

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Е. А. НЕФЕДЬЕВА

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

(на примере Агстев-Дебедского района)

К северо-восточной части Малого Кавказа относятся складчато-глыбовые и складчатые хребты, расположенные в бассейнах рек Агстев и Дебед, а также примыкающая к ним с севера Прикуринская наклонная равнина.

По характеру современного рельефа в северо-восточной части Малого Кавказа выделяются следующие группы геоморфологических районов.

1. *Горные районы*, с эрозионно-денудационным структурным рельефом и преобладанием денудационных процессов. Горы здесь формировались в результате неотектонических поднятий разной интенсивности. К этой группе относятся:

А. Среднегорные складчато-глыбовые хребты (Халабский, южная часть Иджеванского) сводовой части Малого Кавказа, сформировавшиеся в результате интенсивных поднятий в новейшее время. Они характеризуются значительными абсолютными высотами (3000 м) и крутыми (более 20°) склонами.

Б. Среднегорные складчатые хребты моноклиналиного поднятия северного склона Малого Кавказа, расположенные между долинами рек Дебед и Агстев, постепенно снижаются к северу (от 2000 до 1000 м) и расчленены системой речных долин на ряд коротких разнообразно ориентированных отрогов. Одновысотные водоразделы представляют фрагменты единой моноклиналино изогнутой поверхности и в центральных частях междуречья носят волнистый характер, а по периферии резко расчленены глубокими долинами с крутыми (до 20°) склонами.

В. Низкогорные складчатые хребты периферической части Малого Кавказа, сформировавшиеся при локальных поднятиях, представляют небольшие горные группы (Папакарский, Учгуль и др.) с высотами 800—950 м. Рельеф останцово-денудационный, сравнительно некрутые ($10-20^\circ$) склоны расчленены долинами временных водотоков, конусы выноса которых, сливаясь с предгорными делювиальными шлейфами, образуют наклонную подгорную равнину.

II. *Межгорные понижения* с аккумулятивными формами рельефа и незначительными колебаниями относительных высот. Эти понижения формировались в условиях относительных опусканий. К группе межгорных опусканий относятся:

А. Межгорное понижение Памбакской долины, расположенное в сводовой части Малого Кавказа. Оно протягивается в широтном направлении на 60 км, расположено на абсолютных высотах 1400—1700 м и ограничено крутыми, частично сбросовыми склонами хребтов Базумского и Халабского на севере, Памбакского на юге. Это понижение имеет четкообразное строение, обусловленное локальными проявлениями новейшей тектоники. Для расширенных участков характерно глубокое залегание вулканогенных осадочных пород эоцена, слагающих коренное ложе, развитие аллювиальных, делювиально-пролювиальных, а в центральной и западной части—вулканогенно-озерных туфовых отложений.

На суженных участках Памбакской долины современные реки врезаются в коренные породы эоцена и образуют глубокие V-образные ущелья с большим падением продольного профиля (против с. Арчут, между сс. Налбанд—Спитак).

Б. Прикуринская наклонная равнина, занимающая южное крыло синклинального Куриного прогиба, располагается на небольших абсолютных высотах (250—500 м) и морфологически представляет собой комплекс высоких морских и речных террас, частично перекрытых пролювиально-делювиальными отложениями. Наиболее высокие уровни представлены фрагментами плиоценовых абразионно-денудационных и аккумуляционных террас. Основным элементом рельефа Прикуринской наклонной равнины является широкая слабоувалистая поверхность шестой террасы Куры (относительная высота 70—100 м), сложенная осадками аллювиально-озерного и пролювиально-делювиального характера, отложившимся в верхнетретичных-нижнечетвертичных водных бассейнах при колебаниях их уровня. Крутой склон шестой террасы ограничивает речную долину р. Куры, занятую более низкими террасами—четвертой (30—40 м), третьей (12—15 м) и первой (4 м)*.

III. *Сквозные речные долины*, пересекающие хребты сводовой части и северного склона Малого Кавказа и сформировавшиеся при преобладании глубинной эрозии в условиях поднимающейся горной страны. Морфология долин определяется чередованием процессов эрозии и аккумуляции, характер и интенсивность которых протекали по-разному в разные этапы развития и на различных участках.

А. Долина р. Дебед (вместе с нижним течением р. Памбак, т. е. после выхода р. Памбак из межгорной Памбакской долины) представляет собой глубокую эрозионную долину, выработанную в эоценовых и

* По данным Н. В. Думитрашко, V и II террасы имеются в долине р. Куры лишь ниже по течению.

юрских вулканогенных породах и в среднем течении заполненную плиоценовыми лавовыми потоками, постепенно выклинивающимися к низовьям. Современная долина имеет резко асимметричный поперечный профиль и представляет собой глубокий (до 300 м) каньон, врезаемый по контакту юрских порфиригов и плиоценовых лав, образующих лавовые террасы, ширина и протяженность которых, также как и глубина каньона, уменьшаются к низовьям. В нижнем течении, в расширениях долины появляются речные аккумулятивные террасы, которые в низовьях р. Дебед, также как и лавовый поток, погружаются под уровень широкой аккумулятивной равнины, сложенной четвертичным аллювием.

Б. Долина р. Агстев (после выхода р. Агстев из межгорной Памбакской долины) представляет собой глубокую эрозионную долину, выработанную в вулканогенных и осадочных породах эоцена, юры, мела, и в процессе формирования заполненную на локальных участках аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями, слагающими ее аккумулятивные террасы. Для современного облика долины характерно чередование узких эрозионных участков (между Памбакской долиной и Дилижанской котловиной, от устья р. Гетик до г. Иджеван) и расширенных террасированных участков (Дилижанская котловина, от г. Иджеван до устья). В среднем и нижнем течении (ниже г. Иджеван), где наиболее распространенной является четвертая терраса (высота 60—80 м), характерна деформация террас за счет локальных тектонических движений (высоты третьей колеблется от 10—15 до 35 м, а второй—от 4 до 18 м) и постепенное снижение террас к низовьям, где они сливаются с аккумулятивными террасами р. Куры.

Общий анализ рельефа горных частей территории, межгорных понижений и речных долин позволяет выделить наиболее характерные для северо-восточной части Малого Кавказа особенности геоморфологического строения, а именно:

1) четкое выражение в рельефе нескольких гипсометрических уровней (2800—3000 м), при постепенном снижении к северу (от 2200 до 1400 м и 800—950 м);

2) сохранение следов древней гидросети, частично унаследованной современными реками;

3) сложное строение основных речных долин, которые объединяют разнородные по генезису, возрасту и морфологии участки;

4) отсутствие форм древнего оледенения, следы которого имеются в других горных районах Малого Кавказа;

5) активное отражение древних и новейших тектонических структур в современном рельефе.

Основные черты современного рельефа северо-восточной части Малого Кавказа созданы в континентальный период развития (начиная со второй половины третичного периода) при моделировке тектонического рельефа растущей горной страны под действием экзо-

генных процессов. В то же время многие черты рельефа обусловлены геологическим строением и определяются особенностями развития территории на более ранних стадиях.

Основные тенденции развития Кавказа и Закавказья, как геологической структуры в течение мезозоя и кайнозоя, согласно представлениям Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хайна [13], сводились к превращению палеозойской геосинклинальной зоны в зону геоантиклинальную. Этот длительный и сложный процесс заключался в неоднократной перестройке тектонического режима, как всей геосинклинальной зоны, так и отдельных ее частей, что сопровождалось складчатыми и колебательными движениями, определяющими характер осадконакопления, образование разрывов и сбросов, внедрение интрузий, излияния эффузивов.

На территории северо-восточной части Малого Кавказа примерно до середины третичного периода происходило накопление вулканогенных и осадочных отложений, в основном в условиях морских бассейнов, что сопровождалось складчатыми и колебательными движениями и чередовалось с периодами размыва и денудации.

Из особенности геотектонического развития наиболее важное значение для формирования современного рельефа северо-восточной части Малого Кавказа имеет, установившееся на Малом Кавказе в течение альпийского цикла развития, деление Кавказской геосинклинали на структурно-тектонические зоны [6], поскольку новейшие тектонические структуры [4, 8, 11], как и крупные формы современного рельефа в общих очертаниях повторяют структурный план мезозоя, несмотря на неоднократную перестройку тектонического режима в процессе развития альпийской геосинклинали [13]. Так, сводовая часть новейшего поднятия Малого Кавказа в общих чертах совпадает с мезозойской Севано-Курдистанской синклинальной зоной, северное крыло современного поднятия с мезозойской Сомхето-Карабахской антиклинальной зоной, а Курильская впадина располагается в области Рионо-Куринского мегасинклинория.

Кроме того формирование основных рельефообразующих пород в различных структурно-тектонических зонах происходило в разное время, что определяет особенности литологического строения, а, следовательно, формы расчленения склонов. Так в центральных частях Сомхето-Карабахской антиклинальной зоны (среднегорные хребты северного склона) вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы отлагались в течение юрского времени. В краевых частях и синклинальных прогибах Сомхето-Карабахской зоны (низкогорные хребты северного склона, Иджеванский хребет) распространены осадочные, в основном известняково-мергельные и частично вулканогенные отложения мелового возраста. В Севано-Курдистанской синклинальной зоне (Памбакская межгорная долина и ее горное обрамление) формирование вулканогенно-осадочных пород относится к эоцену.

Континентальный режим установился на территории северо-восточной части Малого Кавказа, за исключением его северной окраины, в середине третичного периода, а местами на локальных поднятиях сводовой части Сомхето-Карабахской зоны и несколько раньше. Переход к континентальному периоду развития обусловлен поднятиями, сопровождавшими складчатость верхнего эоцена, когда Сомхето-Карабахская и, расположенная южнее, Анкаван-Зангезурская интрагеоантиклинали соединяются Севано-Курдистанской зоной в единую Малокавказскую геоантиклиналь [13], причем на территории северной части Малого Кавказа образуется единая суша.

Крупные формы современного рельефа, сформировавшиеся в течение второй половины третичного и за четвертичное время, имеют тектоническое происхождение и обусловлены новейшими сводовыми поднятиями Малого Кавказа, осложненными глыбовыми подвижками и относительными погружениями.

Активность экзогенных процессов, в значительной степени определяющая развитие эрозионно-денудационных форм рельефа, неоднократно изменялась на протяжении континентального периода, что обусловлено как общеклиматическими изменениями, так и разным темпом новейших движений. Сравнительно небольшая активность экзогенных процессов имеет место при небольших относительных высотах.

Общий характер взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов определяет историю и основные этапы развития рельефа северо-восточной части Малого Кавказа в континентальный период.

После установления континентального режима в олигоцене, на Малом Кавказе сформировалась низкая суша, высоты которой значительно уступали современным [5, 6 и др.] и не превышали 150—200 м над уровнем моря. Невысокая олигоценовая суша была ограничена обширными морскими бассейнами, которые занимали на севере прогиб Куринской депрессии, где еще продолжалось тектоническое опускание, а на юге — Приараксинскую низменность.

В течение олигоцена и значительной части миоцена основная часть территории северного склона Малого Кавказа подвергалась планации за счет развития эрозионно-денудационных процессов. По-видимому, к этому времени относится формирование выравненной поверхности, представленной небольшими по площади участками равновысотных водоразделов или группами одновысотных вершин (1000—3000 м).

В среднем миоцене (до сармата) на Малом Кавказе наблюдалось оживление тектонических движений, что сопровождалось относительными прогибаниями отдельных участков. Так, в результате временного возрождения Агстев-Разданского тектонического прогиба меридионального направления, в конкское время Куринский бассейн соединился с южными морскими бассейнами посредством пролива, который проходил по долине р. Агстев и через Севанский перевал [6].

В конце миоцена (к мзотису) сообщение по проливу, соединявшему Куринский и Араксинский бассейны, прекращается [7], что свидетельствует о начавшемся поднятии территорий. В результате тектонических поднятий, которые начались со среднего миоцена, но достигли особенно большой величины в плиоцене [3], значительная часть Малого Кавказа превратилась в горную страну. В этот период началось оформление Малого Кавказа, как сводовой структуры, причем зона максимальных поднятий приурочена к области Севано-Курдистанского синклинория, где формируются осложненные сбросами складчато-глыбовые хребты широтного простирания, местами разделенные межгорными понижениями.

В рассматриваемой части Малого Кавказа в это время наиболее интенсивные поднятия имели место в южной части территории, что привело к образованию сбросов и разломов, ограничивающих наиболее высокие хребты (Памбакский, Халабский и др.) и к заложению осложненного сбросами тектонического прогиба Памбакской долины. Возможно, что формирование тектонического прогиба Памбакской долины относится к верхам миоцена, поскольку потоки андезитовых лав, заполнивших осевую часть Памбакской долины, условно отнесены К. А. Мкртчяном [10] к миоплиоцену. По-видимому, в результате поднятий Иджеванского и Мургузского хребтов было прервана связь Куринского бассейна с южными водоемами Малого Кавказа. Так, превратился в водораздел, использованный речной долиной, участок бывшего Агстев-Разданского пролива, между устьем р. Гетик и г. Иджеван. В районах межгорных долин сводовой части Малого Кавказа оформилась продольная речная сеть (система Гетик—Агстав—Памбакская долина) широтного направления [8]. В области северного склона Малого Кавказа амплитуда тектонических поднятий заметно уменьшалась к северу. Граница морского бассейна, занимавшего в миоцене Куринскую депрессию, отступила к северо-востоку. По северной периферии Малого Кавказа из-под уровня моря вышла абразионно-денудационная поверхность, частично сложенная сарматскими отложениями (в настоящее время фрагменты поверхности с высотами около 750—900 м). В результате неравномерных поднятий, достигших максимального размера к середине плиоцена, эрозионно-денудационная сильно выравненная поверхность олигоценово-миоценового возраста была деформирована [1, 10 и др.]. При этом поверхность, распространенная в области северного склона Малого Кавказа, была моноклинально изогнута и снижалась к северу, местами испытывая флексуорообразное изгибание, тогда как южная часть поверхности, распространенная в хребтах сводовой части поднятия, отделена от северной резким перегибом, частично сбросового характера.

В течение нижнего и среднего плиоцена на Малом Кавказе сформировалась разветвленная сеть глубоких речных долин, в основном при преобладании глубинной эрозии, что обусловлено как достаточно большими высотами Малого Кавказа [9] (до 1000—1500 м

в южной части) и понижением уровня Куринского бассейна, так и развитием лесной теплолюбивой растительности [2], благодаря которой активизировалась нормальная речная эрозия и сократился плоскостной смыв. Наиболее крупные долины в плиоцене достигали значительной ширины и глубины (длина *р. Дебед*) и имели близкое к меридиональному направление, так как являлись консеквентными долинами поднимающейся горной страны; некоторые долины были заложены в местах тектонических нарушений (Марцигет, Дзорагет).

В верхнем плиоцене решающее значение для формирования рельефа имели продолжающиеся поднятия территории, развитие вулканических явлений, неоднократное изменение положения базиса эрозии северного склона Малого Кавказа, связанное с колебаниями уровня Каспийского бассейна.

В начале верхнего плиоцена расширение границ и повышение уровня водоема, занимавшего Куринскую депрессию, связано с акчагыльской трансгрессией Каспийского бассейна, обусловленной прорывом черноморских вод в районе Кума-Манычской впадины [14]. Западная граница морского бассейна в Куринской депрессии проходила в районе современных низовий *р. Храми*. По-видимому, с акчагыльской трансгрессией связана аккумуляция песков, галечников и суглинков, слагающих высокие террасы, фрагменты которых сохранились на склонах долин рек *Агстев* и *Джогас* в их нижнем течении.

В верхнем плиоцене с тектоническими поднятиями связано развитие мощных эффузивных покровов Армянского нагорья, широко распространившихся на огромных территориях. В северной части Малого Кавказа лавовые потоки, спустившиеся с *Мокрых гор*, залили сформировавшуюся к этому времени эрозионную долину *р. Дебед*.

К концу третичного периода территория Малого Кавказа превратилась в среднегорную расчлененную страну (при глубине вреза отдельных долин, в частности *Дебед*, около 1000 м) с большим количеством водоемов озерного и озерно-речного типа, образование которых обусловлено затруднением речного стока вследствие локальных тектонических поднятий и при подпруживании речных долин лавовыми потоками, а в области северного склона Малого Кавказа кроме того и вследствие повышения базиса эрозии при трансгрессиях Каспийского бассейна. На территории северо-восточной части Малого Кавказа наиболее крупными водоемами являлись Памбакская долина, которая соединялась Ленинаканской котловиной, Гуманянский и, возможно, Дилижанский бассейны. По-видимому, образование подпружного озера в речной долине *р. Дебед* в районе ст. *Туманян* обусловлено затруднением стока речных вод как вследствие повышения базиса эрозии при трансгрессиях Каспийского бассейна, так и благодаря локальным поднятиям осевой части Чатындагского антиклинория в среднем течении *р. Дебед*, а позднее и вследствие подпруживании речных вод лавовыми потоками.

В верхнем плиоцене с уровнем Апшеронского бассейна связано развитие абразионно-денудационных уступов на северных склонах Малого Кавказа (сохранились фрагментами на высоте около 500 м) и накопление аккумулятивных отложений как в Куринской депрессии, где апшеронские осадки залегают в основании шестой террасы Куры, так и низовьях речных долин, сбегających с северных склонов Малого Кавказа (Агстев, Джогас и др.).

Крупные тектонические движения, начавшиеся в верхнем плиоцене и продолжавшиеся в начале плейстоцена, обусловили значительные изменения общего облика территории Малого Кавказа. В результате активных поднятий значительно увеличились высоты горной страны, сократилась площадь озерных бассейнов. Климат стал более сухим, холодным и континентальным [2], что связано с увеличением абсолютных высот, сокращением водных бассейнов (в частности Каспия) и вулканическими явлениями, поскольку наличие в воздухе большого количества вулканического пепла значительно сокращает величину солнечной радиации. В связи с миграцией лесной растительности в нижние ярусы рельефа, вследствие климатических изменений, в горных районах увеличилась роль плоскостной денудации. К этому же периоду относится развитие обширного верхнеплиоценового-нижнечетвертичного оледенения, по-видимому, не распространившегося на территорию северо-восточной части Малого Кавказа, поскольку следы оледенения сохранились в виде мощных галечных толщ, главным образом, в южных районах Армянского нагорья у подножий более высоких горных массивов.

На территории северо-восточной части Малого Кавказа наиболее крупные изменения, связанные с новейшими поднятиями верхнего плиоцена—нижнего плейстоцена, произошли в наиболее высоких южных частях территории. Одновременно с широтными поднятиями крупных хребтов наблюдались движения отдельных блоков, в частности в районе Памбакской долины. К движениям второго порядка относятся локальные поднятия горных отрогов, в основном меридионального простирания, отделивших Памбакскую долину от Дилижанского озерного бассейна. Кроме того, в зону поднятий было вовлечена восточная часть Памбакской долины (к востоку от с. Хндзурут), в результате чего произошло осушение этого участка, хотя в осевой части долины продолжалась аккумуляция четвертичных аллювиальных толщ в результате относительных погружений.

Вследствие увеличения абсолютных и относительных высот местности, а также благодаря климатическим изменениям (похолодание и увлажнение) значительно выросла активность эрозионных процессов, главным образом, за счет глубиной и попятной эрозии. По-видимому, к этому времени относится углубление эрозионных долин, сбегających с северных склонов широтных хребтов Малого Кавказа (нижнее течение р. Памбак, среднее течение р. Агстев).

В области Куринской впадины, вследствие прогибания, вызвавшего новое повышение уровня Куринского бассейна после кратковременной регрессии (между апшеронской и бакинской трансгрессиями) продолжалось накопление опресненных осадков бакинского и гюргянского возраста, разделенных кратковременным перерывом [14]. Аналогичные отложения накапливались в долине *р. Агстев* (от г. Иджеван до низовий), и *р. Дзогас*. Большое протяжение четко выраженной аккумулятивной террасы в долине *р. Дзогас* и четкообразное строение долины *р. Агстев*, где аккумулятивная терраса местами выклинивается, сменяясь выходами коренных пород, а также минералогический состав рыхлых отложений, слагающих четвертые террасы этих рек и соответствующую им шестую террасу *р. Куры*, позволяет предположить, что к нижнему плейстоцену *р. Дзогас* имела хорошо сформированную речную долину, в то время как долина *р. Агстев* скорее представляла залив Куринского бассейна с полулагунным режимом, сток из которого был затруднен вследствие роста локальных поднятий широтного направления, что подтверждается наличием в отложениях террасы гидрослюд, амфиболов и глауконита, характерных для водоемов озерного типа.

Следующим важным этапом, вызвавшим ряд изменений в развитии рельефа Малого Кавказа, является активизация тектонических поднятий в конце нижнего плейстоцена (предхазарские движения), что сопровождалось крупной регрессией Каспийского бассейна и оказало решающее влияние на дальнейшее развитие гидросети в горных районах Малого Кавказа.

Понижение уровня и сокращение площади, а именно, отступление к востоку Каспийского бассейна на границе нижнего и среднего плейстоцена (предхазарская регрессия), способствовали оформлению в рельефе долины *р. Куры* в ее среднем течении, при врезании речной долины в толщу рыхлых (апшеронских, бакинских и гюрканских) осадков, слагающих шестую террасу. Базис эрозии рек, сбегających с северных склонов Малого Кавказа, сильно понизился, в связи с чем сильно возросла роль глубинной и попятной эрозии. Реки Агстев и Дзогас в своих низовьях врезались также, как и Кура, в апшеронско-бакинские отложения, в настоящее время слагающие четвертые террасы этих рек. Долина *р. Дебед*, после ее заполнения верхнеплиоценовыми-нижнечетвертичными лавовыми потоками, сформировалась заново в результате врезания в вулканические покровы, рыхлые озерные отложения и подстилающие их коренные породы. Возможно, что к этому же времени относятся основные этапы врезания узких эрозионных долин, пересекающих наиболее высокие складчато-глыбовые хребты в южной части Агстев-Дебедского района. Так, вероятно, что к среднему плейстоцену относится перехват верховьями *р. Агстев* стока из восточной части Памбакской долины. Не исключена возможность, что в это же время была углублена эрозионная долина в нижнем течении *р. Памбак*, что однако не было достаточ-

ным для полного перехвата стока из Памбакской долины, так как озерный бассейн продолжал существовать в ней вплоть до верхнего плейстоцена.

В верхнем плейстоцене наиболее важные моменты формирования рельефа связаны с тектоническими поднятиями Армянского нагорья, что обусловило развитие вулканических явлений и возникновение горных ледников, а также колебаниями уровня Каспийского бассейна, несмотря на то, что начиная со среднего плейстоцена морские трансгрессии не заходили на территорию западной части Куринской низменности.

В северо-восточной части Малого Кавказа с широким развитием вулканических явлений в области Армянского вулканического нагорья, сопровождавшихся выбросами большого количества вулканической пыли и мелких обломков, связано отложение нескольких горизонтов вулканических туфов в озерных бассейнах, занимающих центральную и западную части Памбакской долины.

Развитие гидросети северного склона Малого Кавказа в верхнем плейстоцене тесно связано с хвалынской трансгрессией, несмотря на то, что ее западная граница проходила значительно восточнее низовой *р. Агстев* в районе Мингечаура. В западной части Куринской низменности в верхнем плейстоцене имела место лишь ингрессия морских вод вверх по долине *р. Куры*, что обусловило затруднение речного стока и аккумуляцию осадков, слагающих четвертую террасу Куры и третьи террасы ее притоков.

Следы верхнеплейстоценового оледенения отсутствуют даже в наиболее высоких хребтах северо-восточной части Малого Кавказа, что, по-видимому, обусловлено недостаточной для возникновения ледников высотой хребтов в этот период.

В голоцене основные моменты развития обусловлены общими тектоническими поднятиями территории при движениях разного знака на локальных участках.

В северо-восточной части Малого Кавказа при регрессиях Каспийского бассейна, в значительной мере обусловленных тектоническими движениями на границе плейстоцена и голоцена, произошло врезание долины *р. Куры*, в отложения четвертой, а затем и третьей террасы, что повлекло за собой усиление глубинной эрозии в речных долинах Малого Кавказа. Благодаря активной попятной эрозии верховий *р. Дебед* был окончательно перехвачен сток из центральной части Памбакской долины, где произошло осушение озерно-речного бассейна. Формирование современной долины *р. Памбак*, при ее врезании в отложения туфовой террасы, относится целиком к голоцену. При этом развитие долины происходило на фоне локальных движений отдельных блоков, что обусловило чередование эрозионных ущелий с террасированными участками долин и аккумулятивными равнинами в местах относительных погружений.

В долине р. Куры и нижнем течении ее притоков в течение голоцена сформировались низкие террасы.

Геоморфологические особенности и история развития рельефа северо-восточной части Малого Кавказа позволяют наметить основные тенденции развития новейших структур и выделить крупные этапы с характерным направлением развития эрозионно-денудационного рельефа.

Развитие сводового поднятия Малого Кавказа, осложненного глыбовыми подвижками и относительными погружениями отдельных участков, продолжалось непрерывно в течение всего новейшего времени, причем интенсивность поднятий временами резко возрастала. Сводовой характер поднятия наиболее ярко фиксируется деформациями поверхности выравнивания, а также постепенным снижением относительных высот террас к северу при погружении их в долине р. Куры под уровень аккумулятивной равнины. Широкое развитие локальных движений отдельных блоков подтверждается чередованием морфологически различных участков в речных долинах, формированием локальных террас и деформацией террас, имеющих широкое распространение, в частности туфовых.

О большой тектонической активности района вплоть до настоящего времени свидетельствует деформация низких, местами пойменных террас, большое падение продольного профиля в местах тектонических нарушений, а также большая сейсмичность территории.

В континентальный период выделяются следующие крупные этапы с однотипным направлением развития эрозионно-денудационного рельефа:

1) олигоцен—средний миоцен,—широкое развитие процессов планации при небольших абсолютных высотах местности;

2) верхний миоцен — плиоцен, — формирование среднегорного сильнорасчлененного рельефа при развитии в северной части консеквентных эрозионных долин, в южной — подпрудных озерно-речных бассейнов и долин широтного простирания, в основном в тектонических прогибах;

3) плейстоцен,—в горных районах активная денудация склонов и интенсивное углубление речных долин; перестройка гидросети при перехвате продолжных речных долин и осушении подпрудных водоемов вследствие расширения бассейнов рек северного склона; в межгорных понижениях, по долине р. Куры и в предгорной зоне формирование аккумулятивных равнин и речных террас;

4) голоцен,—в горных районах активная плоскостная и линейная денудация склонов, в межгорных понижениях — аккумуляция продуктов выветривания, в речных долинах — формирование низких террас при чередовании боковой и глубинной эрозии.

Ե. Ա. ՆԵՖԵԴՅԵՎԱ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ՌԵԼԵՖԻ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ (ԱՂՍՏԵՎ-ԴԵԲԵԴՅԱՆ
ՇՐՋԱՆԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Փոքր Կովկասի հյուսիս-արևելյան հատվածի մեջ մտնում են Աղստև և Դեբեդ գետերի ավազաններին պատկանող ծալքավոր-բեկորային և ծալքավոր լեռները, ինչպես նաև հյուսիսից նրան հարող Մերձքուռյան շեղադիր հարթությունը:

Այդ տերիտորիան ժամանակակից ուղեգծի բնութագրում է գետ-մորֆոլոգիական շրջանների երեք խոշոր խմբերի՝ լեռնային, միջլեռնային իջվածքների և միջանցուկ հովիտների: Լեռնային ուղեգծի խմբին պատկանում են Փոքր Կովկասի կամարում տեղադրված միջին բարձրության ծալքավոր-բեկորային լեռնաշղթաները Իջևանի լեռնաշղթայի հարավային մաս և Հալարի լեռնաշղթա), Փոքր Կովկասի առիկող բարձրացած հյուսիսային լանջի միջին բարձրության ծալքավոր լեռնաշղթաները (Դեբեդի և Աղստևի միջագետք) և Փոքր Կովկասի ծալքամասային ցածրադիր ծալքավոր լեռնաշղթաները (Պապաքար, Ուչգյուլ և այլն):

Միջլեռնային իջվածքների խմբի մեջ մտնում են Փամբակի հովտի իջվածքը և Մերձքուռյան շեղադիր հարթությունը, իսկ միջանցուկ հովիտների խմբի մեջ՝ Դեբեդի և Աղստևի հովիտները:

Փոքր Կովկասի հյուսիս-արևելյան մասի ուղեգծի զարգացման հիմնական էտապները, նրա ցամաք դառնալուց հետո, պայմանավորված են ուղեգծի ստեղծող էնդոգեն և էկզոգեն պրոցեսների փոխադարձ ազդեցության ընդհանուր բնութագրով: Նշարաշրջող տերիտորիայի կոնտինենտալ ժամանակաշրջանը բաժանվում է էրոզիոն-դենուդացիոն ուղեգծի զարգացման միատիպ ուղղություն ունեցող հետևյալ խոշոր էտապների՝

1. Օլիգոցեն—միջին միոցեն. մեծ զարգացում են ստացել ուղեգծի հարթեցման պրոցեսները տեղանքի փոքր բացարձակ բարձրության առկայության պայմաններում:

2. Վերին միոցեն—պլիոցեն. ձևավորվել է ուժեղ մասնատված միջին բարձրության լեռնային ուղեգծ: Հյուսիսում զարգացել են կոնսեկվենտ էրոզիոն հովիտներ, իսկ հարավում՝ արդեալակալ լճա-գետային ավազաններ ու դուգահեռականի ուղղությամբ տարածվող հովիտներ՝ տեկտոնական իջվածքներում:

3. Պլեյստոցեն. լեռնային շրջաններում տեղի է ունեցել ակտիվ դենուդացիա, լեռնալանջերի և հովիտների ինտենսիվ խորացում: Վերականգնվել է գետացանցը, լայնակի հովիտների գլխատման և արգելակված ջրավազանների ցամաքելու հետևանքով: Միջլեռնային իջվածքներում, Քուռ գետի հովտում և հախալեռներում առաջացել են ակումուլյատիվ հարթություններ և գետային դարավանդներ:

4. Հովոցեհն. լեռնային շրջաններում ակտիվացել է լանջերի մակերևութային և գծային գեոտեղադրման, միջլեռնային իջվածքներում՝ հողմահարված նյութի կուտակումը, իսկ գետահովիտներում ձևավորվել են ցածրադիր հովիտները կողային ու խորքային էրոզիաների իրար հաջորդելու հետևանքով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аслanian А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района. Докл. АН АрмССР, т. XI, № 5, 1950.
2. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР, Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Тр. Конф. по вопрос. регион. геол. Закавказья (XI-1952). АН АзССР, Ин-т геологии им. Губкина, 1952.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
5. Думитрашко Н. В. О пенепах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.
6. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, нов. сер., геол., т. 54, ч. XXIV, в. 4, 1949.
7. Леонтьев Л. Н. К палеогеографии южного Закавказья во время образования гипсо-соленосной формации. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 73, № 4, 1950.
8. Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, т. V, геол., в. 161, 1952.
9. Милановский Е. Е. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода, т. XIII, 1957.
10. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. Сб. Вопросы геологии и гидрологии Армянской ССР. Ереван, 1956.
11. Мкртчян К. А. К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений в Северной Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогрф., т. XII, № 2, 1959.
12. Мкртчян К. А. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, т. 11, № 4, 1958.
13. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. ВМОИП, отд. геологич., т. 25, в. 3 и 4, 1950.
14. Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическая история Куринской впадины в кайнозойе. Изв. АН АзССР, Баку, 1952.