Урцским, а с юго-востока—невысокими островными горами Вели-Даг и Дагна, которые являются одновременно границей между Ереванской и Нахичеванской котловинами.

Араратская равнина имеет наклон на юго-восток и характеризуется плоским равнинным рельефом.

Местами на равнине из-под аллювиального покрова поднимаются, в виде останцевых холмов, остатки древнего складчатого основания, имеющие относительную высоту от 80 до 90 м. (Хор-вирап, Сары-пап).

Генетически Араратская равнина является озерно-аллювиальной. Она сложена мощными озерными и речными рыхлыми отложениями, перекрытыми пролювиальными и делювиальными наносами. Мощность озерно-речных отложений достигает громадных размеров.

Араратская равнина характеризуется засушливым полупустынным климатом, следствием которого являются солончаки

и, несмотря на засушливые условия, в связи со слабым дренажем, встречаются заболоченные участки.

Аракатская равнина является межгорной депрессией, с преобладанием молодых тектонических движений отрицательного знака и в то же время областью аккумуляции, в отличие от горной части исследуемого района, которая принадлежит к области денудации.

Исходя из вышеописанного, территорию данного района можно разделить на две области:

а) преобладающей денудации, в которую входят вся верхняя и средняя части бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи;

б) преобладающей аккумуляции, в которую входит Аракатская равнина с прилегающими к ней предгорными впадинами (Чатминская, Еникендская и др.).

В основу геоморфологического районирования выделенных областей мы считаем возможным положить принцип, очень удачно выраженный А. Л. Рейнгардом.

«...Тот или другой геоморфологический характер страны является следствием взаимодействия между внешними, по преимуществу разрушающими агентами и внутренним строением земной поверхности. Поэтому в основу геоморфологической характеристики районов должны быть положены геология и тектоника в их историческом развитии с середины третичного периода, климатические условия (характер времен года, температурные колебания, осадки), а также растительный покров, играющий немаловажную роль в процессах денудации форм рельефа»¹.

Учитывая эти принципы, характеризующие основные деления геоморфологических районов, и особенно морфогенетические типы рельефа, развитые в пределах нашей территории, намеченные две области мы разделяем следующим образом:

1. ОБЛАСТЬ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ДЕНУДАЦИИ

1. *Вулканические и эрозионно-вулканические средние горы и плато*—включают в себя юго-западную часть Гегамского нагорья, т. е. верховья р. р. Азат, Веди и Чанахчи. Мы их относим

¹ Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, Госгеолиздат, М.—Л., 1941, стр. 513—514.

к средним горам, т. к. они не имеют высокогорного характера, несмотря на их большие абсолютные отметки.

2. *Аструктурно-эрозионные средние горы.* Сюда входят хребты: Вохчабердский, Думанлинский, срединная часть Ераносского хребта, г. г. Кетуз и Алла-ахпер.

3. *Структурно-эрозионные и эрозионные средние горы и предгорья:*

а) *Средние горы и предгорья.*

Сюда входят хребты: Урцский, Дагнагский, большая часть Ераносского, г. г. Кашишдаг и Кюсуз.

б) *Межгорные синклинальные котловины:*

Чанахчинская и Гортунская, Шагапская, Гелайсорская.

в) *Крупные эрозионные долины:*

Каньон р. Азат, долины р. р. Веди и Чанахчи.

4. *Структурно-эрозионные низкогорья.*

Сюда входят Боз-Бурунский массив, Подкетузское низкогорье и островные горы Даш-Бурун, Вели-Даг и Дагна.

5. *Денудационные моноклиальные плато*—Советашенское, Давалу-Суренаванское.

Кафедра физической географии

II. ОБЛАСТЬ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИИ

Аккумулятивные равнины. Сюда входит юго-восточная часть Араратской равнины (нижнее течение р. р. Азат, Веди и Чанахчи).

Խ. Ե. ՆԱԶԱՐՅԱՆ

ԱԶԱՏ, ՎԵԴԻ ԵՎ ՉԱՆԱԽՉԻ ԳԵՏԵՐԻ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ
ԳԵՈՄՐՈՐՖՈԼՈԳԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքը վերաբերում է Հայկական ՍՍՌ-ի՝ գեոմորֆոլոգիական տեսակետից համարյա բոլորովին շուտամիասիրված շրջաններից մեկին: Նրանում հեղինակը անդրադառնում է անլյեֆառաջացնող գործոններին և ապա ընդհանուր գծերով տալիս

շրջանի գեոմորֆոլոգիական բնութագիրը: Շրջանի ընդհանուր բնութագրի հիման վրա հեղինակն առանձնացնում է հետևյալ մարզերն ու ռելյեֆի մորֆոգենետիկական տիպերը.

I ԴԵՆՈՒԴԱՅԻԱՅԻ ՏԻՐԱՊԵՏՄԱՆ ՄԱՐԶ

1. Հրաբխային և հրաբխա-էրոզիոն միջին բարձրության լեռներ և պլատո—Գեղամա լեռնաշխարհի հարավ-արևմտյան մաս (Ազատ, Վեդի և Չանախչի գետերի վերին հոսանքի շրջան):

2. Ատրուկաուր-էրոզիոն միջին բարձրության լեռներ—Ողջաբերդի և Դումանլուի լեռնաշղթաներ, Երանոսի լեռնաշղթայի միջին հատված, Քեթուլի և Ալլա-ախպերի լեռներ:

3. Ատրուկաուր-էրոզիոն և էրոզիոն միջին բարձրության լեռներ ու նախալեռներ:

ա) Միջին բարձրության լեռներ ու նախալեռներ—Ուրծի և Դահնակի լեռնաշղթաներ, Երանոսի լեռնաշղթայի մեծ մասը, Քեշիշ-ղազի և Քյոսուլի լեռներ:

բ) Միջլեռնային սինկլինալ գոգավորություններ—Չանախչիի, Հորթունի, Շաղափի և Գելասորի:

գ) Խոշոր էրոզիոն հովիտներ—Ազատ գետի կանեօն, Վեդի և Չանախչի գետերի հովիտներ:

4. Ատրուկաուր-էրոզիոն ցածր լեռներ—Բող-բուրունի մասսիվ, Ենթաքյոթուլյան լեռներ:

5. Գեոուղացիոն-մոնոկլինալ պլատոներ—Սովետաշենի և Դավալու-Սուրենավանի:

II. ԱԿՈՒՄՈՒԼՅԱՅԻԱՅԻ ՏԻՐԱՊԵՏՄԱՆ ՄԱՐԶ

Ակումուլյատիվ հարթություն.—Արարատյան հարթության հարթության մաս (Ազատ, Վեդի և Չանախչի գետերի ստորին հոսանքի շրջան):

Ֆիզիկական աշխարհագրության ամբիոն

19586