

Всесоюзное  
совещание

ПО  
ПАЛЕОГЕОГРАФИИ  
И  
ГЕОМОРФОЛОГИИ



# Кавказа

ТЕЗИСЫ  
ДОКЛАДОВ

ТБИЛИСИ  
1963

А.Т. Асланян

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ОТДЕЛЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ И ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

551.8+551.4(063)

## ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ВСЕСОЮЗНОГО МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО  
СОВЕЩАНИЯ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИИ  
АНТРОПОГЕНА И ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА

1238

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

Тбилиси — 1963



Ответственный редактор акад. АН ГССР Ф. Ф. Давитая

Техредактор Н. А. Джапаридзе  
Корректор Л. Е. Джвებенаვა

Сдано в произв. 30.7.63 г. Подписано к печати 30.9.63 г.  
Формат бумаги 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Формат набора 6×10. Бумажи л. 2.44.  
Печатных л. 4.88. Автор. л. 4.91. Уч. издат. л. 5.00.

Бесплатно

Заказ № 1141

УЭ 03767

Тираж 150

---

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა, თბილისი, ი. ჯავახიშვილის პროსპექტი, 1.  
Типография Тбилисского университета, Тбилиси, проспект И. Чавчавадзе, 1.

## Л. И. Марушвили

### СХЕМА АНТРОПОГЕНОВОЙ ИСТОРИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

1. Новое, расширенное понимание хронологического объема четвертичного периода (включение в него верхнего плиоцена) вполне применимо к Закавказью, климат которого на рубеже среднего и верхнего плиоцена испытал первый существенный перелом, отразившийся в потере настоящей термофильной флоры и в приобретении флорой в целом ее современного видового состава.

2. Антропоген Закавказья может быть подразделен на четыре крупных отрезка:

Преантропоген (куяльницко-акчагыльский век).

Эоантропоген (гурийско-апшеронский век)

Мезоантропоген (чаудинско-бакинский век)

Неоантропоген (древнеэвксинская, узунларская, карангатская и новозэвксинская эпохи Черноморья, хазарская и хвалынская — Каспия).

Преантропоген понимается, как переходная эпоха от третичного к четвертичному периоду, могущая являться объектом изучения одновременно как геологов-третичников, так и четвертичников.

3. Более дробное подразделение антропогена в Закавказье должно основываться на наличии климатических фаз, сменявших друг друга во времени и сопровождавшихся изменениями состояния Каспийского и Черноморского бассейнов. В отличие от более северных областей (Северной Европы, Альп), где следения определяли собой главнейшие четвертичные изменения ландшафта, климатические фазы Закавказья должны называться не ледниковыми и межледниковыми эпохами, а гумидными и аридными эпохами. В этом отношении Закавказье обнаруживает сходство со странами Передней Азии и Северной Африки, т. е. с субтропической зоной, для которой характерно локальное оледенение высших гипсометрических поясов при отсутствии покровного и низкопускающего оледенения.

4. Климатические фазы особенно четко вырисовываются для мезоантропогенного и неоантропогенного отрезков истории Закавказья, в течение которых имели место три гумидные

и три аридные эпохи. Среди них относительно лучше изучены с точки зрения климатических условий и характера ландшафта две последние гумидные эпохи, сопровождавшиеся в высоких поясах горными оледенениями, и предпоследняя аридная эпоха, синхронная европейской миндель-рисской эпохе. Для преантропогена и эоантропогена смена климатических фаз вырисовывается, по данным пыльцевого анализа (работы И. И. Шатиловой, А. В. Вострякова), менее отчетливо.

5. Смена климатических фаз сказывалась в разных частях Закавказья неодинаково. Западное Закавказье никогда не имело вполне аридного климата, в отличие от Восточного и Южного Закавказья. В гумидные эпохи снеговая граница и другие ландшафтные рубежи опускались по сравнению с современными на 600 — 800 м, а в аридные эпохи повышались на 300 — 600 м. Оледенение Кавказа всегда носило горный характер, и нижние концы даже крупнейших ледников не спускались никогда ниже 1000—1100 м н. у. м. Контраст между гумидными и аридными фазами усиливался со временем и достигал наибольшего значения в мезо- и неоантропогене.

6. Преантропоген и эоантропоген, а также начало мезоантропогена характеризовались широким распространением по всему Закавказью мезофильной растительности. Нарушение этого распространения и резкое обособление Колхидского и Талышского рефугиумов реликтовой флоры осуществлялись главным образом во второй половине мезоантропогена — под влиянием теплого и (для Восточного и Южного Закавказья) сухого климата миндель-рисской эпохи. Эта эпоха характеризовалась в Западном Закавказье усиленным красноземным выветриванием, а в Южном Закавказье — широким развитием черноземообразования. Именно тогда были заселены человеком (ашельцем) достаточно высокие пояса гор. Наступившие позже гумидные эпохи, сопровождавшиеся в горах хазарским (рисским) и хвалынским (вюрмским) оледенениями, вытеснили людей из высокогорий, но не смогли восстановить сплошной ареал мезофильной флоры. Эти эпохи разделялись относительно короткой аридной эпохой.

7. Архаичные представители органического мира Закавказья (среди растений — камфорный лавр, ликвидамбар, тсуга, туя, а среди животных — гиппарион, гиппопотам, обезьяны и др.) продолжали здесь свое существование до разных моментов преантропогена и эоантропогена, реже до мезоантропогена. Последующее их исчезновение было вызвано усилением контрастности климатических фаз, биологической конкуренцией и вмешательством человека.

8. Хронологическое распределение главнейших явлений четвертичного прошлого Закавказья дается в табличной форме. В таблице приведены геохронологическое подразделение

четвертичного прошлого Закавказья в сопоставлении с общегеологическими эпохами, главнейшие стратиграфические комплексы, соответствующие этим геохронологическим отрезкам, тектонические проявления, вулканизм, состояния Черноморского и Каспийского бассейнов, климат, почвенный покров, растительность, животный мир и человеческое население.

## П. В. Федоров

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

1. Четвертичная история и палеогеография Кавказа тесно связаны с историей развития сопредельных областей и, прежде всего, с историей Черного и Каспийского морей.

2. История этих морей была различна, что определяется предшествовавшей историей их развития и географическим положением. Каспий на протяжении своей плиоценовой и четвертичной истории развивался как изолированный от открытого моря бассейн. Черное море периодически сообщалось с областью Средиземного моря.

3. В Каспийском бассейне, если принять за нижнюю границу плейстоцена послеапшеронскую регрессию (тюркьянская свита), выделяются следующие главнейшие этапы его истории. Бакинская трансгрессия, развивавшаяся в две фазы; нижнехазарская (гюргьянская) трансгрессия; верхнехазарская трансгрессия; хвалынская трансгрессия, развивавшаяся в две фазы (ранне- и позднехвалынская); новокаспийская трансгрессия, имевшая несколько фаз. Эти трансгрессии разделены регрессиями.

4. Основываясь на характере фауны моллюсков, можно предполагать, что наиболее значительные опреснения Каспия были связаны с нижнехазарской и нижнехвалынской трансгрессиями. К этим же моментам истории Каспия приурочены наиболее мощные поступления обломочного материала с суши, свидетельствующие об увлажнениях и, по-видимому, похолоданиях климата.

5. В области Черного моря (принимая за нижнюю границу плейстоцена основание чаудинского горизонта) выделяются следующие трансгрессии: чаудинская (чаудинско-бакинская) предположительно с двумя фазами; эвксиноузунларская, с максимумом в конце этапа (узунлар); карангатская с двумя фазами и черноморская, развивавшаяся в два основных этапа — древнечерноморский и новочерноморский. Эти транс-

грессии разделены регрессиями, главнейшие из которых: послезунларская и послекарангатская.

6. Узунларская и карангатская трансгрессии связаны с межледниковыми трансгрессиями Средиземного моря (океана): первая предположительно с тирреном I, а вторая с тирреном II и эмской трансгрессией. Послекарангатская регрессия отвечает гримальдийской (вюрмской) регрессии Средиземного моря. Новочерноморская трансгрессия (максимум черноморской голоценовой трансгрессии) отвечает фландрской (ниццкой) трансгрессии.

7. Сопоставление истории Черного и Каспийского морей может быть дано в следующем виде:

Чаудинский бассейн — бакинский бассейн

Эвксиноузуларский бассейн — нижнехазарский бассейн

Послеузуларская регрессия — начало верхнего хазара и предшествовавшая регрессия

Карангатский бассейн — вторая половина верхнего хазара и послехазарская регрессия

Послекарангатская регрессия — хвалынский бассейн

Черноморская трансгрессия — послехвалынская регрессия и Новокаспийский бассейн

8. Нижнехазарское увлажнение (и похолодание) климата вероятно отвечает увлажнению климата в области Черного моря в начале древнеэвксиинской трансгрессии; аналогичные явления в предхвалынское и хвалынское время могут быть сопоставлены с ухудшением климата в послекарангатское время.

9. Важным обстоятельством для понимания палеогеографии Черного и Каспийского морей является асинхронность их трансгрессий, как и регрессий. Наиболее отчетливо это явление наблюдается в верхнем плейстоцене и голоцене. Оно связано главным образом с тем, что трансгрессии Черного моря, начиная с узунларского века, были разновозрастны с трансгрессиями Средиземного моря (океана) и происходили в межледниковья, а трансгрессии Каспия, как изолированного бассейна, отвечали наибольшему сбросу талых ледниковых вод в конце оледенения.

**М. И. Нейштадт и Н. А. Хотинский**

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОЛОЦЕНА ПРИЧЕРНОМОРСКИХ РАЙОНОВ ЗАКАВКАЗЬЯ

1. Детальное стратиграфическое и хронологическое расчленение голоцена Кавказа и решение в связи с этим ряда палеогеографических вопросов связано с рядом трудностей. Даже

использование наиболее обобщенных схем деления голоцена не всегда может быть четко обосновано материалами спорово-пыльцевого анализа и стратиграфией автохтонных голоценовых отложений. В этих условиях значительную роль играют определения абсолютного возраста серий голоценовых осадков радиоуглеродным методом (по  $C^{14}$ ).

2. Из автохтонных голоценовых отложений Кавказа наибольший интерес для исследования представляют торфяные болота, а также осадки из прилегающих морских бассейнов.

Взятый нами на Имнатском болоте разрез имеет уникальную мощность торфяной залежи — 11,3 м, подстилаемой значительной толщей илов, пройденной лишь на 2,7 м. Составленная по этому разрезу пыльцевая диаграмма хорошо совпадает с диаграммами В. С. Доктуровского по Колхидской низменности, объединенными впоследствии М. И. Нейштадтом в особый колхидский подтип. В ней можно выделить три возрастных отрезка, каждый из которых характеризуется лесной флорой с несколько отличными сочетаниями древесных пород.

3. Спорово-пыльцевые анализы были проведены также в морских осадках Черного моря (отобранных во время 32 рейсов экспедиционного судна «Витязь» в районе Батуми на глубине более 1000 м) в трех образцах с глубины 1,03—1,25; 1,60—1,90 и 6,80—7,0 м.

Если в двух верхних образцах спорово-пыльцевые анализы в известной мере сопоставляются с таковыми же Имнатского болота, то нижний образец из новоэвксинских осадков Черного моря дает резко отличную картину с резким увеличением процентного состава травяной пыльцы, особенно *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Аналогичный состав спорово-пыльцевых спектров был установлен для новоэвксинских осадков в районе Босфора.

4. Данные по абсолютному возрасту осадков Черного моря опубликованы А. П. Виноградовым<sup>1</sup>. Абсолютный возраст ряда образцов торфа из разреза Имнатского болота определен методом  $C^{14}$  также в лаборатории Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского (А. Л. Девириц; Н. Г. Маркова). Возраст торфа в его основании на уровне 11,3 м оказался равным  $5825 \pm 215$  лет, возраст морских осадков больше — до 8000 лет, а один образец — 9300 лет. Сопоставление этих данных со стратиграфией голоценовых торфяных и морских осадков дает чрезвычайно интересный материал для палеогеографии и расчленения голоцена и абсолютной хронологии многих процессов, происходивших в этот период времени.

---

<sup>1</sup> Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. «Геохимия», 1962, № 10.

5. В частности устанавливается молодость торфообразования в Рионской низменности, а также высокая интенсивность процесса торфонакопления (около 2 мм прироста торфа в год).

Выделенные в пыльцевой диаграмме Имнатского болота (колхидский подтип) три фазы в развитии растительности хорошо увязываются с возрастным делением голоцена — поздним голоценом (субатлантический период) и средним голоценом, распадающимся на суббореальный и атлантический периоды. Было установлено также, что нижние образцы морских осадков, оказавшиеся древнее по абсолютному возрасту, исследованных континентальных отложений, имеют отличный от них состав спорово-пыльцевых спектров с преобладанием травянистых растений; мощность голоценовых морских осадков может достигать более 4-х метров; создаются предпосылки для корреляции процессов, происходивших в морских бассейнах и на суше.

Л. И. Алексеева

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КОНЦА  
ПЛИОЦЕНА И НАЧАЛА ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДКАВКАЗЬЯ И  
СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ  
(по данным фауны млекопитающих)

Фауна млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена характеризует собой время, предшествующее великому материковому оледенению. В. И. Громов в ряде своих работ выделяет этот отрезок времени в особый отдел четвертичного периода, предлагая для него название эоплейстоцен.

В истории развития фауны млекопитающих этого времени на территории юга Европейской части СССР отчетливо выделяются 4 комплекса, сменяющие друг друга: молдавский, хабаровский, таманский и тираспольский. Наиболее древний комплекс — молдавский. В его составе присутствуют мастодонты, диноцерии, жирафы, гиппарионы, гиппопотамы, водные свиньи, носороги, различные олени, верблюды, обезьяны. Во время существования фауны этого комплекса появляется ряд новых родов млекопитающих (*Archidiskodon*, *Equus*, *Cervus* и др.), составляющих в дальнейшем основное ядро фауны млекопитающих всего четвертичного периода. Это позволяет рассматривать фауну молдавского комплекса как первый этап развития и формирования фауны млекопитающих антропогена. Судя по составу фауны этого комплекса климат времени ее существования был жарким. На территории северного Причерноморья и Предкавказья в то время существовали своеобразные ланд-

шафты савани (более сухие в Причерноморье и по-видимому с более гумидным климатом в районах Северного Кавказа). Для оформления древнечетвертичной фауны огромное значение имело влияние азиатских элементов. Примерно в это время на территорию юга Европейской части СССР проникли такие представители основных групп четвертичной фауны как слоны и лошади. Наиболее ранние находки этих животных известны в Азии, в отложениях, отвечающих примерно астию Западной Европы.

Наиболее ярко характеризует ранний период развития четвертичной фауны млекопитающих хапровский фаунистический комплекс. На переходе от фауны молдавского комплекса к хапровской исчезают обезьяны, амфиционы, агриотериумы, жирафы, динотерии; реже встречаются мастодонты, тапиры и гиппарионы. Прогрессирующая аридизация климата вызвала появление настоящих степных ландшафтов и оказала влияние на изменение состава фауны. В ней начинают преобладать степные формы и лесостепные. Основными элементами хапровской фауны являются слоны, лошади, первые настоящие быки, олени нескольких родов, (*Cervus*, *Alces*, *Euchadocerus*), эласмотерии, верблюды и грызуны группы *Mimomys*.

Следующим комплексом, очень тесно связанным с хапровским, является таманский. Фауна этого комплекса уже утратила типично плиоценовые формы. Полностью исчезли с Европейской части СССР мастодонты, гиппарионы, махайродусы и др. Дальнейшее относительное похолодание климата благоприятно сказалось на развитии молодых прогрессивных групп копытных. В составе этого комплекса богато представлены слоны, лошади, быки, верблюды, начинают появляться настоящие большерогие олени. Судя по составу фауны можно полагать, что ландшафтные условия в период существования таманской фауны были примерно те же, что и во время хапровского комплекса.

Тираспольский фаунистический комплекс характеризуют быки, крупные лошади, ослы, большерогие и благородные олени, слон Вюста (ранняя форма трогонтериевого слона), древний лесной слон из группы палеолоксодонтов, богатая фауна грызунов. Фауна этого комплекса свидетельствует о значительном расширении площадей лесных массивов. По сравнению с хапровской (и особенно с молдавской) тираспольская фауна представляет комплекс относительно холодолюбивых форм. В нем основную роль играют те группы животных, которые в дальнейшем довольно хорошо переживают эпоху максимального оледенения.

Сравнительное изучение вышеуказанных комплексов млекопитающих показывает, что общая направленность разви-

тия древнечетвертичной фауны млекопитающих, обитавшей на территории северного Причерноморья и Предкавказья, идет по пути приспособления к прогрессирующему похолоданию климата. Судя по имеющимся фаунистическим данным это ухудшение климата, постепенно нараставшее в течение верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена, отнюдь не означает, что имело место обширное оледенение материкового типа поблизости от районов рассматриваемой территории.

**Е. А. Мальгина**

### МИКРОПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИКАСПИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА В ПЛИОЦЕНЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Одним из наименее освещенных вопросов палеогеографии Каспийского бассейна является характер растительного покрова Юго-Восточного Прикаспия в третичном и четвертичном периоде и его взаимоотношения с Кавказом, в частности Восточным Закавказьем. В современной горной флоре Западной Туркмении проявляются родственные связи с флорой Северного Ирана и Кавказа, а произрастание в долинах и ущельях Копет-Дага и Большого Балхана деревьев и кустарников, обычно входящих в состав мезофильных лесов, расценивается как свидетельство облесения гор в прошлом. На это указывают также и разрывы ареалов отдельных родов деревьев и кустарников. Обогащение горной растительности Средней Азии за счет мезофильных и бореальных элементов связывается с периодами увлажнения и похолодания климата («плювиальными фазами») в ледниковые эпохи. Однако, скудность палеонтологических данных не позволяет проследить этапы развития растительности.

Этот пробел в некоторой степени восполняет спорово-пыльцевой анализ четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении. В спорово-пыльцевых диаграммах, полученных для Балханского периода и Прикаспийской низменности Западной Туркмении наблюдается ритмичное чередование горизонтов с различными типами спорово-пыльцевых спектров. В отложениях среднего апшерона, нижнебакинских и нижнехазарских отложениях отмечены горизонты со значительным участием элементов лесных формаций; их разделяют горизонты с господством ксерофитов. Особый интерес представляют спектры с лесными элементами. В них определены не только растения, принимающие участие в составе современных

лесов Северного Ирана и Кавказа, но также элементы флоры Средиземья, Гималаев и Юго-восточной Азии. Наиболее богатыми по составу древесно-кустарниковых форм являются «лесные» горизонты среднего апшерона и начала плейстоцена.

Специально проведенные методические работы показали, что формирование спорово-пыльцевых спектров такого состава могло происходить в Западной Туркмении в иных, чем теперь, природных условиях. Поэтому чередование спектров, отличающихся по составу компонентов и их экологической характеристике можно рассматривать как смены типов растительности в связи с изменениями климата. Присутствие в «лесных» спектрах бореальных элементов (плауны, сфагнум, грушанка, вереск и др.) дает основание для уверенного сопоставления времени накопления соответствующих отложений с пльвиальными циклами в истории Средней Азии.

Полученные нами данные показывают, что формирование растительности Юго-восточного Прикаспия представляло собой сложный процесс, в котором флора прилегающих горных районов принимала очень большое участие.

Результаты микропалеоботанических исследований, полученных для Северного и Северо-западного Прикаспия (материалы В. П. Гричука и др.) отчетливо отражают смены типов растительности в этом районе в плиоцене и плейстоцене. Последовательность в изменениях типов лесов прослеживается также и в западном Закавказье (материалы И. И. Шатиловой). Таким образом, в настоящее время имеются данные, позволяющие судить об определенных закономерностях в изменении природных условий в разных районах Понто-Каспийской области в конце третичного периода и в четвертичном периоде.

Надо полагать, что вполне четкие циклы могут быть прослежены и в других районах Каспийского бассейна. Одним из районов, наиболее перспективных в этом отношении, представляется Восточное Закавказье, где имеется возможность сопоставления микропалеоботанических данных с палеогеографией Каспийского моря.

Получение подобных материалов значительно расширит возможности корреляции отложений и синхронизации явлений, происходивших в Каспийском бассейне в последние геологические эпохи.

## Н. В. Думитрашко

### РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА КАВКАЗСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

1. В развитии рельефа Кавказского перешейка определяющим моментом является поднятия и инверсия тектонического

режима, которые начались в центральном Кавказе в конце мела и начале палеогена; в эоцене Большой Кавказ представлял цепь островов, впоследствии соединившихся в один крупный участок суши (Яфедицу). Существование ее доказывается, галькой кристаллических пород в палеогеновых отложениях, остатками наземной флоры. Характер этой флоры указывает на довольно теплый и влажный климат, развитие денудационных процессов в гумидных условиях. На Малом Кавказе в эоцене значительные участки еще были заняты морем, где формировались вулканогенно-осадочные породы в процессе подводных извержений. Поднятия на Малом Кавказе относятся преимущественно к концу палеогена — олигоцену, когда в пределах мезозойской антиклинальных структур наметилась серия островов, впоследствии слившихся и образовавших единую сушу. Таким образом, континентальное развитие рельефа на Малом Кавказе началось несколько позже, чем в центральных частях Большого Кавказа.

2. В продольных структурах — депрессиях на суше Малого Кавказа, особенно в его юго-восточной части и на северо-восточном моноклинальном склоне, образовался ряд крупных речных долин — Палео—Воротана—Акеры и Башкент—Достафюрской долины. Наряду с крупными продольными долинами на Большом и Малом Кавказе существовал поперечный сток по мелким консеквентным долинам. Характер фаций олигоцена, нижнего миоцена показывает, что суша того времени отличалась слаборасчлененным, преимущественно равнинным рельефом. К этому времени относится формирование наиболее древних поверхностей выравнивания, сохранившихся в пределах Малого и Большого Кавказа в наиболее приподнятых участках. Интенсивными новейшими тектоническими движениями на Большом Кавказе эти поверхности сильно расчленены и выражены равновысокими вершинами. На Малом Кавказе, где амплитуда неотектонического поднятия была меньше, чем в Большом Кавказе, олигоценные поверхности выравнивания сохранились здесь местами в центральных частях хребтов в виде изолированных иногда относительно крупных участков.

3. В среднем и верхнем миоцене наблюдается появление обломочных фаций (конгломератов) в ряде районов на южном склоне Центрального Кавказа, где происходит увеличение распространения конгломератов в сармате Западной Грузии, в континентальных толщах верхнего сармата в Аджинауре, в среднем миоцене на Малом Кавказе (особенно в его восточной части). Состав этих фаций указывает, что в среднем и, особенно, верхнем миоцене, в связи с интенсивными поднятиями на Кавказе возникает возвышенный, возможно, низкогорный рельеф. На рубеже миоцена и плиоцена, в меотисе диф-

дифференциальные неотектонические движения достигли исключительно бурного развития на Большом Кавказе, откуда, в связи с образованием средне-горного, а местами, возможно, и высокогорного рельефа, по глубоким поперечным долинам сносился грубый кластический материал, образовавший на северном и южном склонах Центрального Кавказа мощные молассовые толщи мезокайнозойских конгломератов.

4. На Малом Кавказе тектонические движения мезокайнозойского пикла сопровождалась эруптивной деятельностью наземных вулканов, отложивших вулканогенно-обломочный материал туфобрекчий годердзской, вохчабердской, биченагской и других аналогичных свит громадной мощности.

В накоплении этих толщ, помимо вулканических выбросов, имела также большое значение деятельность временных горных потоков типа селей.

Вулканическая деятельность проявилась также и в Центральном Кавказе, в Приэльбрусском, Чегемском и Казбекском районах.

В связи с дифференциальным характером движения в мезокайнозойские места формировались озерные водоемы, где отлагались осадки с озерной фауной (ширакская свита в Средне-Куринской впадине, озерные толщи Ахуряна в Западной Армении). Таким образом, к концу миоцена на Малом Кавказе, как и на Большом, возникает среднегорный, а местами, возможно, и высокогорный, сильно расчлененный рельеф, на что указывает обилие в туфобрекчиях крупных валунов, а также распространение моласс на периферии Большого Кавказа. Одновременно, в предгорных районах шло развитие поверхностей выравнивания, формировавшихся процессами эрозии и денудации в моменты тектонического покоя и опусканий, сопровождавшихся крупными трансгрессиями в середине и конце миоцена. Некоторые из этих поверхностей, на северной периферии восточной части Малого Кавказа, в Ноемберянском и Шамхорском районах (А. Т. Асланян, 1958; Е. Е. Милановский, 1952) и на Дзирульском срединном массиве — связаны с абразией средне-миоценовых морей, окружавших горные области Большого и Малого Кавказа. В центральных частях этих областей образование поверхностей выравнивания было связано преимущественно с боковой эрозией рек, меандрировавших в широких долинах, вырабатывавшихся в периоды опускания и трансгрессий, а также с общей денудацией на их склонах и водоразделах. На Большом Кавказе миоценовые поверхности выравнивания значительно расчленены, образуют серию разновысоких вершин и не могут быть достаточно точно отделены от более древних, предположительно, палеогеновых поверхностей (за исключением Дзирульского массива, где они занимают относительно большие площади). На Малом Кавказе, в связи с

его менее интенсивными после-миоценовыми поднятиями, сохранность этих поверхностей, уцелевших в центральных частях хребтов, значительно лучше, и поэтому они занимают в рельефе большие площади, чем на Большом Кавказе.

5. В нижнем плиоцене и начале среднего, процессы планации рельефа продолжаются в ряде районов Малого Кавказа, особенно восточного, где на небольших участках происходит накопление угленосных фаций в озерных условиях (Джаджурское месторождение в Северной Армении, Мегринские угленосные отложения в южной части). Крупный озерный бассейн, в котором отлагается продуктивная толща, образуется в среднем плиоцене на юго-восточном периклинальном замыкании Большого Кавказа. На периферии горных сооружений Большого и Малого Кавказа, в областях их погружения, в нижнем и среднем плиоцене происходит планация рельефа и образование поверхностей выравнивания, сохранившихся местами на небольших участках в рельефе северо-западного окончания Большого Кавказа и в южных хребтах юго-восточной части Малого Кавказа. В киммерии на поверхностях выравнивания Севанской впадины происходит образование коры выветривания (С. П. Бальян, Геология Армянской ССР, 1962).

Однако в целом средний плиоцен был периодом активизации тектонических движений и возникновения крупных опусканий в южной части Каспия, уровень которого стоял на 500 м ниже современного (Милановский З. Е. и Хаин В. Е., 1963). Многочисленные размывы вызвали также мощные излияния лав в Центральном Кавказе и на Грузинском и Армянском вулканическом нагорьях, образование крупных лавовых покровов и эруптивных центров. Развивалась глубокая, преимущественно консеквентная, речная сеть.

В период акчагыльской трансгрессии на всем Кавказском перешейке происходят общие погружения. Боковая эрозия и региональная планация в горных районах приобретают исключительное развитие и способствуют формированию поверхностей выравнивания.

В дальнейшем в конце апшерона преобладают мощные поднятия, создавшие основу современного горного рельефа. С высоко поднятых центральных участков хребтов Большого и Малого Кавказа сносился грубообломочный молассовый материал, отлагавшийся по периферии горных хребтов в обширных конусах выноса в Западной Грузии, в низовьях р.р. Кодори и Ингури в Грузии, в свитах рухис-дзоар к северу от Орджоникидзе и Кусарской равнины на северном склоне Юго-восточного Кавказа, свите циви в Кахети, на Нафталанской и Акерянской равнинах юго-восточного Малого Кавказа, Киврагском и Дуздагском плато Нахичеванской АССР, Советашенском, Давалу-Суреновакском и Айоцзорском плато в Армении.

В высоко поднятых горных областях Кавказа в это время могли существовать долинные ледники в отдельных районах (на Чегемском нагорье в Центральном Кавказе, Варденисском нагорье и Зангезурском хребте на Малом Кавказе — Е. Е. Милановский, 1960; Н. В. Думитрашко, Геология Армянской ССР, 1962).

6. В связи с общим похолоданием в конце плиоцена в горных областях Кавказа могли установиться и плювиальные условия, которые в это время могли существовать в ряде экстрагляциальных горных областей юга Европы и Передней Азии (Д. В. Церетели, 1963).

Часть грубообломочных фаций (свиты рухис-дзоар, аке-ринская и др.) содержат значительную примесь вулканогенного, пеплово-пемзового материала в связи с активизацией вулканической деятельности в ряде районов в конце плиоцена. В четвертичное время наиболее интенсивно проявившиеся оледенения захватили максимально приподнятые новейшими тектоническими движениями центральные отрезки Главного и Бокового хребтов на Большом Кавказе и вулканические нагорья Армении. В этих районах наблюдаются следы двух-трех четвертичных ледниковых эпох. В наименее приподнятых периферических частях Большого и Малого Кавказа (северо-западной и юго-восточной периклиналях Большого Кавказа и на Аджаро-Имеретинском хребте Малого Кавказа) имеются следы лишь одного последнего верхнечетвертичного оледенения.

Во внеледниковых среднегорных и низкогорных районах в эпохи оледенения и таяния ледников имели развитие перигляциальные процессы, оказавшие большое влияние на развитие склонов, особенно вдоль скалистого хребта, у края ледников. Здесь образовывались приледниковые озера, прорыв которых способствовал образованию обвалов, осыпей и возникновению оползней. Интенсивной была также деятельность нивально-мерзлотных и лавинных процессов и образование каменников.

7. В послеледниковое время в юго-восточных частях Кавказа и в Куринской впадине создаются аридные условия климата, вызвавшие образование бедлендов, глинистого псевдокарста и коры выветривания карбонатного типа, а также аридно-денудационных уступов, формирующихся под воздействием инсоляции, десквации и воздействия временных потоков. Характерным для этих уступов является их параллельное отступление и образование площадей подножий типа педиментов с серией останцов. Процессы периодической аридизации климата юго-восточной части Кавказа неоднократно возобновлялись с конца миоцена, в среднем и верхнем плиоцене и в верхнем плейстоцене.

8. В течение палеогена и миоцена Предкавказье было занято морскими бассейнами. В начале плиоцена происходит

поднятие Центрального Предкавказья, где образуется Ставропольская суша, на которой развивается консеквентная речная сеть. Эта сеть, существовавшая в нижнем и среднем плиоцене, своей боковой эрозией способствовала образованию поверхностей выравнивания, сохранившихся в центральной части Ставропольского плато. Образование поверхностей выравнивания продолжалось в верхнем плиоцене (акчагыле) в связи с общим погружением Кавказского перешейка во время акчагыльской трансгрессии. В апшероне, в результате поднятия, поверхности выравнивания были расчленены глубокой речной сетью.

9. В Кубанском прогибе, в верхнем миоцене, в средней части течения Кубани существовали аллювиально-дельтовые и озерные условия и отлагались пестрые глины и пески армавирской свиты. В послепонтическое время в том же прогибе в аналогичных условиях происходит накопление мощных пестроцветных глин надпонтической толщи. К востоку от Краснодара она переходит в морские среднеплиоценовые отложения. В конце верхнего плиоцена в том же районе аккумулируются скифские краснобурые глины и суглинки значительной мощности.

10. Восточная часть Предкавказья — Терский прогиб, был охвачен крупными морскими трансгрессиями в течение почти всего плиоцена и четвертичного времени; на юге, на периферии горной области, отлагались континентальные аллювиально-пролювиальные, флювиогляциальные и, отчасти, озерно-дельтовые толщ. В послеледниковое время значительные участки равнин Восточного Предкавказья, в связи с аридизацией климата, были преобразованы процессами эолового перевевания в крупные массивы бугристых песков.

**А. Т. Асланян, С. П. Бальян**

#### **К МЕТОДИКЕ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

1. Изучению новейшей тектоники в последнее время уделяется большое внимание, однако, как показывает опыт, в основу анализа новейших тектонических движений зачастую кладутся упрощенные геоморфологические представления, приводящие к ошибочным выводам.

Общеизвестно, что для выяснения вопросов, связанных с новейшими движениями земной коры, темпа и продолжительности этих движений, геоморфологические критерии занимают ведущее место, и применение их требует глубокого анализа и палеогеографического освещения развития форм рельефа.

2. Указанные упрощения приводят, например, к выводу, что все положительные, более или менее значительные формы являются областями поднятия, а отрицательные формы — областями опускания. Соответственно эрозионные формы рассматриваются как результат только поднятия, а аккумулятивные — как результат опускания. Более того, количественная оценка поднятия дается по амплитуде эрозионного среза, хотя известно, что только в исключительных случаях (при образовании antecedentных долин) темп глубиной эрозии может быть соизмерим с темпом поднятия.

В этой связи следует отметить, что карты новейшей тектоники горных стран страдают крупными недостатками. В них новейшая тектоника в грубом приближении находит свое отражение в орографии — гипсометрии горной области, а именно: области поднятия показываются только в пределах горных массивов, причем, как правило, область наиболее интенсивного поднятия совмещается с гребневой полосой хребта, а области опускания выделяются в пределах котловин, причем как правило, участки наиболее интенсивного опускания совмещаются с центральными частями котловин.

3. Известно, что во многих геоморфологически четко выраженных котловинах новейшие отложения в их центральных частях имеют небольшие мощности, залегают горизонтально (Аракатская, Ширакские равнины) или почти отсутствуют (Нахичеванская равнина), в то время когда в предгорных располагаются наиболее прогнутые зоны, выполненные мощными отложениями неогена — антропогена (молассовая серия).

В горных сооружениях нередко инверсионные формы рельефа (синклинальные хребты), несущие на себе следы верхнеплиоценовой гидрографической сети и прямые структурные формы рельефа, располагаются на одинаковых гипсометрических уровнях, сливаясь в общих морфологических контурах в единый хребет (Памбакский, Арегунийский, Зангезурский хребты).

Из вышеприведенных примеров следует, что важнейшим критерием при изучении неотектоники является анализ континентальных фаций и смена их мощностей в структурном плане.

4. Следует считать доказанным, что крупные геоморфологические единицы Армянского нагорья отличаются гетерогенным тектоническим строением. Многие из них покрыты мощным чехлом недислоцированных четвертичных отложений и лавовыми покровами, придающими структурам основания совершенно другие формы рельефа. Новейшие тектонические подвижки фактически отображают унаследованные черты погребенных структур. Такие крупные вулканические сооружения, как Арагат, Арагац, Гегамское, Вардениское и Келусское нагорья и др., представляющие собой геоморфологические сво-



ды, отличаются явно выраженным дифференциальным характером движений и фиксируют глыбовые подвижки погребенных под лавами разнородных структур.

5. Истинные сводовые поднятия наблюдаются в некоторых геоморфологически сложно построенных областях, представляющих ныне чередование хребтов, межгорных котловин и глубоко врезанных эрозионных долин.

Характерным примером является Среднеараксинский герцинский субстрат, представляющий собой в структурном плане мегаантиклинальный свод (типа Блек-Хилс или Мангышлака), который в период всего мезокайнозоя служил областью поднятия и континентальной денудации. Вследствие этого, в замковой части свода, приуроченной к центральной полосе Среднеараксинской котловины, герцинский субстрат оказался уничтоженным, а на каледонском комплексе непосредственно залегают маломощные кайнозойские отложения. В перифериях свода образовались концентрические куэстоподобные гряды, осложненные местами продольными разломами. Вследствие этого на общем фоне сводового поднятия этого огромного комплекса происходят антропогеновые дифференцированные подвижки.

6. В пределах Малого Кавказа и Центрального вулканического нагорья Армении выделяется ряд разновозрастных тектонических зон шириною 35 — 40 км каждая, в пределах которых после заключительных фаз горообразования проявляются глыбово-флексурные дислокации эпейрогенического характера.

Для антропогена наиболее частым типом дислокаций в этих зонах являются смещения по линиям омоложенных разломов вдоль швов основных структурных зон и возникших поперечных сбросов второго порядка.

Дифференциальные движения не изменяют в целом характера тектонического строения консолидировавшихся складчатых структур блокового типа.

7. Имеющиеся представления о едином сводовом поднятии Малого Кавказа отвергаются также данными геофизических исследований. Малый Кавказ обнаруживает в целом недостаток силы тяжести (в редукции Буге). Относительные максимумы силы тяжести совпадают с областью сводовых поднятий Среднеараксинской тектонической зоны, которая характеризуется субплатформенным геотектоническим режимом развития, в то время, как имеющийся общий отрицательный фон аномалии силы тяжести на Малом Кавказе указывает на все еще продолжающийся процесс замыкания геосинклинали.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАВКАЗСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

(в пределах Грузинской ССР)

1. Под новейшей тектоникой (или неотектоникой) следует понимать те качественные и количественные изменения в структуре земной коры, которые, в конечном счете, обусловили формирование современного рельефа. Установление хронологического интервала неотектонического этапа встречает целый ряд трудностей. Спорными являются, как нижний, так и верхний его пределы.

Историческая взаимосвязь между процессами и унаследованность при формировании структур в ряде случаев не позволяют определить отчетливые границы процесса во времени. Это положение осложняется так же и региональными особенностями. В разных странах, в различных горных системах и в платформенных областях формирование главных черт современного рельефа асинхронно. Однако, большинством исследователей условно приняты хронологические пределы неотектонического этапа — конечная стадия альпийского горообразовательного цикла — от начала неогена до четвертичного времени, включая сюда и современную эпоху.

В этих не совсем четких границах, для отдельных регионов и горных систем могут быть известного рода уточнения, в зависимости от специфики геологической истории и палеогеографии.

Для центральной части Кавказского перешейка неотектоническим этапом следует считать интервал времени между началом среднего миоцена (штирийская фаза) и историческим временем.

2. Накопленный за последние два десятилетия фактический материал по геоморфологии и новейшей тектонике Кавказа, позволяет наметить внутри неотектонического этапа выделение интервалов характерно отличных, как в отношении качественных, так и количественных изменений, происшедших в пределах Большого Кавказа, Закавказского межгорья и Малого Кавказа. Эти интервалы следующие: середина миоцена — конец сармата, нижний и средний плиоцен, верхний плиоцен — нижний плейстоцен, средний плейстоцен и, наконец современный этап (историческое время). Что касается последнего из названных интервалов, то он выделяется не столько по качественным и количественным изменениям, сколько по методам их изучения.

3. Неотектонический этап в целом, в пределах центральной части Кавказского перешейка характеризуется следующими качественными изменениями:

а) В горных системах Большого и Малого Кавказа устанавливается геократический режим и происходит оживление восходящих движений, унаследованных с мезозоя (в гребневой области Большого Кавказа) и с палеогена (Южный склон Большого Кавказа — Малый Кавказ).

б) В Закавказском межгорном прогибе в начале неотектонического этапа частично продолжается погружение в узких полосах между зонами поднятий. С середины же плиоцена знак движения в этой полосе сменяется на обратный и неогеновые прогибы вовлекаются в общее поднятие перешейка.

в) По краям закавказского межгорного прогиба консолидируются области устойчивых погружений.

г) В областях неогеновой аккумуляции формируются главным образом эжективные структуры; в горных же системах Большого и Малого Кавказа происходит омоложение древних структур, препаляция их эрозией и воздымание крупных сегментов по омоложенным древним и молодым разломам.

д) Во второй половине неотектонического этапа проявляется вулканическая деятельность, главным образом на Малом Кавказе, несколько в меньшей степени вдоль зоны максимального воздымания Большого Кавказа и в еще меньших масштабах в пределах Закавказского межгорья.

4. Количественные изменения в течение всего неотектонического этапа характеризуются следующими общими цифрами:

а) Воздымание гребневой области Большого Кавказа в пределах Грузинской ССР достигает порядка 5000 м.

б) Поднятия областей неогеновой аккумуляции в Закавказском межгорье имеют четко выраженный дифференцированный характер. Отдельные структуры за четвертичный период подняты на 1500 — 2000 м, в то время как в соседних областях — котловинах прогиба происходят местные опускания с погружением рыхлого выполнения более чем на 1000 м.

в) Воздымание гребневой области Малого Кавказа за неотектонический этап достигает порядка 2500 м. В области же развития лавовых покровов Южно-Грузинского нагорья вероятной цифрой поднятия в последнем интервале этапа (плейстоцен-голоцен) может быть 500 — 600 м.

г) Суммарное опускание в областях устойчивых погружений (Колхида и Черноморская впадина) достигает порядка 2000—3000 м. Опускание за четвертичное время в районе Колхиды характеризуется цифрой 400—500 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА ГРУЗИИ

Четвертичные движения играли важную роль в геологической истории Кавказа и этому вопросу посвящен ряд крупных работ. Тем не менее территория Грузии в этом отношении недостаточно была освещена. Некоторые важнейшие моменты четвертичной тектоники Грузии были подчеркнуты А. И. Джанелидзе, Л. А. Варданянцем, С. С. Кузнецовым и др., но названные авторы не охватывали всех аспектов этих движений. В настоящее время мы имеем возможность дать достаточно полную картину четвертичных движений Грузии.

К середине плиоцена тектонические структуры мегаантиклинориев Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии и, частично, Закавказского мегасинклинория (межгорного прогиба) были сформированы. В течение верхнего плиоцена происходил процесс пенеplanation, который сивелировал обе складчатые системы до высот ниже 1000 м. Останцы этого пенеplanation или дряхлого обращенного рельефа с синклинальными возвышенностями наблюдаются во многих местах на водоразделах. Верхнеплиоценовый возраст этого рельефа доказываются следующими фактами: 1. На этом пенеplane залегают миндельские морены на южном склоне Большого Кавказа и в южной части Аджаро-Триалетии. 2. Как правило, на склонах долин ниже пенеplane первым репером является нижнечетвертичная (верхнебакинская или верхнечаудинская) терраса.

В закавказской депрессии, в это же время, на Дзирульском кристаллическом массиве и на мезо-кайнозойских породах и неогеновых молассах (соответственно к западу и востоку от массива) развился низменный скульптурный рельеф, граничащий на западе с Колхидским заливом Черного моря и на востоке с обширной аллювиальной равниной (Самгорские конгломераты и Алазанская свита).

К югу от Аджаро-Триалетии происходили обширные излияния основных лав, заполняющих неровности рельефа, которые способствовали общему выравниванию ландшафта.

Верхнеплиоценовый пенеplane и кровлю плиоценовых образований можно принять за ту исходную поверхность, суммарная деформация которой отражает основные черты четвертичной тектоники Грузии. Помимо общего сводового поднятия Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии и прогибания Закавказской депрессии изобазы выявляют оживление некоторых крупных надвигов, глубинных разломов и флексур. И во многих случаях фронтальные поверхности поднятых блоков имеют значительно более молодой рельеф, характеризующийся послерисским расчленением, чем опущенные блоки, в пределах ко-

торых устанавливается полная серия четвертичных террас (или морен).

Наиболее эффективным омоложенным разрывом является взброс кристаллического ядра Большого Кавказа, имеющий амплитуду 1000 — 1500 м. К югу от него линеален образует крупное сводовое поднятие «общекавказского» направления, с высотами более 3000 м. Свод к востоку постепенно снижается переходя в асимметричную антиклиналь Кахетинского хребта, сложенную верхнеплиоценовыми конгломератами. По-видимому, накопление мощных верхнечетвертичных отложений в Тинетской котловине вызвано возобновлением поднятия этого хребта. К северу от Кахетинского хребта находится четвертичный синклинальный прогиб Алазанской долины, отделенный от Большого Кавказа глубинным разломом. Изобазы в этой части Большого Кавказа обрисовывают второй крупный свод, по-видимому, оборванный с севера надвигом.

Другой омоложенный разлом (Орхевский) прослеживается вдоль южной границы флишевой зоны. Перечисленные разломы были активны в течение всего четвертичного периода.

Флексуры, тянущиеся вдоль западных предгорий Большого Кавказа и связанные с глубинным разломом, также деформируют верхнеплиоценовую поверхность. В геоморфологическом отношении они имеют чрезвычайно свежий вид, и поскольку нижнечетвертичные террасы имеют здесь нормальный профиль эти флексуры следует отнести к валахскому возрасту.

Кроме того, в нижнечетвертичное время сформировался горстообразный блок в Рачинском хребте.

В Закавказской депрессии Дзирульский массив унаследовал тенденцию к воздыманию, и в четвертичное время он расчленяется молодыми эпигенетическими долинами. Отсюда верхнеплиоценовый рельеф постепенно погружается к западу. Дальше кровля плиоцена резко опускается до 400 м в связи с омоложением двух взаимопересекающихся глубинных разломов. Опущенный блок, по-видимому, является частью огромного Черноморского грабена. Два упомянутых разлома на поверхности венчаются пятью брахиантиклиналями, завершившими свое образование после чауды. Послечаудинский краевой (эрозионный) надвиг давно установлен к востоку от Кутаиси.

Дзирульский массив ограничен с востока омоложенным глубинным разломом, отделяющим его от синклинальной области мио-плиоценовых моласс. Здесь две верхнечетвертичные аккумулятивные депрессии (Тирифонская и Мухранская) свидетельствуют о возобновлении прогибания.

В восточной части Закавказской депрессии наиболее удобным репером является верхнебакинская поверхность выравнивания. Послебакинскими движениями участок этой поверхности поднят в хребте Сагурамо-Ялно по омоложенному

надвигу, чем обусловлено образование Эрдойской аккумулятивной котловины к северу от хребта. Послебакинская складчатость хорошо выражена на Иорском плоскогорье. Здесь главные импульсы складкообразования проявились до и после нижнего баку и после верхнего баку, причем последними движениями поверхность выравнивания вспучена на антиклиналях и прогнута под широкими синклиналями (Шираки, Эльдари). Позже плоскогорье испытало пологое сводовое поднятие, сопровождающееся оседанием глубокого Цицматинского гребня на северном его крае и, возможно, сбросами на южном.

Два омоложенных глубинных разлома наблюдаются по границам Аджаро-Триалетии. Внутри Аджаро-Триалетии верхнеплиоценовый пенеппен резко вспучивается до высот более 2500 м, образуя два широтных свода. В приморской части системы третий разлом обособляет Гурийский бассейн.

К югу от этой системы глубинные разломы обособляют блоковые структуры, в которых поверхность верхнеплиоценовых лав ступенчато поднимается к западу.

Вышеприведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы. Четвертичная тектоника Грузии определяется оживлением практически всей системы глубинных разломов альпийского цикла, которые осложняют мегаскладки. Амплитуда воздымания велика, 2500 м и более, учитывая первоначальные высоты сnivelированной страны: В Закавказском прогибе локально проявляется складчатость тремя импульсами. Два из них, пред- и посленижебакинские (нижнечаудинские) взаимосвязаны (валахская фаза), третий же импульс выглядит более обособленным (пасаденская или калинская фаза). По существу эти движения рассматриваются как подфазы единой четвертичной фазы, создавшей современный рельеф Грузии.

**А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов**

#### АНТРОПОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

1. Куринская межгорная впадина занимает почти центральное положение в складчатой системе Кавказа и как самостоятельно обособившаяся структурная единица возникла в начале третичного периода на месте ранее существовавшего Срединного массива. Она характеризуется широким развитием неогено-антропогеновых образований, представленных в морской и континентальной фациях, общей мощностью до 7 — 8 тыс. м.

2. Куринская впадина, кажущаяся с первого взгляда однообразной, в геоморфологическом отношении отличается боль-

шой дифференциацией рельефа. Центральная, Прикуринская полоса, оконтуренная «О»-метровой горизонталью представляет собой плоскую, местами заболоченную равнину. Она сложена верхнечетвертичными морскими осадками, покрытыми относительно тонким плащом аллювиально-озерностаричных отложений. Кура врезана в эту равнину на глубину около 3—4 м.

Прикуринская низменность оконтуривается с юга, запада и севера наклонной (1—3°, иногда до 5°) аллювиально-пролювиальной равниной, шириной 40—50 км. Морфологически она соответствует конусам выноса рек и межконусным понижениям. Высота левобережной (Ширванской) части равнины достигает лишь 100 м, в то время как правобережная ее часть поднимается до 120—140 м (Мильская равнина) и 450—500 м (Карабахская равнина). Левобережная равнина замыкается у Мингечаурского ущелья р. Куры, а правобережная в виде Гянджинской нагорной наклонной равнины, высотой 200—450 м вдается далеко на запад до границы Грузинской ССР. В соответствии с высотой изменяется и глубина вреза рек от 15—20 м (Каркарчай и Хачинчай) до 40—100 м и более (р. Тертер и реки северо-восточного склона Малого Кавказа).

Наиболее высоко приподнятые части равнины расположены в районе южного и восточного погружения Карабахского (Приараксинская равнина высотой 250—800 м) и Мровдагского (Нафталанская равнина высотой 300—800 м) хребтов. Равнины сложены верхнеплиоценовыми континентальными галечниковыми отложениями и характеризуются овражно-балочным расчленением.

В пределах Приараксинской равнины покров этих отложений прорван выходами сильно дислоцированных верхнеюрских и нижнемеловых пород.

Глубина вреза рек в эти равнины колеблется в пределах от 30—80 м (Приараксинская равнина) до 60—110 м и более (Нафталанская равнина). В пределах этих равнин прослеживаются две поверхности выравнивания — нижне- и среднечетвертичного (450—600 м) и верхнеплиоценового (800—1000 м) возрастов.

Северный борт Куриной впадины представляет собой низкогорья (Джейранчель и Аджинаур), сформировавшиеся в нижне- и среднечетвертичное время. Высота их колеблется в пределах от 400—450 м (в центральной части) до 800—1000 м (на востоке и западе). Джейранчель и Аджинаурские предгорья состоят из линейно расположенных антиклинальных гряд и отделяющих их синклинальных долин и котловин. Антиклинальные гряды характеризуются асимметричным строением. Северные склоны — пологие, южные — крутые. Глубина вреза рек, которые образуют antecedentные долины измеря-

ется величиной от 200 м в центральной части предгорья до 350 — 400 м, а местами даже 550 м, на западе и востоке.

Привершинные, водораздельные части гряд представляют собою выровненную поверхность высотой 600 — 800 м.

3. В сейсмическом отношении наиболее активным участком впадины является ее периферийная полоса — зона сопряжения впадины с горными сооружениями Большого и Малого Кавказа, часто сопровождаемая тектоническими разрывами. Сила землетрясений в этой полосе достигает 5 — 8 баллов. Эпицентры землетрясений нередко приурочены к зоне перекрещивания молодых покровных структур с древними погребенными структурами субмеридионального простирания (Курдамир-Саатлинское погребенное поднятие).

4. В отличие от других складчатых областей Кавказа Куринская впадина характеризуется яркой морфологической выраженностью по ее периферии и признаками четвертичных тектонических движений. Последние, выразившиеся в сочетании и взаимодействии колебательных, складчатых и разрывных движений, сыграли решающую роль в развитии и формировании современного структурного плана впадины.

Антропогеновые движения носили унаследованный характер, что способствовало направленному развитию Куринской впадины, выражающемуся в последовательном сужении Куринского морского залива и миграции фокуса погружения, как в поперечном, так и в продольном направлениях. Этому подчиняется и изменение фаций и мощностей, а также абсолютное положение подошвы четвертичных отложений.

5. На фоне общей направленности геотектонического режима устанавливается довольно дифференцированный характер проявления тектонических движений. Наряду с общим интенсивным погружением впадины отдельные участки (Мишовдаг, Кюровдаг, Хыдырлы, Пирсаат, Падар, Карамарям, Гедакбоз и др.) испытывали относительное поднятие.

Анализ фаций и мощностей, степень дислоцированности пород, высотное положение, характер деформированности морских и речных террас, а также поверхностей выравнивания, глубина и густота расчленения поверхности отдельных участков впадины свидетельствуют об их дифференцированных движениях.

Дифференцированность движений проявилась и во времени. Так, в пределах Среднекуринской впадины тектонические движения наиболее активно проявляются в раннечетвертичное время, когда вся зона на фоне общего абсолютного поднятия подвергается интенсивной складчатости, сопровождающейся разрывными движениями. В этом отношении исключение составляют западные части Горно-Кахетинской и Чатминской

складчатых зон, сформировавшихся ранее — в миоцене и апшероне.

В противоположность этому восточная часть впадины за рассматриваемый отрезок четвертичного периода испытывает интенсивное погружение, на фоне которого местами отмечается сравнительно слабое проявление складчатости, носившей унаследованный характер.

6. Для четвертичного периода характерна миграция складчатости как во времени, так и в пространстве. Причём и в этом отношении западная часть впадины резко отличается от ее восточной части. Если в западной части впадины складчатость распространяется от центра впадины к ее перифериям, то в восточной части, наоборот, она распространяется от бортов к центру впадины. Миграция складчатости выражается и в продольном направлении. Если в степной Кахетии и Джейранчельской зоне складчатость завершается (относительно) в ранне-четвертичное время, то в Аджинауре она завершается в предверхнехазарское время, а в Нижнекуринской зоне еще позже — Хвалынское время.

7. Отдельные участки периферийной полосы Куринской впадины (Степная Кахетия, Нафталанская равнина и др.), ранее подвергавшиеся складчатости, в дальнейшем испытывают, вместе с прилегающими горными областями, общее сводовое поднятие, о чем свидетельствует горизонтальное залегание четвертичных отложений на сильно дислоцированных породах миоцена и плиоцена.

8. В пределах Куринской впадины общий размах четвертичных тектонических движений превышает 2000 м. Кровля верхнеапшеронских и нижнечетвертичных континентальных отложений, накопившихся в условиях наклонных предгорных равнин (подобия современной Ширванской и Карабахской равнин), высотой 200 м, в Горно-Кахетинской зоне в настоящее время расположена на высоте 1400 м (поднятие на 1200 м), а в Алазано-Агричайской депрессии погружена на глубину 400 м от уровня моря (опускание на 600 м). Если принять во внимание и глубину залегания подошвы четвертичных отложений в районе Кызыл-Агачского залива — 1100 м, то общий размах антропогеновых движений составляет около 2300 м (без учета размыва и сноса с участков поднятия).

9. Наряду с вертикальными движениями, Куринская впадина (северный борт) характеризуется и большим размахом горизонтальных движений, значения которых местами определяются в 2500 м. Эти движения приурочены к региональным тектоническим разрывам Прииорской зоны.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ  
ПРИАРАКСИНСКОЙ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВОЙ ЗОНЫ

1. Нагорная территория между Курой и Араксом представляет собою сложно построенную горную страну, состоящую из трех геолого-геоморфологических зон — складчато-глыбовых гор Малого Кавказа, вулканических нагорий и Приараксинской зоны складчато-глыбовых гор. Каждая из этих зон раздроблена на несколько крупных блоков, придавая при этом земной коре мозаичный характер. Последняя является одной из важных особенностей современной морфоструктуры Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья.

2. Тектонические движения, которые создали современный облик структурных единиц указанной области, по мнению ряда авторов, являются сводовым поднятием ее, по мнению других авторов — дифференциальными поднятиями отдельных блоков на фоне сводового поднятия нагорной территории между Курой и Араксом. Однако морфологический анализ показывает, что горный рельеф этой территории образовался путем вертикальных движений отдельных блоков без фона сводового поднятия.

3. Наше сообщение относится, в основном, к некоторым особенностям морфоструктуры Приараксинской зоны складчато-глыбовых гор, расположенной между зоной вулканических нагорий и Среднеараксинской депрессии. Здесь также тектонические движения протекали дифференциально. Отдельные блоки поднялись с разной интенсивностью, причем большинство из них испытывало вертикальные движения лишь с некоторым наклоном, что подтверждается геоморфологическими данными. Вследствие этого большинство блоков имеет моноклиналиное расположение (в частности в области Зангезур-Айоцзора).

Это является другой важной особенностью морфоструктуры Приараксинской складчато-глыбовой зоны.

4. Морфологический анализ рельефа этой зоны показывает, что тектонические движения в ней имели ритмичный характер, зафиксированный в рельефе в виде денудационных уровней и террас (лестницы склонов).

5. Анализ фациальных, тектонических и геоморфологических данных показывает, что она состоит из нескольких блоков земной коры (Южно-Зангезурский, Мегри-Баргушатский, Кафанский, Айоцзорско—Северо-Зангезурский, Аргичинский, Ахтинский), которые отделяются друг от друга крупными разломами разного возраста и характера. Небольшая часть их является отголоском глубинных разломов.

6. Все эти блоки не испытывали одновременного поднятия. Каждый из них начал подниматься в разное время с разной интенсивностью (но слабее, чем на Большом Кавказе), о чем свидетельствуют морфографические и морфометрические особенности рельефа.

7. Третьей особенностью морфоструктуры является кулисообразное расположение крупных блоков в зонах складчато-глыбовых гор междуречья Кура-Аракс. Это наиболее отчетливо выражено в зоне Малого Кавказа.

8. Следующей особенностью морфоструктуры складчато-глыбовых гор можно считать ярусность структур разного возраста в пределах одного и того же блока.

А. Ф. Якушова, А. А. Чистяков

## НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

1. Начало новейшего этапа тектонического развития Предкавказья совпадает с рубежом майкопского и чокракского времени, когда в сопряженной Кавказской геосинклинальной области начинает формироваться орографически выраженное растущее поднятие. Последующие восходящие движения на Кавказе сказались на соотношениях суши и моря, на особенностях распределения фаций и мощностей в Предкавказье.

Анализ новейших тектонических движений в Предкавказье проводится как суммарно за средний миоцен-четвертичное время, так и дифференцированно по отдельным крупным этапам — доакчагыльскому и верхнеплиоценово-четвертичному.

2. В доакчагыльском этапе на территории Предкавказья продолжают преобладать нисходящие движения, но в сравнении с майкопским временем происходит сокращение морских бассейнов, которые в большинстве случаев локализуются в южной части в виде субширотных водоемов, достигающих широты Манычской впадины. Некоторое усиление нисходящих движений имело место лишь в нижне- и среднесарматское время, когда морской бассейн распространился в пределы Ергенинской возвышенности и Прикаспия почти до широты Волгограда. В верхнем сармате на большей части территории Предкавказья начинаются восходящие движения, что сказалось на значительном сокращении морского бассейна и преимущественном развитии в конце века мелководных и прибрежных фаций. Указанная тенденция развития продолжается в меотисе и понте. Этому времени соответствует оформление намечившегося еще в начале этапа Ставропольского меридио-

нального поднятия, разделившего единый Северо-Кавказский прогиб на два: Терско-Каспийский и Азово-Кубанский. Особенное усиление восходящих движений отмечается в позднепонтическое и киммерийско-балаханское (предакчагыльское) время, что вызвало регрессию моря и глубокое эрозийное расчленение поднимающейся суши. Амплитуды тектонических опусканий за этот этап в Терско-Сулакской низменности достигают 3500 м, тогда как в Прикумской области они не превышают 250 — 300 м.

3. Новый верхнеплиоценово-четвертичный этап характеризуется не только развитием структурных элементов доакчагыльского времени, но и существенной перестройкой структурного плана. К началу этапа четко обособляются главнейшие крупные структурные элементы Предкавказья, в очертаниях близких к современному: Прикаспийская синеклиза, Ставропольское поднятие, Доно-Каспийский вал, Манычская впадина, передовой Предкавказский прогиб. Возникли и развивались сопряженные зоны поднятий и опусканий земной коры меридионального направления. Активизация тектонических движений в пределах Прикаспийской низменности вызвала неоднократные трансгрессии верхнеплиоценовых и четвертичных морских бассейнов, а в Ергенях и Ставрополе дальнейшие поднятия. Манычская впадина служит путями периодического соединения Черноморских и Каспийских бассейнов этого времени.

Новейшие движения нисходящие и восходящие как в областях устойчивого прогибания, так и в областях воздымания протекают дифференцированно. На фоне общей направленности развития выделяются зоны и отдельные структурные формы, отличающиеся или замедлением движения или сменой знака. Это отчетливо выделяется на картах мощностей осадков за акчагыл-апшеронское время и суммарно за четвертичное время. Так мощности акчагыл-апшеронских отложений в Терско-Сулакской низменности достигают 1400 м, а в Прикумской области они сокращаются до 300 — 350 м. Мощность четвертичных осадков в пределах зоны относительных поднятий погребенного вала Карпинского по сравнению с окружающими участками сокращается на 40 м и т. д. Общая амплитуда тектонических опусканий за верхнеплиоцен-четвертичный этап достигает в Терско-Сулакской низменности 2000 м, а в пределах Черных Земель 500 — 600 м.

На сводной карте новейших движений за весь среднемиоценово-четвертичный этап, где суммируются все движения отрицательные и положительные, также четко выделяются крупные структурные элементы, отдельные зоны и локальные брахиантиклинальные и куполовидные складки, осложняющие первые зоны: вал Карпинского, Новогоргиевская, Ачинеро-

Каспийская, Прикумская и др. локальные складки: Промысловская, Тинакская и др.

Новейшие движения, неоднократные опускания и поднятия, зафиксированные в соответствующих осадках, находят отражение в современном рельефе.

4. Изучение новейших достижений в геоморфологии, сравнение этих данных с мезозойско-палеогеновым структурным планом Предкавказья позволяет говорить, что на большей части территории существует связь среднемиоценово-четвертичной истории с предшествующим тектоническим развитием. Новейшее развитие различных структурных форм находит многообразное геоморфологическое и ландшафтное выражение. Указанные связи разновозрастных движений, мощности и фаций осадков и рельефа свидетельствуют о большом значении структурно-геоморфологического исследования в изучении структурных форм. Разработка структурно-геоморфологического метода и его применение имеют особенно большое практическое значение при поисках погребенных антиклинальных структур в пределах нефтегазоносных бассейнов.

**Н. А. Лебедева**

#### ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АНТРОПОГЕНА АЗОВО-КУБАНСКОЙ ОБЛАСТИ

1. Азово-Кубанская область является исключительно благоприятным участком, своего рода страторегионом, для выяснения палеогеографических закономерностей антропогена в экстрагляциальной зоне юга Советского Союза.

Антропогеновые отложения развиты здесь в морских и континентальных фациях. Ими сложены разновысотные уровни приморских и предгорных равнин и серии морских и аллювиальных террас. Отложения хорошо обнажены, включают большое число ископаемых органических осадков и погребенных почв, имеющих существенное стратиграфическое и палеогеографическое значение.

В своих работах автор исследовал разрезы по среднему течению Кубани, Северному Приазовью, Таманскому и Керченскому полуостровам.

2. В зависимости от структурно-тектонической обстановки, антропогеновые отложения представлены или в виде погребенных осадочных напластований, выполняющих впадины, или в сериях вложенных друг в друга террас и ярусов предгорных равнин (в областях поднятий).

3. Нижний эоплейстоцен представлен в районе в основном континентальными фациями, аллювиальными, аллювиально-

пролювиальными. Ограниченное распространение имеют лагунно-морские осадки (таманский и прочноокопский горизонты). К нижнему эоплейстоцену относятся хапровская древнеаллювиальная толща Приазовья с фауной млекопитающих хапровского типа. Эта толща слагает наиболее высокую VI террасу нижнего Дона и азовского побережья. Аналогами ее в бассейне Кубани являются аллювиально-пролювиальные галечники и грубые пески водоразделов Закубанской наклонной равнины, содержащие остатки южных слонов архаичного хапровского типа, гигантских оленей, страусов. В долине Псекупса совместно с животными хапровского типа залегают пресноводные моллюски, встреченные в акчагыльских слоях Тамани и Поволжья (*Unio tamanensis*, *Unio kujalnicensis*).

Характер фауны и вещественного состава пород нижнего эоплейстоцена свидетельствует о теплом, умеренно влажном климате этого времени, с преобладанием ландшафта саванн. Грубость обломочного материала, резко отличающая породы нижнего эоплейстоцена от подстилающих отложений плиоцена, говорит об интенсивных тектонических движениях в областях поднятий и об энергичной эрозионной деятельности.

4. Верхний эоплейстоцен представлен в районе континентальными и лагунно-морскими фациями (краснодарский горизонт). Аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и аллювиально-озерные толщи слагают низкие водоразделы Закубанской равнины, правобережную V террасу Кубани, широкой полосой уходят в бассейн Дона и формируют обширные площади V (ногайской) террасы в северном Приазовье. Для верхних слоев этой серии характерно повсеместное развитие алевритово-глинистых осадков, среди них кирпично-красных и краснобурых глин. Преобладание мелкоземистых осадков свидетельствует о региональном развитии отрицательных тектонических движений в конце эоплейстоцена и, видимо, о развитии обширной трансгрессии в прилегающих морских бассейнах. Фауна млекопитающих представлена животными таманского комплекса (*Archidiscodon meridionalis* позднего типа, *Elastotherium caucasicum*, *Equus süssenbornensis*). Состав фауны и вещественный состав отложений свидетельствует о теплом климате верхнего эоплейстоцена, с последующей его аридизацией в конце периода.

5. Нижний плейстоцен (миндельский ярус) представлен континентальными и лагунно-морскими фациями осадков, которые слагают IV аллювиальную террасу (воздвиженскую) в бассейне Кубани и морскую (древнеэвксинскую) террасу на берегах Азовского моря. Для них характерно присутствие млекопитающих тираспольского типа (*Archidiscodon wüsti*, *Bison schoetensacki*) и комплекса солоноватоводных и пресноводных

моллюсков, среди которых типично присутствие субтропической формы *Carbula fluminalis*. В верхах толщи развиты красно-бурые глины, которые выше по разрезу уже не встречаются.

Характер фауны и вещественный состав пород свидетельствует о еще теплом, постепенно иссушающемся к концу периода, климате.

6. Средний плейстоцен (рисский ярус) представлен континентальными фациями осадков, формирующих III аллювиальную и аллювиально-лиманную террасу с фауной млекопитающих хазарского (волжского) типа. К этому же времени относится толща осадков, прислоненная к III террасе и выполняющая значительные переуглубления речной сети и лиманов (II промежуточная терраса Кубани). Фауна млекопитающих и вещественный состав отложений свидетельствует об умеренном климате эпохи отложения указанных толщ.

Более высокие горизонты среднего плейстоцена представлены толщей лессовидных суглинков и мелкоземистых облесованных аллювиально-озерных и аллювиально-пролювиальных отложений, которые перекрывают толщу II террасы и несут следы резкого похолодания климата.

7. Верхний плейстоцен представлен континентальными фациями осадков, слагающих I надпойменную террасу и заключающих фауну холодовыносливых млекопитающих мамонтового комплекса.

8. Анализ вещественного состава пород и фауны Азово-Кубанской области показывает, что в течение описанной части антропогена в Азово-Кубанской области происходило постепенное изменение климата в сторону его похолодания. Изменение климата наступило в начале среднего плейстоцена, причем нарастающее похолодание особенно резко проявляется в начале второй половины среднего плейстоцена.

9. Анализ геоморфологии и фаций осадков показывает, что в Азово-Кубанском районе в течение антропогена проявились тектонические движения неодинаковой амплитуды, которые обусловили ритмичное строение осадочных комплексов и привели к формированию террас.

Тектонические и климатические колебания не обнаруживают прямого совпадения и сложно накладываются друг на друга, поэтому запечатлившиеся в разрезах значительные тектонические рубежи часто не совпадают с рубежами климатическими.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ  
СЕВЕРНОГО КAVKAZA

1. Установление закономерностей развития речной сети является одной из актуальных научных проблем новейшей палеогеографии Северного Кавказа. Широкое использование данных о развитии речной сети при поисках россыпных полезных ископаемых, структурно-геологическом картировании и в других целях позволяют считать эту проблему очень важной в практическом отношении.

2. В последние годы был накоплен и в значительной степени обобщен обширный фактический материал по геологии и вещественному составу новейших континентальных и морских отложений и геоморфологии речных систем Северного Кавказа. Анализ этого материала существенно уточняет и дополняет известные в литературе представления о речной сети Северного Кавказа и позволяет наметить общие закономерности ее развития.

3. Развитие речной сети Северного Кавказа определялось целым рядом геотектонических и палеогеоморфологических факторов, среди которых главное значение имели:

а) общий структурный план Северного Кавказа, сложившийся к верхнему миоцену и его дальнейшее усложнение в результате новейших региональных и локальных тектонических движений;

б) последовательное расширение площади суши, особенности ее горизонтального расчленения и распределение на ней высот, определявших наклон первичной наземной поверхности;

в) особенности миграции береговых линий миоценочетвертичных морских бассейнов, занимавших Предкавказье и определявших положение базисов эрозии.

4. Развитие речной сети Северного Кавказа происходило постепенно по мере новейшего поднятия горных сооружений Большого Кавказа, осушения центральных областей Предкавказья и вытеснения морских бассейнов из передовых прогибов. Этим определялись разные возрастные рубежи заложения речной сети и разная продолжительность ее развития в отдельных областях Северного Кавказа. Речная сеть северного склона Большого Кавказа была заложена в олигоцене или еще раньше, Ставропольского поднятия — в позднем миоцене — нижнем плиоцене, а равнин Предкавказья — в начале четвертичного периода и позднее. Наиболее молодой является речная сеть Манычского прогиба, где двухсторонний сток возник только в посленижнехвалынское время.

5. Речная сеть северного склона Большого Кавказа в процессе длительного ее развития последовательно распространилась на различные части равнин Предкавказья. Устойчивые новейшие погружения области Терско-Кумской равнины способствовали ее захвату речной сетью северного склона. На фоне взаимосвязного развития речной сети северного склона и прилегающих равнин в Предкавказье в разное время зарождались самостоятельные центры речного стока (Ставропольское поднятие, северная часть Кубанско-Азовской равнины).

6. Общее направление речной сети Северного Кавказа на всех этапах ее развития было довольно близким к современному ее плану. На северном склоне Большого Кавказа преобладающим направлением речной сети было меридиональное и субмеридиональное, на возвышенностях Предкавказья — радиальное, на Кубано-Азовской равнине — северо-западное и западное, а на Терско-Кумской равнине северо-восточное и восточное. Эта устойчивость или унаследованность как общая закономерность развития речной сети Северного Кавказа в каждом конкретном случае доказывается литологофациальным анализом новейших отложений и прямыми геоморфологическими данными.

7. На фоне общего направленного развития речных систем во всех областях Северного Кавказа отдельные реки меняли свои пути прежде, чем устанавливалось их современное направление. Эти отклонения рек от первоначального их положения, имевшие частный характер, были связаны с локальными проявлениями новейших движений и, вероятно, в отдельных случаях с гидрологическим режимом водных потоков. Среди таких местных изменений направлений рек на Северном Кавказе можно отметить следующие:

а) дифференциацию водных потоков с последующим установлением постоянных русел (проявлялась в широкой полосе предгорий на всех этапах развития речной сети);

б) бифуркацию (раздвоение Кубани перед Сычевыми горами в позднем плиocene, Калауса и Малки в позднечетвертичное время, Кумы в голоcene, Кубани и Терека в современных дельтах);

в) соединение водных потоков среди отрезков установившихся русел (соединение Кубани и Зеленчуков перед верхнеюрской куэстой в дочетвертичное время);

г) одностороннюю миграцию рек (среднее и нижнее течение Кубани, среднее течение Терека, верховья Калауса и Егорлыка и др.).

8. Согласно представлению некоторых геологов, главную роль в формировании современной речной сети играли явления перехватов. В действительности, перехваты одних рек другими путем регрессивной эрозии на Северном Кавказе или не были

или представляли довольно редкое явление. Во всяком случае, нет никаких фактических данных, чтобы рассматривать явления перехватов в качестве общей закономерности развития речной сети Северного Кавказа.

9. Намеченная схема развития речной сети Северного Кавказа, в отличие от известных в литературе представлений о коренной ее перестройке, позволяет делать принципиально иные выводы в отношении поисков россыпных полезных ископаемых. Представляется несомненным, что перспективы работ в этом направлении гораздо шире, чем это вытекает из гипотезы о коренной перестройке речной сети.

### А. В. Кожевников

#### НИЗКИЕ ТЕРРАСЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

1. Изучение низких террас речных долин часто проводится поверхностно. Известно, что количество уступов, разделяющих низкие террасы, велико, но эти уступы из-за малой их высоты, чаще всего, не принимаются во внимание. В результате, принято говорить о двух-трех низких террасах, относящихся к верхнему плейстоцену.

2. Отсутствие должного внимания к изучению низких террас объясняется также кажущейся определенностью их стратиграфического положения. Между тем границы верхнего плейстоцена для рассматриваемой территории далеко не ясны. Существуют различные представления и о подразделениях верхнего плейстоцена.

3. Детальные исследования, проведенные в долинах Белой, Кубани, Кумы, Терека, Уруха, Черека, Ассы, Сулака и других рек, показали, что низких террас гораздо больше, чем это до сих пор принималось. Уступы между ними, несмотря на их малую высоту, прослеживаются на большие расстояния. Соответствующие террасы оказываются сквозными, а не локальными, и, следовательно, приобретают стратиграфическое значение. Количество низких террас в ряде долин достигает девяти (Кубань).

4. Стратиграфическое значение низких террас и слагающего их аллювия подтверждается прослеживанием их в пределы трогов (Кубань, Теберда) и к уровням каспийских трансгрессий (Сулак).

5. Для горной зоны Северного Кавказа выяснено сходство развития речных долин в верхнем плейстоцене, что объясняется общностью основных фаз развития горного оледенения в это время. В истории формирования долин выделяются два этапа: ранний (канкатаусский, тебердинский) и поздний (бе-

зингийский). Устанавливается подразделение этих этапов на более дробные фазы.

6. Для низовий наиболее крупных рек, впадающих в Черное и Каспийское моря (Кубань, Сулак, Терек) установлена различная последовательность в строении низких террас, что позволяет говорить о разновременности колебаний уровней этих бассейнов в верхнем плейстоцене.

7. Выводы, полученные в результате изучения долин Северного Кавказа, как оказалось, имеют значение для расчленения верхнего плейстоцена других горных и предгорных районов, в частности, Закавказья, Карпат и Крыма.

### В. М. Израилев

#### ОБ ОСТАТКАХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОДОРАЗДЕЛАХ КУЭСТ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

1. На куэстовых грядках Северного Кавказа сохранились остатки древних речных долин в виде эрозионных вырезов на гребнях куэст, ориентированных в меридианальном направлении, и в виде террасовидных уступов, осложняющих склоны передовых хребтов.

2. К реликтовым формам древнего эрозионного рельефа приурочены находки древнего аллювия, представленные россыпями галек и валунов и, реже, разрезами галечников.

3. Анализ древнеэрозионных форм и коррелятивных им аллювиальных отложений на передовых куэстах западной части Северного Кавказа показал, что формирование куэстового рельефа в этих условиях происходило не по «классической» западноевропейской схеме.

4. Передовые моноклиналильные хребты и разделяющие их депрессии обязаны своим происхождением непрерывному врезанию и перемещению основных кавказских рек, принимавших самые различные направления, при отсутствии изначально фиксированных речных долин.

### Л. В. Когошвили

#### ПРИЗНАКИ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА Б. КАВКАЗА

(бассейн верхнего течения Бзыби)

1. В рельефе южного склона Б. Кавказа на междуречье Лашипсе и Мзимты отчетливо выделяется комплекс террас —

от VII до I — надпойменной (исключая III). Они представлены, как эрозионными площадками, так и останцами террасового покрова. Имеются также и обрывки высоких денудационных плато, с превышением их над поймой на 1200—1300 м.

Из древних речных террас к эрозионным относятся останцы от VII до IV надпойменной террасы.

2. Лишь молодые террасы этой территории, а также VI и IV — надпойменные террасы южной ее части характеризуются аллювиальным покровом, достигающим большой мощности в долине Бавю. Эта последняя отличается расширенностью как современной, так и древних пойм и значительно меньшим превышением террасовых уступов над дном долины, по сравнению с террасами междуречья Лашипсе и Мзымты.

3. Своеобразие морфологии долины Бавю определяется формированием ее в условиях тектонического развития района, отличного от природы подобных движений в прилегающих частях высокогорной области. В сравнении с этой последней, долина Бавю расположена в полосе, где наибольшую роль играют вертикальные движения отрицательного знака. Поэтому, морфология этой и других долин, попадающих в широтную полосу погружения, вырабатывалась реками в обстановке локального высокого стояния базиса эрозии.

По-видимому, упомянутые локальные погружения и легли в основу выработки расширенной широтной депрессии Лашипсе, в ее низовьях, а различная интенсивность движений отрицательного знака вдоль этой полосы, во время эволюции речной системы, могла обуславливать запруды Лашипсе и образование озера Рица.

Подобные же явления вероятно определили также и выработку котловины в долине Геги на западном продолжении описываемой полосы преимущественно отрицательных движений (возможно, что здесь имело место относительное отставание в поднятии).

4. Дифференцированные вертикальные движения вдоль широких параллельных тектоническим структурам полос, отчетливо наблюдаются и в других районах Грузии.

### С. Н. Неманишвили

#### РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

1. В долинах рек Западной Грузии отчетливо выделяются горные и равнинные отрезки. В пределах первых происходит в основном тектоническое воздымание, а во вторых — преобладает погружение. В горных частях долин взаимозаменяются отдельные участки — широкие и узкие (каньонообразные),

различного генезиса и направления, прорезающие литологически различные толщи и, наконец, совершенно разновозрастные, что часто препятствует решению некоторых вопросов, связанных с террасообразованием.

2. Основными террасообразующими факторами в Западной Грузии являются: геологическое строение и литологический характер слагающих бассейны рек пород, неотектонические движения четвертичного периода, климатические условия, вызвавшие в четвертичном периоде многократное оледенение и др.

3. Во всех отрезках долин Западной Грузии террасы развиты неравномерно. По этому признаку, все долины подразделяются на несколько частей, являющихся общими для всех долин: 1) долины, расположенные в зоне тектонического погружения; 2) долины холмисто-предгорных зон; 3) долины средневысотных горных рек; 4) долины межгорных котловин; 5) долины высокогорных склонов Кавкасиони.

Террасы лучше всего развиты в долинах холмисто-предгорных зон и межгорных котловинах; в первых встречаются 5—6 террасовых ступеней, а во вторых — 9-10. В остальных участках долин, ввиду интенсивных тектонических движений, террасы или вовсе не наблюдаются, или же встречаются отдельными фрагментами, приподнятыми на относительно большую высоту.

4. Террасовые отложения в Западной Грузии сложены в общем крупнообломочным материалом; обычно в нижних горизонтах аллювиальной толщи залегают крупные галечники, а в верхних — более мелкие, переслаивающиеся с песком.

Источники террасовых отложений характеризуются большим разнообразием; в осевой части Кавкасиони обильный материал дает морозное выветривание кристаллических сланцев и гранитов, а в средних и нижних частях долин — селевые потоки, часто получающие материалы из районов далеко отстоящих от рек. Кроме этого в долины попадает материал оползней и горных обвалов.

5. Изучение речных террас Западной Грузии дает возможность в некоторых случаях устанавливать отдельные зоны активных неотектонических движений положительного и отрицательного знака. Наши наблюдения и анализ величин межтеррасовых уступов позволяет утверждать, что в конце четвертичного периода происходит некоторое замедление темпа неотектонических движений.

## **Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг В. М. Муратов** **ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ КАВКАЗА**

1. Анализ распределения генетически различных поверхностей выравнивания Кавказа показывает, что для централь-

ных частей молодых горных стран характерны выравненные уровни денудационного и эрозионно-денудационного генезиса. В образовании денудационно-эрозионных поверхностей имеет большое значение боковая эрозия речных долин, как это показывает связь ряда поверхностей выравнивания Западного и Центрального Кавказа с древними долинами рек Кубани, Кумы и Малки, Восточного Кавказа с реками бассейна Самура, Гильгильчая и Пирсагата, а Малого Кавказа — с некоторыми притоками Аракса (р.р. Веды, Нахичеван-чай и др.). Поверхности выравнивания нивального и нивально-солифлюкционного генезиса имеют на Кавказе незначительное, локальное пространственное распространение ввиду резкого расчленения рельефа и большой крутизны склонов в нивальной зоне.

На периферии горных сооружений Большого и Малого Кавказа наряду с господствующими денудационно-эрозионными поверхностями, распространены и аккумулятивно-денудационные образования, созданные как за счет речной эрозии и аллювиально-пролювиальной, ледниковой или водно-ледниковой аккумуляции, так и за счет морской абразии и седиментации на участках, прилегающих к морским побережьям.

В периферических, предгорных районах отчетливо наблюдается связь между поверхностями выравнивания и древними предгорными аллювиально-пролювиальными, часто флювиогляциальными, иногда вулканогенно-осадочными равнинами, вовлеченными в последующее поднятие и образующими моноклиналиные, в дальнейшем расчлененные эрозией, плато и равнины или молодые складчатые хребты с прямым тектоническим рельефом, возникшим в результате деформаций первичных подгорных аккумулятивных равнин (Кусарская, Нафаланская, Керинская равнины, Киврагское и Советашенское плато, Кабардинский и Терско-Сунженский хребты на периферии Большого и Малого Кавказа).

На окружающих молодые горные сооружения Кавказа плато и равнины широко развиты как эрозионно-денудационные и денудационные, так и аккумулятивные поверхности выравнивания различного генезиса (аллювиального, пролювиального, водно-ледникового).

В целом от центра к периферии горных областей Кавказа поверхности выравнивания группируются в единый генетический ряд от денудационных и денудационно-эрозионных в центральных частях гор до эрозионно-аккумулятивных, аккумулятивно-эрозионных на их периферии и денудационно-эрозионных, эрозионных и аккумулятивных на прилегающих равнинах. Установление возрастных корреляций поверхности выравнивания различного генезиса имеет большое значение для палеогеографических реконструкций и выяснения новейших тектонических структур.

2. Анализ распространения, морфологии коррелятивных отложений поверхностей выравнивания Кавказа и соотношение их с подстилающими и срезаемыми коренными породами показывает наличие ряда разновозрастных уровней выравнивания. Это положение доказывается эрозионным характером границ поверхностей выравнивания в результате их расчленения речными долинами в этапы формирования крутосклонного рельефа и преобладания скорости поднятий над скоростью денудаций. В сменяющие их этапы равновесия эрозии и поднятия, или же опускания, происходит образование поверхностей выравнивания за счет пологих склонов, сниженных водоразделов, боковой эрозии долин и формирования аккумулятивных и абразионных равнин. Разновозрастность поверхностей выравнивания доказывается также широким развитием на северо-западной и в западной и центральной частях Северного склона Большого Кавказа внутриводораздельных поверхностей выравнивания верхнеплиоценового возраста (С. Л. Кушев, 1952). На Малом Кавказе внутриводораздельные верхнеплиоценовые поверхности выравнивания имеются в ряде речных бассейнов его северного склона (Дебед, Агстев), а также на некоторых притоках Аракса (Воратан, Охчи), и в Талыше (Геоморфология Азербайджана, 1952, Б. А. Антонов). Разновозрастность уровней выравнивания Кавказа доказывается также распространением на некоторых, наиболее молодых поверхностях аллювиально-пролювиальных галечников нижне-среднечетвертичного и верхнеплиоценово-нижнечетвертичного возраста (Шемахинская, Гюрджиевская и Хизинская поверхности выравнивания на Юго-восточном Кавказе, Нафталанская поверхность выравнивания в восточной части Малого Кавказа, водораздельная поверхность междуречий Кубани в Западном Кавказе). Ряд молодых поверхностей выравнивания Кавказа, погружаясь к окружающим равнинам, переходят в верхнеплиоценовые отложения (в Майкопском районе Западного Кавказа, в центральной части Северного склона Большого Кавказа) или в нижнеплиоценовые понтические морские отложения (в Новороссийско-Анапском районе Северо-западного Кавказа). В Шамхорском районе Малого Кавказа возможен переход регионально-развитой здесь денудационной поверхности выравнивания в среднемиоценовую абразионную поверхность. Большой материал для определения возраста поверхностей выравнивания Малого Кавказа дает их соотношение с лавами в области Джавахетского и Армянского вулканических нагорий, а также наличие на этих уровнях коры выветривания, возраст которой в бассейне Севана определяется, как киммерийский (Геология Армянской ССР, т. 1, 1962 г., С. П. Бальян). Соотношение поверхностей выравнивания и речных террас является также ключом к определению возраста уровней планации.

3. В связи со сказанным, в различных частях Кавказа устанавливаются следующие разновозрастные поверхности выравнивания: 1) средне-нижнечетвертичная; 2) нижнечетвертично-верхнеплиоценовая; 3) ряд верхнеплиоценовых поверхностей (нижнеапшеронская, среднеапшеронская, апшеронская нерасчлененная, акчагыльская, верхнеплиоценовая нерасчлененная; 4) среднеплиоценовая и нижнеплиоценовая поверхности (продуктивного века, киммерийская, меотическая, понтическая); 5) верхнеплиоценовая (верхнесарматская); 6) среднемиоценовая; 7) олигоценовая и палеогеновая поверхности.

Наиболее широко распространены верхнеплиоценовые и верхнеплиоценово-нижнечетвертичные поверхности. Наиболее древние поверхности выравнивания — олигоценовые и палеогеновые — сохранялись хуже других и поэтому распространены лишь фрагментарно в центральных участках внутренних хребтов Большого и Малого Кавказа; возраст их устанавливается предположительно. Миоценовые поверхности, занимающие также центральные участки хребтов Большого Кавказа, сохранились фрагментарно, а на Малом Кавказе имеют значительно большее распространение в водораздельных областях его внешних хребтов; формирование их продолжалось и в плиоцене, в связи с чем возраст регионально развитой поверхности выравнивания восточной части Малого Кавказа является среднемиоценово-плиоценовым. Следует отметить, что периоды развития этих поверхностей являются относительно короткими и нередко измеряются временем, соответствующим ярусам или их частям.

4. Поверхности воздымания Кавказа интенсивно деформированы новейшими тектоническими движениями, поэтому разновозрастные поверхности выравнивания нередко располагаются на различной высоте. Анализ распределения их высот показывает, что они фиксируют ряд осложненных продольными и поперечными разломами линейных сводовых и сводово-глыбовых структур на Большом Кавказе и серию антиклинальных, брахиантиклинальных и горстантиклинальных локальных поднятий и грабеновых и грабен-синклинальных опусканий на Малом Кавказе. В предгорных, периферических частях поверхностей выравнивания — моноклинально погружаются в межгорные и предгорные прогибы или образуют молодые складчатые хребты с линейными и брахиформными структурами. Особенно четко поверхности выравнивания выражены в пределах северо-западной и юго-восточной периклиналей Большого Кавказа, где они образуют «веера», подобные описанным в литературе террасовым веерам. Амплитуды поднятий поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа значительно больше, чем Северо-Западного, что видно, например, по положению среднеплиоценовых, нижнеплиоценовых поверхностей выравнивания

нивания; последние на Северо-Западном Кавказе располагаются на абсолютной высоте 300 — 400 м, а среднеплиоценовые поверхности на Юго-Восточном Кавказе на высоте 2800 — 3200 м. Число поверхностей выравнивания на Юго-Восточном Кавказе также больше, чем на Северо-Западном, что указывает на большое количество этапов неотектонических движений на Юго-Востоке Кавказа и на большую его тектоническую активность, чем на северо-западе этой горной области. Резкими различиями в отношении амплитуд новейших тектонических движений отличаются также Большой Кавказ, особенно в его Центральной части и Малый. В то время, как олигоценовые и палеогеновые поверхности Малого Кавказа подняты до 3000 — 3500 м, на Большом Кавказе палеогеновые и более молодые верхнемиоценовые плиоценовые поверхности находятся на абсолютных высотах 3000 — 4000 м и более. Дифференциальный характер новейших тектонических движений на Малом Кавказе иллюстрируется расположением на одной абсолютной высоте (2400 — 2800 м) олигоценовых поверхностей выравнивания и верхнеплиоценовых (продолжавших формироваться в конце акчагыла), выработанных в лавах. Наряду с пологими складчатыми деформациями, в ряде районов, прилегающих к межгорным и предгорным прогибам, и в областях вулканических нагорий, поверхности выравнивания нарушены разломами, причем амплитуда их смещения затухает от центра горного сооружения к периферии в связи с его консолидацией.

**Б. А. Антонов, М. А. Мусейбов, Б. А. Будагов**

#### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ**

1. Проблема поверхностей выравнивания является одной из важных проблем современной геоморфологии геосинклинальных и прочих мобильных областей поверхности земли. Изучение генезиса, возраста, морфологии и гипсометрии поверхностей выравнивания имеет большое значение при восстановлении основных этапов истории развития рельефа горных областей. Кроме того, оно дает весьма ценный материал для выявления интенсивности, форм и характера проявления неотектонических движений. Изучение поверхностей выравнивания имеет также немаловажное практическое значение при освоении горных стран.

2. Поверхности выравнивания пользуются широким распространением в Восточном Закавказье. В высокогорной зоне Большого и Малого Кавказа они встречаются фрагментарно, тогда как в среднегорном и низкогорном поясах отличаются

лучшей сохранностью. Характерным является их этажное — ступенчатое расположение.

3. В Азербайджанской части Большого Кавказа развиты восемь уровней поверхностей выравнивания: верхнемиоценовая — Шахдагская (4000 — 4200); верхнесарматская — Шахюрдская (3500 — 3600 м); нижнеплиоценовая — Салаватская (2800 — 3100 м); среднеплиоценовая — Кавдагская и Дюбрарская (2100 — 2400 м); верхнеплиоценовая — Тахтайлагская (1500 — 1600 м) и Чухурюртская (1200 — 1300 м); верхнеплиоцен — нижнечетвертичная — Шемахинская (600 — 800 м) и нижнесреднечетвертичная — Кобыстанская (300 — 500 м).

4. На северо-восточном склоне Малого Кавказа развиты следующие уровни поверхностей выравнивания: среднечетвертичная — нафталанская — 450—600 м, бакинская — 700 — 900 м, верхнеплиоценовые — Чардахлинская — 1000 — 1400 м и тертерская — 1600 — 1800, миоценовая — 2000 — 2200 м и олигоценовые — 2400 — 2800 и 3000 и 3600 м. Во внутренних и южных районах Малого Кавказа и на вулканическом нагорье также широко развиты поверхности выравнивания. Здесь разновозрастные поверхности значительно отличаются по высоте и разница для некоторых из них превышает 1000 — 1500 м.

5. В средней части Куринской впадины наблюдаются наиболее молодые поверхности выравнивания. Здесь установлены следующие их уровни: Хазарская-Караджа: 190 — 220 м, Дуздаг — 2500 — 270 м, западные районы 300 — 360 м и т. д.; бакинская Боздаг 380 — 400 м, Дашюз — 480 — 560 (600 м), Шираки — 570 — 700 м, Джейранчель — 420 — 480 м (520 м) и т. д.; верхнеплиоцен-нижнечетвертичная — Удабнинская — 750 — 900 м, Сигнахская — 800—1000 м. Древнее верхнеплиоценовых поверхности выравнивания в средней части Куринской впадины не встречаются.

6. Различные гипсометрические условия разновозрастных поверхностей выравнивания свидетельствуют о неодинаковом размахе тектонических движений в Восточном Закавказье. Гипсометрия, уклоны и расположение поверхностей выравнивания указывают, что Юго-Восточный Кавказ в неоген-четвертичное время испытывал сводовые поднятия, благодаря чему поверхности выравнивания значительно деформированы. Аналогичные условия геотектонического развития наблюдаются и в Юго-Восточной части Малого Кавказа. Однако здесь частная дифференция отдельных крупных тектонических элементов в целом преобладала над общими сводовыми поднятиями. В результате этого, в различных тектонических зонах Малого Кавказа, наблюдаются различные уровни и количество поверхностей выравнивания и часто разновозрастные их уровни в разных зонах имеют различные высоты.

7. В формировании поверхностей выравнивания принимали участие как морская, так и озерная абразия, боковая эрозия рек и другие денудационные агенты. По генезису могут быть выделены абразионные морские, абразионные озерные, абразионно-эрозионные, эрозионно-денудационные и др. поверхности выравнивания. Таким образом, поверхности выравнивания Восточного Закавказья являются полигенетическими образованиями.

8. Сравнительный анализ региональных поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа и северо-восточных склонов Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская зона) показывает, что в нижнем и среднем плиоцене Юго-Восточный Кавказ испытывал более интенсивные тектонические движения, и что за период с верхнего сармата до верхнего плиоцена размах поднятия в осевой зоне его (т. е. в своде) достигал цифр порядка 2000 — 2500 (до 2800 м) метров. Зона среднегорья северо-восточного склона Малого Кавказа за все это время испытывала весьма слабые поднятия и в целом представляла собою широкую низкогорную, предгорную холмисто-гористую страну, ограниченную с юга сравнительно высокой зоной средних гор. При этом осевая зона Большого Кавказа характеризовалась наличием высокого среднегорья, а Шахдагский и Мровдагский хребты наличием низкого среднегорья. Таким образом, северо-восточный склон по высоте значительно уступал Юго-Восточному Кавказу и эта разница приравнивалась почти современной гипсометрической разнице этих двух областей.

9. Верхнеплиоцен — антропогеновый этап развития в Восточном Закавказье характеризуется некоторой уравнишенностью тектонической активности обеих указанных областей, причем эта уравнишенность происходила не за счет ослабления темпов поднятий на Большом Кавказе, а наоборот, за счет значительного увеличения интенсивности поднятий на всем Малом Кавказе, внутренние зоны которого в этом отношении превзошли даже осевую зону Большого Кавказа.

10. Общий размах верхнеплиоцен-четвертичных поднятий на ЮВ Кавказа и СВ склоне М. Кавказа измеряется соответственно цифрами 1500 — 2000 и немногим более и около 1300 — 1800 м. Во внутренних зонах Малого Кавказа, видимо, эта цифра превышала 2500 метров (?).

11. В Пределах Куринской впадины отдельные зоны за верхнеплиоцен-антропоген испытывали поднятия в среднем на 1000 — 1200 м, а некоторые области испытывали интенсивное погружение, амплитуды которого за этот период достигают 3000 метров, немногим превышая эту цифру в наиболее интенсивно прогибающихся зонах.

12. Данные о поверхностях выравнивания соседних обла-

стей и других горных стран альпийской геосинклинальной зоны свидетельствуют о том, что верхнеплиоцен-антропогеновый этап развития геосинклинальной зоны характеризуется увеличением интенсивности и контрастности тектонических движений по всему геосинклинальному поясу.

### Н. А. Гвоздецкий

## КАРСТ КАВКАЗА В СОПОСТАВЛЕНИИ С КАРСТОМ ДРУГИХ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

1. Карст Кавказа отличается исключительным разнообразием условий и форм проявления в разных частях территории. Это разнообразие для горной области Большого Кавказа отражено нами в докторской диссертации (1946 и 1948 гг) и в кратких обобщениях со схемами районирования (1952, 1954, 1958). Последние могут быть теперь дополнены для восточной и юго-восточной частей Большого Кавказа по работам Д. А. Лиленберга (1959) и Н. К. Керимова (1953). Для характеристики наиболее интересных карстовых районов Западного Закавказья за последние годы много новых данных получено грузинскими исследователями (Л. И. Маруашвили, Ш. Я. Кипиани, З. К. Тинтилозов, К. Г. Мгеладзе и др.). Особенно важны материалы, характеризующие глубинные формы карста. Для гидрологической характеристики этих районов важные исследования выполнены Л. А. Владимировым.

Появились новые данные, характеризующие карст Предкавказья (В. Г. Гниловский, 1958), Малого Кавказа и отрогов Зангезурского хребта (Н. К. Керимов и др., 1955, Н. К. Керимов, 1957, 1959, 1960, 1961; М. А. Мусейбов, 1958, он же и М. М. Гусейнов, 1961).

2. По расположению карстовых областей, приуроченных главным образом к известняковым передовым хребтам, окаймляющим ледниковое высокогорье, Большой Кавказ очень напоминает Альпы, что нами уже отмечалось в одной из предыдущих работ (1958). Среди горных систем и областей СССР могут быть найдены аналоги только отдельным карстовым районам и типам карста Кавказа.

3. Наиболее интенсивным развитием карста отличаются районы известняковых хребтов Западной Грузии, лежащие в верхней части горно-лесной высотной зоны. Как показали наши наблюдения 1962 г. на Накеральском плато в юго-западной части Рачинского хребта, здесь химическим путем денудирована громадная часть объема горной породы, образующей этот известняковый массив. Огромные котловины имеют на дне и

склонах котловины второго порядка, в них — очень крупные и глубокие воронки. Оголенная поверхность известняка, прикрытая однако густым кустарником (в том числе вечнозеленым) и подростом деревьев, вся изъедена коррозией и превращена буквально в кружево, к тому же «объемное», так как карровые борозды переходят под самой поверхностью в систему разработанных по трещинам подземных ходов.

Этот карст не имеет себе аналогов среди других районов СССР. Нужно определить количество агрессивной углекислоты в просачивающихся в известняковую толщу водах. Вероятно оно очень велико и в какой-то мере может быть приближается к тому, которое наблюдается в районах тропического карста (Д. С. Соколов, 1962, стр. 237).

4. Районы голого карста горно-луговой высотной зоны отличаются от восточносредиземноморского голого карста Горного Крыма еще большим, чем там, участием в развитии карста талых снеговых вод, проявлением морозно-нивационных процессов и наличием карстовых процессов и форм на древнеледниковые формы. Можно отметить известную аналогию этих районов с наиболее высоко расположенными карстовыми участками хребта Петра Первого, например, у перевала Куляе (Гвоздецкий, 1960), но там карст развивается в столь же высотных, но более континентальных условиях.

5. Для карстовых районов Восточного Кавказа можно отметить известную аналогию в условиях развития карста и формах с средневысотными районами континентальных среднеазиатских хребтов (Каратау, передовые цепи Туркестанского и Алайского хребтов в южном обрамлении Ферганской долины), о чем нами уже писалось в ряде предыдущих работ (1954 и др.).

6. Тип гипсового горного карста, распространенный в западной части северного склона Большого Кавказа, встречается кроме Кавказа на хр. Петра Первого и у северного подножья Заалайского хребта. Здесь налицо многие черты сходства, но есть и отличия. Со среднеазиатским гипсовым горным карстом по личным наблюдениям нами сопоставляется карст в титонских гипсах Скалистого хребта к северу и северо-востоку от плато Б. Бермамыт.

7. Некоторым районам и типам карста Кавказа, весьма специфичным, трудно подыскать аналогов в других горных странах СССР. Иные носят переходные черты к типам карста платформенных областей.

8. Сопоставление районов и типов кавказского карста с другими районами помогает раскрыть специфику карстообразования в разных физико-географических провинциях и районах Кавказа.

СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ИЗВЕСТНЯКОВО-КАРСТОВОЙ  
ОБЛАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА Б. КАВКАЗА

(В пределах Западной Грузии)

1. Известняково-карстовая область южного склона Б. Кавказа протягивается непрерывной полосой через всю Западную Грузию, от окрестности оз. Эрцо (восточный рубеж) до р. Псоу (западный рубеж) и подразделяется транзитными речными ущельями (Бзыбь, Ингури, Цхенис-Цкали и др.) на обособленные массивы, поднимающиеся над уровнем моря от 0—500 м до 1600—2800 м.

2. Весьма интересные данные, касающиеся вопросов районирования известняково-карстовой области, содержатся в специальных работах Н. А. Гвоздецкого и Л. И. Маруашвили, а также в обобщающих трудах А. Н. Джавахишвили, Б. Ф. Добрынина, И. С. Щукина, С. С. Кузнецова, А. Л. Рейнгарда и др.

3. Основные спелеологические черты известняковой области определяются геологическим строением и морфологическим обликом отдельных массивов, их положением в различных тектонических и гипсометрических зонах, обеспеченностью атмосферными осадками и распределением их по сезонам и пр.

4. Единую по происхождению и развитию известняковую область, в геосинклинальной полосе, целесообразно разделить, прежде всего на две, отличающиеся друг от друга, спелеологические подобласти:

А. Подобласть средне- и высокогорных известняковых массивов, в которых особый район составляет а) гребневые части массива Арабики и Бзыбского хребта — классические районы голого карста, носящие явные следы четвертичного оледенения.

Б. Подобласть низких и предгорных известняковых массивов, в которых выделяются б) кластокарстовый район Центрального Одиши и в) район Дурипшского плато, сложенного исключительно из известняковых конгломератов нижнечетвертичного времени.

5. Общим для первой подобласти, совпадающим с зоной интенсивных неотектонических движений, является наличие мощных карстующихся пород, господство форм, связанных с зоной вертикального движения карстовых вод — шахт, пропастей, нисходящих пещер, носящих явные следы полициклического развития и являющихся «мертвыми» системами (в пределах исследованных горизонтов), недоразвитая ярусность, слабое развитие карстовых отложений (особенно химических), наличие офирнованных снежных масс и пещерных ледников, значительная глубина гидродинамических карстовых вод,

сезонная неравномерность в процессах закарстования и исключительная роль талых снеговых вод в карстообразовании, господствующие в высокогорных полостях низкие температуры воздуха (1,2 — 3°) и крайне неблагоприятные экологические условия определяют их чрезвычайную бедность живыми организмами.

Наиболее интересным спелеологическим объектом в данной подобласти является пропасть им. Вахушти Багратиони — самая глубокая (307 м) из исследованных пещер Советского Союза.

6. Общим для низких и предгорных массивов, совпадающим с зоной малоинтенсивных позднекайнозойских движений, является наличие сравнительно маломощных карбонатных толщ, господство форм, связанных с зоной горизонтального движения карстовых вод — горизонтальных «активных» пещер, формирование которых тесно связано с этапами развития речных долин, эрозионных и морских террас. В подобласти встречаются и нисходящие пещеры — подрусловые пустоты, шахты и пропасти, хотя их количество незначительно.

В отличие от предыдущей подобласти для здешних пещер характерны разработанные полости, меандрирования ходов и четко выраженная ярусность, свидетельствующая о чередовании эпохи господства восходящих движений с эпохами замедления темпа или их покоя; причем этажность бывает разного характера.

Пещерные отложения представлены разными генетическими типами (химические, механические, органогенные, культурные).

Пещеры заложены в системах трещин в направлении падения и простираения известняковых пластов; в большинстве их протекают многоводные реки; обильные атмосферные осадки, распределенные по сезонам более или менее равномерно, способствуют интенсивному развитию пещер во все время года.

Весьма интересным объектом в подобласти является частично обследованная Анакопийская пропасть, состоящая из сложного чередования вертикальных ходов и огромных горизонтальных галерей.

7. Карстовая область южного склона Б. Кавказа — интересный район в гидрогеологическом отношении. В высокогорных массивах отчетливо выражены гидродинамические зоны карстовых вод.

Сосредоточение и разгрузка рассредоточенных в верхней части многочисленных потоков происходит в периферических частях, в виде мощных наземных и подводных вклюдозов (Мчиш, Речхи, Олори, Тоби и др.) и «подвешенных» рек (Келасури, Ахалшени и др.).

На современном этапе развития, грунтовые воды не образуют сплошного водоносного горизонта с общей уровенной поверхностью, в большинстве случаев они выбиваются на разных гипсометрических уровнях и тем самым создают сеть обособленных гидрогеологических систем.

8. Микроклиматические особенности пещер определяются гипсометрическим фактором, а также формой полостей. В исследованных подобластях встречаются статические, статодинамические и динамические пещеры. Господствующие в предгорных и низкогорных полостях сравнительно высокие температуры воздуха (10—13,5°), а также другие благоприятные экологические условия способствуют обитаемости этих пещер живыми, эндемичными организмами, среди которых встречаются ракообразные (36 видов), паукообразные (15 видов) моллюски (11 видов) и др.

9. Нижним возрастным пределом пещерообразования следует считать нижний плиоцен, а верхним пределом — нижне- и частично среднечетвертичное время.

### Д. В. Церетели

#### К ВОПРОСУ О ЧЕТВЕРТИЧНОМ ОЛЕДЕНЕНИИ КАВКАЗА

1. Со времени первого исследователя ледниковых отложений Кавказа Г. Абиха вопрос о кратности и мощности оледенения на Кавказе остается спорным и требует уточнения.

Первые попытки выделения на Кавказе нескольких ледниковых эпох, совпадающих с альпийской схемой Пенка и Брюкнера, принадлежат А. Л. Рейнгарду, В. П. Ренгартену, Л. А. Варданянцу, К. Н. Паффенгольцу и др., которые сделали это на основе изучения ледниковых отложений на различных территориях Кавказа. Однако, ряд исследователей в последнее время не считает правильным перенесение альпийской схемы оледенения на Кавказ, считая, что в пределах этой горной системы достоверно сохранились следы только двух ледниковых эпох, соответствующих апшеронскому времени и вюрмской ледниковой эпохе в Альпах (хвалынское время).

2. Анализ накопленного за последнее десятилетие фактического материала указывает на то, что на Кавказе сохранились следы трех ледниковых эпох в плейстоцене и возможно в верхнем плиоцене.

3. За гюнцские ледниковые отложения А. Л. Рейнгард принимал конгломераты Кусарской наклонной равнины, Кабардинского хребта и Хумари на Кубани. По его мнению следы гюнцкого оледенения встречаются также в долинах Ассы,

Терека и в Душетском районе (галечники горы Гургала). Однако геологическое строение упомянутых отложений не дает полной уверенности в отношении их ледникового происхождения. В последнее время Е. Е. Милановским были описаны морены, залегающие под лавовым потоком на водоразделе рр. Черека и Чегема и отнесены им к верхнему плиоцену — т. е. к гюнцской эпохе.

На левобережье р. Махар (верхняя часть бассейна р. Кубани) нами были описаны моренные валуны, залегающие на палеозойских песчаниках на 500 м выше вюрмской морены. Они также условно датируются гюнцским временем.

Скудность фактического материала не позволяет достоверно установить наличие собственно моренного материала гюнцской эпохи. Для окончательного решения вопроса существования на Кавказе ледниковой эпохи в верхнем плиоцене требуются дополнительные исследования.

4. Следы древнего оледенения наблюдаются на южном склоне Главного Кавказского хребта, на относительно выровненных поверхностях водоразделов в верховьях долин рр. Чанчахи и Риони (хребты Домбура, Мелиаси, Тбилиса и др.), а также в верховьях р. Ингури по водоразделам между ледниковыми бассейнами Шхара, Халдэ, Адиши, Загар и выше сел. Латали на 450 — 580 м выше современного уреза реки. На тех же относительных отметках остатки древних морен встречаются в бассейнах рр. Гвандра и Сакени. Характер морены, ее гипсометрическое положение относительно отложений последнего оледенения позволяет отнести сохранившиеся фрагменты к миндельской ледниковой эпохе.

Следы миндельского оледенения отмечаются на северном склоне Главного Кавказского хребта в долинах Терека, Баксана, Черека и Кубани (А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц, П. В. Ковалев, Д. В. Церетели и др.).

5. Остатки морен рисской ледниковой эпохи сохранились по долинам рр. Риони, Ингури, Кодори, Амткели, Мзымта на 250 — 300 м выше современного уреза рек и, соответственно на 200 — 250 м выше вюрмских морен. Район распространения ледниковых отложений рисской эпохи по долинам названных рек, совпадает или же несколько превышает ареал максимального распространения вюрмских ледниковых отложений.

Абсолютная высота остатков рисских ледниковых отложений варьирует от 1000 м (долина р. Кодори) до 1400 — 1700 м (Центральная часть Южного склона Б. Кавказа).

6. Морены последней ледниковой эпохи на Кавказе, как правило, имеют хорошую сохранность и широкое распространение. Отложения стадии максимального распространения вюрмских ледников в Западной части Кавказа встречаются на

абсолютных высотах от 630 до 720 м (Мзымта, Кодори, Ненс-кра).

В центральной части Кавказа абсолютные отметки максимального распространения вюрмских ледников повышаются. На южном склоне конечные морены спускаются до высоты 900 — 1100 м (Ингури, Риони), а восточные от 1550 до 1800 и даже 2000 м (Джеджора, Самкурисцкали, Пирикитская Алазани). На северных склонах Главного Кавказского хребта абсолютные отметки максимальной стадии вюрма лежат в пределах 900 — 1200 м.

На Южно-Кавказском нагорье следы последнего оледенения наблюдаются на вершинах горных сооружений выше чем на 2000 м над уровнем моря. По данным одних исследователей ледники вюрмской эпохи не спускаются ниже 2200 м\* (Л. И. Маруашвили, Н. В. Думитрашко и др.), а по другим данным, на Южном вулканическом нагорье и в складчатой зоне Антикавказа, вюрмские морены встречаются на абсолютных высотах 1300 — 1500 м (П. Д. Гамкрелидзе, Н. А. Канделаки, П. В. Желтов и др.). Следы довюрмского оледенения отмечаются на Ахманганском нагорье и на Арагаце (К. Н. Паффенгольц, Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян и др.):

7. На основе установления максимального распространения конечных морен последнего оледенения можно определить депрессию снеговой границы для вюрмской ледниковой эпохи на Кавказе. В соответствии с подсчетом по методу Гефера границы вечных снегов в вюрмское время на Южном склоне Главного Кавказского хребта в его западной части лежат на 1875 — 1900 м, в центральной части на 2000 — 2200 (местами повышаясь почти до 2500 м), а в восточной части, на 2600 — 2800 м (Шахдаг).

8. Почти по всем главным долинам рек морены разных ледниковых эпох хорошо увязываются с флювиогляциальными террасами до их выхода на предгорные равнины в области относительных и абсолютных погружений. Система порядкового расположения террас дает возможность их сопоставления с одной стороны с морскими террасами, а с другой с ледниковыми отложениями.

9. Существующий фактический материал позволяет предполагать, что оледенение на Кавказе значительно уступало по мощности оледенению Альп.

Однако снижение снеговой границы от 800 до 1000 м относительно современной, не могло не вызвать соответственного снижения границ вертикальных ландшафтных зон. Доказательством этому могут служить остатки пыльцы травянистой растительности в озерных междуледниковых отложениях окрестностей Местия и отсутствие представителей древесных пород в зоне распространения современного хвойного и смешанного

леса. Тем не менее все же можно считать установленным, что горнодолинное оледенение на Кавказе не оказало влияния на коренное изменение флоры.

10. Остатки ископаемой фауны палеолитических стоянок дают косвенные указания на климатические условия ледниковых и межледниковых эпох.

Существенное влияние на изменение климата вместе с тем на характер флоры и фауны оказало не горное, а континентальное оледенение равнины.

11. На основе анализа существующих материалов можно допустить, что на Кавказе имеются достоверные следы трех ледниковых эпох плейстоценового времени, разделенных двумя межледниковыми эпохами. Кроме того, имеются признаки позволяющие предполагать наличие оледенения в верхнем плиоцене, имевшего, по-видимому, локальный характер.

## П. В. Ковалев

### ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

1. Оледенение Кавказа являлось и является функцией трех основных факторов: изменений климата, неотектонических движений, геоморфологического развития. Сочетания этих факторов непрерывно меняются в пространстве и во времени, чем обуславливаются различия в развитии оледенения разных районов. В отдельные этапы развития оледенения каждый из трех главных факторов может становиться ведущим в отношении влияния на оледенение. Изменения названных факторов происходят ритмично, но их ритмы различаются и по амплитуде, и по длине волны как во времени, так и в пространстве, в связи с чем и ритмичность развития оледенения в разных районах Кавказа неодинакова.

2. Одним из проявлений ритмичности оледенения являются конечные стадияльные морены — геологические фиксаторы динамики ледников. В связи с вышеизложенным ясно, что количество стадияльных конечных морен в разных районах и долинах Кавказа не может быть одинаковым. Этот логический вывод подтверждается результатами фактического картирования конечных морен: в разных долинах Кавказа устанавливается неодинаковое количество морен.

3. Ледниковые и межледниковые эпохи в разных частях Кавказа и Русской равнины были, в общем, синхронными. Однако, эта синхронность была не полной и характеризовалась значительным сдвигом фаз оледенения. Сдвигались границы ледниковых и межледниковых эпох, изменялась их относительная величина, изменялось количество стадий оледенения, а на

крайних участках горной страны (особенно в Восточном Кавказе, для которого характерно высокое положение снеговой границы), вероятно, и количество ледниковых эпох, в связи с тем, что там к моменту климатического оптимума оледенения оно не могло проявиться, так как рельеф для этого был еще недостаточно высок.

4. Климатические элементы холодных эпох, вызвавшие оледенение Русской равнины, в южном направлении значительно уменьшали свое значение и на широте Кавказа не могли создать условий для образования ледников не только на равнинах, но и в предгорьях. Депрессия снеговой границы в верхнечетвертичное время составляла не менее 800 — 850 м (по другим данным до 1200 м). В среднечетвертичное и нижнечетвертичное время она была больше.

5. При такой депрессии снеговой границы лишь наличие на Кавказе достаточно высокого рельефа создало возможность для появления здесь оледенения. Поскольку четвертичные тектонические движения, создававшие четвертичный высокогорный рельеф Кавказа, по всей вероятности, не совпадали, или не полностью совпадали с климатическими депрессиями, обуславливающими оледенения Русской равнины, то ясно, что должен был иметь место сдвиг фаз ледниковых эпох Русской равнины и Кавказа. Четвертичные тектонические движения Большого Кавказа происходили неравномерно во времени и пространстве, что являлось одним из основных факторов, обуславливающих неравномерность оледенения. Чем выше поднимались горы над снеговой границей в результате тектонических движений, т. е. чем больше была «положительная разность оледенения» (С. В. Калесник), тем лучше условия для оледенения создавались. Увеличение вертикального экрана способствовало увеличению количества выпадающих осадков, образующихся при восходящих токах воздуха.

6. Большое значение как фактор оледенения имеет величина площади гор, находящейся выше снеговой границы, зависящая от геоморфологических условий. При одной и той же высоте снеговой границы длина ледниковых языков может значительно различаться в зависимости от величины площади питания. Это обстоятельство до сих пор недостаточно учитывалось при изучении древних оледенений, площади питания которых могли увеличиваться при соответствующей депрессии снеговой границы в десятки раз, по сравнению с современными, и обуславливать значительное увеличение площадей абляции ледников.

7. В Центральном Кавказе устанавливаются три ледниковые эпохи: нижнечетвертичная, среднечетвертичная и верхнечетвертичная. Особенно значительных размеров достигало

нижне- и среднечетвертичное оледенение на северном склоне Центрального Кавказа, где оно, по всей вероятности, в нижне-четвертичное время было покровным и выходило далеко на предгорную равнину, доходя до современного Терского хребта. К востоку и западу от Центрального Кавказа размеры оледенения значительно убывали. Имеются данные о двуфазности последнего оледенения.

8. На южном склоне Большого Кавказа, в связи с незначительной высотой Водораздельного хребта и малой шириной высокогорий южного склона, оледенение, за исключением бассейна Ингури и, в меньшей степени, Кодори, было небольшим.

9. Климат северного склона Кавказа, по крайней мере во время максимального развития оледенения ледниковых эпох, был холодный и сухой, о чем свидетельствует отложение лесовидных пород, следы исчезнувшей вечной мерзлоты, данные пылевого анализа четвертичных отложений. Колебания климата в четвертичное время в Закавказье характеризовались значительно меньшей амплитудой, чем на Северном Кавказе. В Колхиде и Ленкорани колебания климата не выходили из границ, обуславливающих красноземножелтоземный процесс почвообразования.

10. Имеющиеся палеогеографические материалы (литологические, палеоботанические, палеозоологические, биогеографические, палеопедологические и археологические), по нашему мнению, подтверждают историю развития оледенения Большого Кавказа в четвертичный период, восстанавливаемую по геоморфологическим данным, или не противоречат ей.

## Г. К. Тушинский

### ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВ КАВКАЗА В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

(Архызский перерыв в оледенении — III—X в. н. э.)

1. Большинство современных ледников Кавказа не являются остатками древнего оледенения, а возникли после Архызского перерыва в XIII — XIV веках.

2. Анализ геоморфологических, стратиграфических и археологических данных по районам Архыза, Теберды, Приэльбрусья позволяет установить абсолютный возраст архызского перерыва, времени излияния андезито-дацитов на Эльбрусе и установить большую молодость последних излияний Эльбруса (начало н. э. — XV век н. э.). Поэтому Эльбрус следует считать еще не потухшим вулканом и предпринимать поиски бассейнов термальных вод.

3. Сопоставление данных, полученных на Кавказе с материалами по Европейскому сектору Арктики (о-в Викторин), Алтаю, Сунтар-Хаяте и Чукотке свидетельствуют о том, что Архызский перерыв проявился как во многих горно-ледниковых районах СССР, так и в Советском секторе Арктики.

4. Анализ карты положения изоляций поверхности «365 дней» (авторы Г. К. Тушинский и Н. М. Малиновский) над горными районами СССР свидетельствует о том, что современное горное оледенение существует значительно ниже, чем уровень климатической снеговой границы (нижняя граница хионосферы).

Таким образом, для возникновения и существования горных ледников не обязательно проникновение горных массивов в пределы хионосферы или климатической снеговой линии. Горные ледники существуют не благодаря, а несмотря и вопреки понятию «хионосфера».

Ледники существуют за счет большой концентрации метелевого и лавинного снега на 600 — 1500 м ниже, чем уровень, где снег может залегать 365 дней в году. В большинстве случаев снеговая линия на ледниках в горах лежит на высоте, где на скальных поверхностях снег может сохраниться лишь 220 — 300 дней в году.

5. Динамика современных ледников в значительной мере зависит (по И. В. Буту) от планетарных особенностей общей циркуляции атмосферы, определяемых характерным для сезонов расположением фронтальных зон и условий циклонической деятельности в них.

Для динамики ледников и их существования имеют огромное значение поля ветра, сильно возмущенные рельефом, вызывающие перенос снега и его перераспределение по площади, а следовательно, и большую концентрацию его в благоприятных для возникновения ледников условиях рельефа.

### **Б. А. Антонов**

#### **ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ТУРЦИИ И ИРАНА**

1. Геоморфологическими исследованиями в Армении (Н. В. Думитрашко, А. Т. Асланян, С. М. Бальян, А. А. Габриэлян, Л. Н. Зограбян, Е. А. Нефедьева, Н. М. Казакова, Е. Е. Милановский и др.), на юге Грузии (Л. И. Маруашвили, Б. А. Клоповотский, Н. Е. Астахов и др.) и в азербайджанской части

Малого Кавказа (Н. В. Думитрашко, Э. Ш. Шихалибейли, Б. А. Антонов, М. А. Абасов), проведенными за последние годы, собран большой фактический материал по древнему оледенению юго-восточной части Малого Кавказа.

2. На основании имеющихся фактических данных (флювиогляциальные галечники подножий, подстилающиеся и перекрывающиеся лавами моренные отложения, кары, трог, морены) в пределах юго-восточной части Малого Кавказа устанавливаются следы верхнеплиоценового, среднечетвертичного и верхнечетвертичного оледенений.

3. Наиболее отчетливо сохранились следы верхнечетвертичного оледенения, которое было карово-долинным, оно характеризовалось 5 — 8 стадиями отступления и депрессий снеговой границы (по Л. И. Маруашвили, 1956) в 600 — 800 м.

4. Данные о древнем оледенении прилегающих территорий Турции и Ирана весьма скудны. Оледенение Восточно-Понтийского хребта более или менее полно освещено в работе С. Эринджа, вышедшей, по-видимому, в послевоенные годы (год издания книги С. Эринджа на обложке и титульном листе не указан). Приведенные С. Эринджем сведения, касающиеся высоты развития каров и залегания конечных морен, протяженности троговых долин и др., полностью увязываются с аналогичными данными по оледенению юго-восточной части Малого Кавказа, что позволяет сделать вывод о принадлежности оледенения Понтида и Малого Кавказа к единому циклу, относящемуся по возрасту к вьюрму альпийской схемы.

Следы древнего оледенения в массиве Эльбурса описаны Н. Бобеком. Так же как и в Понтидах формы древнего оледенения Эльбурса (кары, трог, морены) по своим морфологическим, гипсометрическим и другим особенностям близки к известным формам верхнечетвертичного оледенения в пределах юго-восточной части Малого Кавказа.

Наличие в Северном Иране аллювиально-пролювиальных вулканогенных грубообломочных отложений, залегающих на морском акчагыле и приуроченных к подножиям высоких вершин гор, может по аналогии с Малым Кавказом, указывать на вероятность и верхнеплиоценового оледенения наиболее высоких гор Северного Ирана и, по-видимому, Северо-Восточной Анатолии.

5. Изучение следов древнего оледенения в пределах юго-восточной части Малого Кавказа и сопоставление их с известными в литературе данными по оледенению сопредельных с юга стран убеждает в наличии общих для них основных этапов развития рельефа.

СЛЕДЫ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ В БАССЕЙНЕ  
РЕКИ КОДОРИ

1. Изучение древних оледенений, являвшихся одним из основных периодически действующих факторов ландшафтообразования, имеет первостепенное значение для антропогеновой палеогеографии и статиграфии.

2. Сведения о следах оледенений в бассейне р. Кодори имеются в работах Н. Я. Динника, С. С. Кузнецова и других. Более подробно они изучались А. Л. Рейнгардом, Л. И. Маруашвили, Д. В. Церетели, А. Р. Гентер и П. В. Федоровым, однако до настоящего времени в литературе существуют крайне противоречивые данные о количестве проявившихся здесь оледенений и нижней границе их распространения.

3. В верхнем течении Кодори нами описаны ледниковые отложения и формы рельефа по рекам Гвандре, Клычу, Сакени, Хецкваре, Чхалте и другим. Явно выраженные четыре фазы последнего оледенения связываются с 40, 20, 10 и 5-метровыми террасами этих рек, а следы отмеченных здесь двух более древних оледенений с более высокими террасами.

4. Изучение геолого-геоморфологических условий грота — Хупынипшахва (Холодный грот), в котором при археологических раскопках 1960 — 1961 годов обнаружены культурные остатки человека, датируемые интервалом от конца верхнего палеолита до позднего мезолита, позволило сопоставить следы последнего оледенения с речными отложениями среднего течения р. Кодори и с верхнеантропогеновыми бассейнами Черноморской впадины.

5. В среднем течении Кодори, по долинам рек Амткели и Джампала, в районе селения Цебельды устанавливаются следы двух оледенений, условно названных нами джампальским (более раннее) и цебельдинским. Основанием для отложений первого из них является 110-метровая терраса долины р. Амткели, а второго 4-метровая терраса той же долины с цоколем из коренных пород (известняков).

6. На поверхности морены цебельдинского оледенения нами сделаны археологические находки, свидетельствующие, что это оледенение окончилось ко времени позднего мустье, после чего данный район непосредственному оледенению больше не подвергался.

7. В области холмистых предгорий ниже выхода р. Кодори из известнякового ущелья джампальскому оледенению, по всей вероятности, соответствует 80-метровая речная терраса, а цебельдинскому 55-метровая. С приближением к берегу моря обе эти террасы погружаются под более поздние аллюви-

альные накопления р. Кодори, а соответствующие им морские террасы находятся ниже уровня Черного моря.

8. В бассейне р. Кодори достоверно устанавливаются следы трех оледенений. Наименьшая абсолютная высота их распространения составляет для самого древнего (джампальского) в ущелье р. Джампала 800 м, а по выходе его в долину Амткели 350 м, для цебельдинского в ущелье Джампала 500 м, а по выходе в долину р. Амткели 250 м, для последнего оледенения названного нами Клычским, по р. Хецкваре у селения Генцвиши на правом берегу — 680 м, а в устье р. Чхалты 500 м.

9. Антропогенные оледенения в бассейне р. Кодори имели более значительное распространение чем это допускается в ряде работ последних лет и, следовательно, могли оказывать более существенное влияние на ландшафты юго-западных склонов Кавказиони, что в частности, подтверждается находкой в отложениях дзегутского торфяника близ г. Сухуми древесных остатков на высоте менее 100 м над уровнем моря.

#### А. М. Фокин

### СОВРЕМЕННЫЕ ГОРНОСКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В МОЛОДЫХ ГОРНЫХ СТРАНАХ НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА

1. В молодых горных странах горносклоновые процессы обладают повышенной динамикой, в связи с чем при их изучении внимание направляется на динамические факторы, и формы рассматриваются как стадии развития и предпосылки дальнейших изменений.

2. Изучение горных склонов, стоящее на пути превращения в склоноведение, питается материалами и концепциями а) динамической геоморфологии, б) четвертичной геологии, в) особенности геологии голоцена, г) инженерной геологии и г) геохимии коры выветривания, склоновых покровов и почв.

3. Региональная горносклоновая специфика Кавказа определяется а) литохимической зональностью денудированных пород, б) своеобразием сейсмостектонической зональности, в) сочетанием гумидных и семиаридных зон и г) особенностями вертикальных морфолого-климатических зон, определяющими динамику гравитационных смещений.

4. Горносклоновая динамика выражается в перманентном сочетании процессов денудации и транзитной аккумуляции, захватывающем склон хребта в целом от водораздельных гребней до шлейфов конусов выноса на предгорных равнинах. На Горном Кавказе выделяются в нисходящем порядке денуда-

ционно-аккумулятивные области а) гребней и высокогорных пенепленов, б) уступчато-ступенчатых склонов, в) подножий с молассами, г) межгорных котловин и долин и д) морских побережий.

5. Обнаженность уступов в разных вертикальных зонах подвергается непрерывным изменениям, в связи с чем существо процесса точнее характеризуется названием — обнажаемость. В условиях Горного Кавказа началами, направляющими выветривание пород и отчленение выветрелого материала служат а) физико-химические преобразования обнаженных поверхностей, б) открытая и захороненная лавами или обломочным покровом кора выветривания, и в) режим зон разлома и тектонических трещин с приуроченными к ним глубинными восходящими источниками и газовыми эманациями.

6. По характеру движущих сил гравитационный транспорт относится к а) криосмещениям (глетчеры, снег, солифлюкция), б) гидросмещениям, бывающими поверхностными (эрозия, смыв), приповерхностными (оползни) и глубинными (карст, отложения минеральных источников), в) эоловым (ветровая эрозия) и г) сейсмогравитационным смещениям (обвалы, стряхивание осыпей).

7. Динамика образования и расхода рыхлых горносклоновых покровов определяется в первую очередь морфологией склонов и особенностями изменчивого микрорельефа, в соответствии с которыми намечаются пути транзита. Плоскостной смыв фактически является ветвящимся тонкоструйчатым, производящим первичную скульптурную обработку скальных поверхностей, на которых одновременно закладываются поперечные подпорные стенки для задержания смещаемого материала и трассы линейной эрозии. Типична раковинная обработка скальных гребней с мигрирующими цирками, в связи с передвижением осей которых меняют русла сезонные и постоянные водотоки, что в конечном счете ведет к изменениям в масштабе до мезорельефа. Это явление наиболее отчетливо выражено на отрогах южного склона Большого Кавказа и находится в зависимости от экспозиции склонов.

8. Механический состав смещаемого обломочного материала подчинен литологическим свойствам пород, их тектонической и экзогенной трещиноватости и комплексам условий, характеризующим вертикальные зоны. В нивально-скальной зоне он находится в коллювиальной фазе, причем перетертые мелкие частицы выносятся ветром и загрязняют снежные поля. Стремительные потоки талых вод не производят сортировки. Начиная с подгребневых ступеней на всех пологих поверхностях нарастают моренные, обвальные и древнеаллювиальные скопления, в которых обломочный скелет погружен в хрящевые суглинки. В среднегорье периметр обнажений сокра-

щается и склоны облегчаются делювием, образовавшимся за счет сноса обломков с ближайших обнажений, а материал более дальнего переноса сосредотачивается в тальвегах ущелий. В перераспределении покровных отложений на склонах участвуют оползни. Предгорья характеризуются пролювиальными выносами с преобладанием мелког материала.

Представления о водопроницаемости обломочных чехлов, цементруемых глинистыми частицами и продуктами осаждения карбонатных и железистых вод, за последнее время пополнились данными, полученными при изучении механических и солевых ореолов рассеяния рудных элементов.

9. Самостоятельной проблемой является изучение биодинамики склонов. По ней работают почвоведы и геоботаники, ведущие на Кавказе исследования горных пастбищ. Деревья служат реперами подвижности делювия на склонах и данные лесоводов позволяют определять ее в показателях абсолютного времени.

10. Обломочный покров перманентно перераспределяется в гравитационном порядке сверху вниз по склонам. Текущие поступления его из обнажений в настоящее время составляют малую долю в общей покровной массе, причем в том же гравитационном направлении роль его последовательно уменьшается. Отложения верхней террасы в результате размыва перемещаются на ближайшую террасовую ступень, где размываются в свою очередь и переотлагаются на нижнюю. Материал размываемых морен поступает с высоких склонов в тальвеги ущелий и частично задерживается по пути. Оползневые скопления среднегорья смываются и питают аллювий боковых и магистральных ущелий. Лавовые запруды, преграждая пути выноса, служат причиной образования мощных обломочных разрезов. Грандиозными резервами являются молассы вдоль подножий, от широкой каймы которых, размывающейся в течение верхнего плиоцена-антропогена, уцелели лишь останцы. Шурфы на склонах устанавливают признаки весьма длительной задержки обломочного материала на ступенях, особенно имеющих наклон внутрь склона. При длительных задержках продукты транзитной аккумуляции подвергаются химическим и гипергенным преобразованиям, оказывающим влияние на локальные геохимические обстановки. Сбрасывать со счета влияние геохимического фактора на мобильность обломочных склоновых покровов было бы неправильно.

11. Прогрессивно растущее вмешательство человека в жизнь горных склонов Кавказа проявляется в новых формах, начинающих перерастать масштабы микрорельефа, и становится фактором первостепенного значения.

12. В горносклоновой динамике Кавказа с несомненностью

намечается определенная ритмика, по-видимому, двойного порядка — эндогенная и экзогенная, действующая синхронно и разнофазно. В отношении экзогенной ритмики можно с уверенностью сказать, что она не соответствует климатической, установленной на Альпах Брюкнером. Естественно предположить, не исключая планетарный, региональный характер ритмов жизни молодых горных сооружений, находящихся чуткое выражение в динамике горносклоновых процессов.

С. К. Горелов

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

1. Характерной особенностью рельефа Центрального Предкавказья является крупная ступенчатость поверхности междуречных пространств и наличие сложно построенного комплекса флювиальных форм. В сообщении излагаются основные результаты геоморфологических и структурно-геоморфологических исследований, проводившихся автором на указанной территории в 1956 — 1959 гг. В качестве основных выводов этих исследований намечаются: 1) вывод о сложном полигенном происхождении и третичном (верхний сармат, понт, акчагыл) возрасте междуречных ступеней рельефа; 2) о верхнеплиоценовом (апшерон) возрасте наиболее высоких речных террас и некоторые другие.

2. Изучение рельефа и неотектоники Центрального Предкавказья представляет большой интерес как пограничной с молодой (альпийской) геосинклиналью платформенной территории. В результате проведенных исследований намечаются выводы: 1) об усилении степени неотектонической активности (поднятия) локальных структур в направлении Большого Кавказа; 2) о дифференциации плиоцен-четвертичных движений отдельных структур эпигерцинской платформы в связи с особенностями тектонической структуры и другие.

Сравнительный анализ результатов геолого-геофизических и геоморфологических исследований позволяет конкретно оценить значение рельефа и неотектоники Предкавказья для познания геологического строения отдельных районов этой территории.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ СЕВЕРО-  
ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Северо-Западный Кавказ долгое время не привлекал к себе внимание исследователей и практически оставался белым пятном на геоморфологической карте Кавказа. Лишь в последние годы начинают выясняться геоморфологическое строение и особенности развития рельефа этой области.

В настоящем сообщении рассматриваются три основные проблемы геоморфологии Северо-Западного Кавказа:

I. Соотношения элементов рельефа  
с тектоническими структурами

1. Северо-Западный Кавказ соответствует области погружения мегантиклинория Б. Кавказа.

2. Как современный рельеф области, так и история его развития во многом определяются, во-первых, планом расположения продольно ориентированных структурно-литологических комплексов (структурно-фациальных зон), во-вторых, существованием крупных поперечных разломов. Последние не только служат границами между различными типами рельефа, но и разбивают все горное сооружение Северо-Западного Кавказа на ряд поперечных ступеней с различным характером неотектонического развития.

3. Рельеф области выработан в отложениях верхнего структурного этажа, что определяет общую согласованность морфоструктурных соотношений: оси тектонических структур параллельны орографическим линиям (за небольшими исключениями).

4. В целом рельеф хорошо приспособлен к структурно-литологическим комплексам. План расположения литологических комплексов фактически определяет орографическое строение местности.

5. В этих условиях здесь проявляется тенденция к закономерному чередованию участков прямого, «смещенного» (промежуточный тип соотношений) и обращенного рельефа. В идеальном случае области распространения различных типов морфоструктурных соотношений должны были бы представлять собой в плане полосы эллиптической формы, вложенные одна в другую. В действительности намеченная схема сильно усложняется благодаря присутствию разрывных нарушений.

II. Формирование и развитие гидросети

1. Речная сеть характеризуется ортогональными очертаниями в плане. Поперечные участки речных долин в большин-

стве случаев связаны с линиями разрывных нарушений, продольные участки (отчасти также связанные с разломами), как правило, располагаются по простиранию податливых литологических комплексов и благодаря этому обладают широкими хорошо разработанными долинами.

2. В последнее время получили известное распространение гипотезы, согласно которым хорошо разработанные продольные участки долин рассматриваются как реликты некогда существовавших продольных транскавказских водных артерий, впоследствии разорванных благодаря дифференцированным неотектоническим движениям и перехваченных поперечными реками.

3. Однако, изучение речных террас и вещественного состава аллювиальных отложений в предгорьях северного склона показывает, что основные поперечные речные долины унаследованно развиваются здесь по крайней мере с мэотиса и, следовательно, должны рассматриваться как первичные. В отдельных случаях преимущественно на крайнем западе области, по-видимому, действительно имела место перестройка гидросети, но подобные примеры являются всего лишь частными случаями.

### III. Особенности неотектонического развития

1. Неотектонический этап развития рельефа Северо-Западного Кавказа характеризуется господством восходящих движений. Тенденции к восходящему развитию раньше всего проявились на крайнем востоке области. В дальнейшем в направлении с востока на запад происходит последовательное втягивание отдельных поперечных ступеней в расширяющуюся область поднятий.

2. Периоды интенсивных восходящих движений перемежались с периодами тектонической активности (а, может быть, и отрицательных движений земной коры) когда происходило образование поверхностей выравнивания.

3. Одинаковое количество поверхностей выравнивания на южном и северном склонах ступеней, свидетельствует о том, что на неотектоническом этапе каждая ступень развивалась как единое целое.

4. С течением времени происходит последовательное «спаивание» отдельных тектонических ступеней друг с другом, что ведет к консолидации всего горного сооружения Северо-Западного Кавказа.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ В АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

1. История геоморфологических исследований в Азербайджане может быть разделена на три этапа.

Первый этап охватывает промежуток времени с середины XIX в. до установления Советской власти в Азербайджане (1920). Он характеризуется выходом в свет первых работ по геологическому строению отдельных территорий республики (гл. обр. Юго-Восточного Кавказа) и попутно сообщаемых в них элементарных сведений геоморфологического содержания (Г. В. Абих, Н. И. Андрусов, К. И. Богданович, Д. В. Голубятников, В. Н. Вебер, П. Е. Воларович, А. В. Пастухов, Ф. К. Освальд, Н. Н. Пыльцов, А. Л. Рейнгард и др.).

Второй этап охватывает 1920—1945 гг. Он характеризуется широким размахом геолого-съёмочных и поисковых работ, почвенных и общих географических исследований, в которых отдельным вопросам геоморфологии уделяется все большее и большее внимание (М. В. Абрамович, А. Брилинский, В. В. Вебер, В. Голубятников, И. М. Губкин, Б. Ф. Добрынин, С. А. Захаров, С. А. Ковалевский, С. С. Кузнецов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Б. Л. Личков, Л. И. Маруашвили, М. Ф. Мирчинк, К. Н. Паффенгольц, В. А. Приклонский, И. Ф. Пустовалов, А. А. Рейнгард, Ф. П. Саваренский и др.). Этот этап характеризуется также выходом в свет специальных работ (посвященных геоморфологии Большого и Малого Кавказа и отдельных территорий), принадлежащих И. С. Шукину, Л. А. Варданянцу, М. Ф. Мирчинку, С. С. Кузнецову, А. Л. Рейнгарду, Б. Ф. Добрынину.

Третий этап, начавшийся после 1945 года, в истории геоморфологических исследований в Азербайджане является наиболее содержательным и плодотворным. Он характеризуется:

а) Организацией специальных геоморфологических исследований учреждениями Академии наук Азербайджанской ССР, Азербайджанским геологическим управлением, Азербайджанским госуниверситетом и др.

б) Широкой подготовкой высококвалифицированных кадров геоморфологов.

В результате проведенных геоморфологических исследований и их обобщения были опубликованы:

а) Геоморфологическая карта Азербайджанской ССР в масштабе 1 : 500000 (1956). Основные авторы: Н. В. Думитрашко и Б. А. Антонов.

б) Монография «Геоморфология Азербайджана» (1959), в составлении которой принимали участие М. А. Кашкай (гл.

редактор), Н. В. Думитрашко (редактор), Б. А. Антонов (редактор), В. Р. Волобуев, Д. А. Лилиенберг, В. Е. Хаин; М. А. Абасов, Б. А. Будагов.

Кроме того, были опубликованы крупные исследования по геоморфологии Нахичеванской АССР (Ш. А. Азизбеков, М. А. Абасов, Б. А. Антонов), Талышу (Б. А. Антонов), Малому Кавказу (Э. М. Шихалибейли, Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонов и др.), по Кура-Араксинской низменности (В. Р. Волобуев, М. Д. Гаврилов, М. А. Мусейбов, Н. Ш. Ширинов и др.), юго-восточной части Большого Кавказа (Б. А. Будагов, Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг), Апшеронскому полуострову (Н. Ш. Ширинов).

Литература, посвященная общим вопросам геоморфологии отдельных территорий Азербайджанской ССР, новейшей тектонике, поверхностям выравнивания, морским и речным террасам, формам ледникового и вулканического рельефа, современным экзогенным процессам, насчитывает более 300 названий.

Для понимания общих вопросов геоморфологии Азербайджана большое значение имели работы в соседних республиках Армении и Грузии (А. Т. Асланян, Н. Е. Астахов, С. П. Бальян, А. А. Габриелян, Г. К. Габриелян, Н. В. Думитрашко, А. Н. Джавахишвили, Л. Н. Зограбян, Б. А. Клопотовский, Н. М. Казаков, Л. И. Маруашвили, Е. Е. Милановский, Е. А. Нефедьева, Д. В. Церетели и др.).

2. В результате проведенных геоморфологических исследований получены новые данные по морским и речным террасам и их возрасту, поверхностям выравнивания, их возрасту и условиям формирования, древнему оледенению, новейшей тектонике. Эти данные позволили во многом уточнить историю формирования рельефа Азербайджанской ССР и особенности ее палеогеографии в конце неогена и антропогена.

3. Основной задачей дальнейших геоморфологических исследований в республике является крупномасштабное геоморфологическое картирование, составление специальных геоморфологических карт для решения ряда практических вопросов. Большое значение должно иметь геоморфологическое картирование развинувших пространств Кура-Араксинской низменности с целью выявления погребенных нефтеносных структур, а также изучение и количественные характеристики современных процессов денудации для полей с/х районирования.

Одной из проблем геоморфологии республики является более широкое развитие исследований морфологии и динамики берегов Каспийского моря, его дна.

На основании проведенного крупномасштабного геоморфологического картирования будут уточнены количественные ха-

рактеристики новейших движений, возраста морских и речных террас, поверхностей выравнивания, форм древнего оледенения. Большое значение имеет выяснение связи оледенений Большого и Малого Кавказа с изменениями уровня Каспийского моря и оледенениями Русской равнины. Одной из задач геоморфологических исследований в Азербайджане является составление обобщающих монографий по геоморфологии крупных физико-географических областей республики.

### С. П. Бальян и И. Н. Сафронов

#### ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ И В АРМЕНИИ

1. Золоторудные россыпные месторождения связанные с процессами формирования рельефа горных стран являются фактически геоморфологическим типом месторождений. В таких условиях геоморфологические методы исследований имеют решающее значение во всех стадиях работ, начиная от составления предварительных схем прогнозов россыпей и кончая их разведкой.

2. Для доказательства вышеизложенного приводятся две различные морфоструктурные области с различным геологическим строением и историей развития рельефа — Северный Кавказ и Армянское нагорье.

3. На Северном Кавказе формирование россыпей связано еще с начальной стадией раннеальпийского орогенеза, во время которого из центральной осевой зоны сносилось большое количество терригенного материала образующего базальные серии вторичных конгломератов.

В последующие стадии развития рельефа областью сноса служила Русская платформа (в мелу и палеогене) и Ставропольское поднятие (в миоцене), к денудационному срезу которых приурочены коррелятивные фации северных предгорий Большого Кавказа. С указанными фациями связаны золотосыпные россыпи.

4. Для Большого Кавказа в целом процесс формирования современного рельефа и связанные с ним россыпи следует считать начиная с олигоцена, когда меридиональной направленной речной сетью переносятся огромные массы рыхлообломочного материала в зону предгорья, где накапливаются различные морские и терригенные фации.

В указанных отложениях выделяется их отчетливая связь с определенными структурно-морфологическими зонами.

5. В практике комплексного изучения россыпей, большое значение имеют исследования геоморфологических процессов, которые должны быть характеризованы в каждом конкретном случае с учетом местной климатической обстановки, энергии рельефа, структурно-морфологических условий и проявления современных тектонических движений.

6. На Армянском нагорье образование золотоносных россыпей может быть связано с процессами денудации гранитоидных массивов с комплексом золоторудных жил начиная еще с верхнего миоцена, когда по всему нагорью образовался регионально выраженный пенеппен. Однако в последующие периоды (меотис-понт-киммерий) обширные территории оказались погребенными под мощные вулканогенно обломочные отложения (палагонитовая формация Армении). Вследствии этого очевидно наиболее богатые россыпи, сосредоточенные в депрессиях, оказались погребенными под указанными выше отложениями.

7. Золотоносные россыпи связанные с новейшими тектоническими отложениями имеют ограниченное развитие. В целом можно выделить следующие генетические типы. Россыпи связанные с древней корой выветривания, с прибрежными фациями мелководных лагун и озер, с древней гидрографической сетью, с новейшим аллювием. Из указанных типов промышленную ценность представляют только лишь аллювиальные россыпи (террасовые, пойменные и погребенные). Остальные сохранены фрагментарно. Однако изучение последних может иметь значение для выявления коренных рудных месторождений.

Важнейшими геоморфологическими поисковыми критериями для рудного золота являются также выявления направления древней гидрографической сети особенно куэст, которые приурочены к литологическим контактам и продольным разломам. К ним приурочены мелкие интрузии кислого состава и золоторудные проявления.

Не менее важное значение имеют также изучения поверхностей выравнивания и коры выветривания верхнемиоцен-среднемиоценового возрастов, развитых на свободных от лав, складчато-глыбовых горных сооружениях Малого Кавказа.

## **В. В. Панцулая**

### **ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ЗОН РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИНСКОЙ ССР В СВЯЗИ С НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЙОНИРОВАНИЕМ**

1. В аллювии большинства рек Грузии шлиховым опробованием фиксируется золото, однако повышенные концентрации последнего, которые могут рассматриваться в качестве рос-

сыпных месторождений или рудопроявлений, встречаются лишь в некоторых речных бассейнах.

2. На 1. I. 1963 г. на территории Грузии известно около 45 золотоносных аллювиальных россыпей, в том числе 30 россыпей расположены в бассейнах рр. Храми и Ингури. Интерес представляют также рр. Цхенис-Цкали, Проне, Бзыби.

По морфологическим типам россыпи распределяются следующим образом:

- русловые и косовые — 30% от общего числа
- долинные и пойменные — 52%,
- низких террас — 13%,
- высоких террас — 5%

3. Формирование аллювиальных россыпей за счет коренных источников золота (концентрированного в эндогенных месторождениях или рассеянного в горных породах) и последующее преобразование россыпей экзогенными силами зависит от ряда факторов, из которых важная роль принадлежит геоморфологическим и гидрологическим факторам. Последние обусловлены главным образом, направлением и амплитудой новейших тектонических движений земной коры. Таким образом, должна существовать некоторая причинная связь между современным пространственным размещением россыпей и неотектоническими движениями.

4. В составленной карте Грузии в масштабе 1 : 500000 с нанесением важнейших структурных элементов, характера и амплитуды их неотектонических движений, данных шлихового опробования, расположения и морфологических типов россыпей, и др., за «репер» для установления относительной величины неотектонических движений принимается предполагаемая предсреднемиоценовая поверхность выравнивания, широко распространенная на территории республики.

5. К областям устойчивых неотектонических (миоцен-четвертичных) поднятий, унаследованных с более древних времен, относятся: мегантиклинорий Главного Кавказского хребта, складчатая система Южного склона Большого Кавказа, Окрибская зона Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетская складчатая система. В этих областях встречаются русловые, косовые, пойменные и террасовые золотоносные россыпи. Существенной особенностью рек Ингури, Цхенис-Цкали, Бзыби, Кодори является повышенная золотоносность продольных участков долин, заключенных между кулисообразно расположенными близширотными хребтами: Бзыбским, Кодорским, Мегрельским, Сванетским. Эти участки носят троговый характер, содержат морены, отличаются сравнительно развитой боковой эрозией. Ниже по течению указанные реки поворачивают к югу и прорезают в воздымающихся хребтах узкие поперечные

долины, в которых, как правило, не происходит накопление россыпного золота. Еще ниже, в зоне холмистых предгорий местами формируются современные долинны россыпи (Джаварская на р. Ингури).

6. К областям дифференцированных неотектонических движений с преобладающей тенденцией к воздыманию относятся Дзирульская зона Грузинской глыбы и Болнисская зона Артино-Сомхитской глыбы. В их пределах обнажаются древние гранитоиды, играющие, по-видимому, существенную роль в качестве источника россыпного золота.

7. Сложные контрастные неотектонические движения имели место в Карталинской межгорной низине, расположенной к востоку от Дзирульского массива, а также на периферии складчатых систем Большого и Малого Кавказа (в Западной Грузии). В локальных эрозионно-тектонических впадинах данной неотектонической области (Тирипонская и Мухранская равнины, Центральная Мегрелия и др.), проявления россыпного золота не встречены.

В пределах предгорных поднятий нередко фиксируется золото в современном аллювии и на террасах. Последние изучены очень слабо.

8. К областям интенсивного неотектонического погружения относятся Колхидская низменность, Алазанская долина, Марнеульская равнина и Куринская впадина. Здесь резко преобладают процессы аккумуляции; признаки золотоносности полностью отсутствуют.

9. Накопленный материал позволяет нам выделить на территории Грузии три основные генетические зоны россыпной золотоносности:

а) Зона формирования первичных русловых россыпей в аллювии молодых углубляющих долин.

Относящиеся к этой зоне разобщенные районы находятся в областях неотектонических поднятий Главного Кавказского хребта, Аджаро-Триалетской складчатой системы и частично — Грузинской и Артино-Сомхитской глыб. Источником золота служат коренные объекты: кварцево-сульфидные жилы, пиритизированные и другие гидротермально измененные зоны, кора выветривания гранитоидов. Границы рассматриваемой зоны обычно совпадают с условным контуром питающей провинции.

б) Зона преобразования террасовых россыпей (сохранившихся от предыдущих эрозионных циклов) в современные русловые и пойменные россыпи.

Относящиеся к данной зоне разобщенные районы находятся в областях неотектонических поднятий, в зрелых террасированных долинах рр. Ингури, Дзирула, Храми и др. Процесс размыва террасовых россыпей и формирования пойменных

россыпей (с промежуточной стадией вторичных русловых россыпей) осложняется дополнительным поступлением золота в рассматриваемую зону за счет размыва коренных источников, и выносом некоторой части золота в виде «косового металла».

Зона в большинстве случаев не выходит за контуры питающей провинции: граница с предыдущей генетической зоной «а» обычно не является отчетливо выраженной.

в) Зона формирования современных долинных россыпей, локализованных за пределы питающей провинции.

Здесь относятся районы, расположенные на границе областей поднятия и погружения, морфологически выраженные расширяющимися участками долин, где начинают преобладать процессы аккумуляции. В бассейне реки Ингури рассматриваемая зона значительно удалена от питающей провинции и соответствующей зоны типа «б»: на промежуточном поперечном участке долины р. Ингури происходит практически только транспортировка металла. На периферии Дзирульского и Храмского массива зоны «б» и «в» непосредственно граничат друг с другом.

В настоящее время зона «в» представляется наиболее перспективной для поисков россыпных месторождений золота, пригодных для механизированной разработки.

**Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троцюк**

#### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ПОДНЯТИЙ В ДЕПРЕССИОННЫХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

1. Задачей структурно-геоморфологических исследований является изучение тектоники на основании выявленных закономерных соотношений между глубинным геологическим строением и рельефом земной поверхности. В настоящее время структурно-геоморфологические исследования показали высокую эффективность в различных районах СССР и особенно при поисках погребенных поднятий в пределах депрессионных областей.

2. Примером успешного использования структурно-геоморфологических исследований в геолого-разведочной практике являются работы Института географии АН Азербайджанской ССР и НИЛнефтегаза Главгеологии РСФСР на территории Кура-Араксинской низменности. Данная территория приурочена к межгорной впадине, основные черты тектоники которой сложились в верхнеплиоценовое и четвертичное время. По более древним литолого-стратиграфическим комплексам впадина

(на основании геофизических данных) подразделяется на ряд тектонических областей (Ширвано-Саянская область прогиба, Сабирабад-Геокчайская область поднятий и т. д.; по И. О. Цимельзону). В пределах западной и частично центральной части Куринской впадины в создании современного структурного плана важную роль играло унаследование развития мезозойско-палеогеновых поднятий субмеридионального простирания.

3. Кура-Араксинская низменность является областью интенсивной субаэральной и морской аккумуляции четвертичного возраста. Решающую роль в формировании рельефа играли флювиальные процессы, поэтому наиболее распространенными генетически типами рельефа являются аллювиальные, аллювиально-проллювиальные и аллювиально-озерные равнины. Морские равнины развиты в виде реликтовых «пятен» и только в прибрежной полосе Каспия занимают значительные площади.

4. Методика структурно-геоморфологических исследований характеризуется комплексностью, поскольку для познания строения и истории формирования рельефа, наряду с полевыми наблюдениями привлекаются аэрофотоматериалы, крупномасштабные топокарты, инструментальные нивелировочные работы, а также специальный анализ геолого-геофизического материала. Выявление новейших поднятий приводится на основании обобщения совокупности этих данных.

5. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоматериалов является одним из объективных источников исследований. На основании анализа аэрофотоматериалов можно получить не только сведения о пластике земной поверхности, распространений различных генетических типов и форм рельефа (включая и микроформы), но и реконструировать геоморфологические процессы. С помощью анализа (дешифрирования) аэрофотоснимков и применения аэровизуальных наблюдений устанавливается направленность современных рельефообразующих процессов.

6. Одним из геоморфологических признаков новейших поднятий является аномальное развитие долинно-овражной сети. Исследованиями установлено, что новейшее поднятие часто вызывает значительные изменения плановой конфигурации долины, резкое отклонение руслового стока, устойчивую миграцию русла за пределы участка поднятия. Индикатором поднятия в некоторых случаях является заложение радиально расходящейся овражно-балочной сети (Шпартинское поднятие), возникновение участков ложбин с направлением стока обратным уклону поверхности окружающей равнины.

7. Другим методом выявления новейших поднятий по геоморфологическим признакам является анализ соотношения

эрозионных и аккумулятивных процессов в долинах. На продольных профилях рек новейшим поднятием соответствуют участки, либо аномально высокой глубинной эрозии, либо аномально пониженной аккумуляции. Для рек, стекающих с Большого Кавказа и частично Малого Кавказа на участках поднятия характерно значительное усиление глубинного вреза. Проявлением новейших поднятий в ряде случаев является избыточная разгрузка переносимого резкой материала непосредственно выше места пересечения (или огибания) рекой новейшего поднятия.

На основании указанных признаков выделяется Уджаро-Калиновская зона поднятий Агджабединое, Башкарвендское и другие локальные поднятия.

8. Изучение деформации речных террас в продольном профиле дополняют сведения по анализу соотношения эрозии и аккумуляции в русле под воздействием тектоники (Керимбейлинское локальное поднятие и др.). Методика выявления погребенных поднятий по этому признаку сводится к построению на основании полевых замеров крупномасштабных продольных профилей долин с одновременным показом литолого-фациального состава аллювия.

9. Одним из эффективных методов выявления погребенных поднятий является морфометрический анализ равнинной поверхности изменности. Аномальные изменения уклонов, не связанные с локальной избыточной аккумуляцией часто свидетельствуют о проявлении тектонических движений. Ярким примером отражения погребенных поднятий является возникновение увалообразных возвышенностей (Падарский увал, Гедакбоз).

10. Для количественного изучения деформаций, позволяющего оконтуривать локальные поднятия, хорошие результаты дает анализ высотного положения древних морских береговых линий и абразионно-аккумулятивных террасовых поверхностей. Указанное обусловлено тем, что данные объекты изначально занимали в пространстве ровное или сингенетично выравненное положение. Поэтому современные локальные нарушения гипсометрии сохранившихся реликтов морского происхождения являются индикатором новейшего поднятия (Ширинкумское, Калиновское поднятия).

11. С целью подтверждения намечаемых по данным структурно-геоморфологических исследований поднятий важную роль играет привлечение геолого-геофизического материала. Материалы бурения структурно-поисковых и особенно гидрологических скважин в пределах депрессионной области подвергнутые детальной корреляции, как правило, обнаруживают закономерные изменения мощностей и литофаций верхнечетвер-

тичных отложений в пределах зоны и локальных участков поднятий.

12. В результате проведенных на территории Кура-Араксинской низменности структурно-геоморфологических исследований обнаружен ряд новых данных по тектоническому строению. Работами выявлены две протяженные зоны поднятий (Уджаро-Калиновская и Южно-Кюрдамирская) и около двадцати локальных новейших поднятий. Материалы сейсморазведочных работ и обобщение геофизического материала 1962 г. подтвердило наличие в глубинных слоях большинства из указанных поднятий.

13. Полученные результаты помогут более рациональному использованию дорогостоящих методов глубинной разведки, позволят наметить конкретные очередные объекты для бурения структурно-поисковых скважин с целью изучения перспектив нефтегазоносности Кура-Араксинской области.

Г. С. Девдариани

#### ОСНОВНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГРУЗИНСКОЙ ССР

1. В ранний период изучения природы Грузии морфологические исследования не имели самостоятельного характера.

Первое подробное описание рельефа выполнил известный грузинский географ Вахушти Багратиони, давший комплексную характеристику природы всей территории Грузии.

2. Новые сведения по описанию рельефа Грузии или отдельных ее районов появляются в трудах иностранных и русских естествоиспытателей, преимущественно геологов. Особенно большую роль сыграли геологические исследования со времени Г. Абиха.

3. Начало развития геоморфологии как самостоятельной науки в Грузии относится к периоду основания Тбилисского университета, где чтение курсов по общей геоморфологии и геоморфологии Грузии было начато под руководством профессора А. Н. Джавахишвили. Ему же принадлежит составление первой сводной научной монографии на грузинском языке по геоморфологии Грузии.

4. В деле изучения рельефа Грузии большой вклад внесли известные исследователи (А. Л. Рейнгард, И. С. Шукин, С. С. Кузнецов, Л. А. Варданянц, А. Н. Джавахишвили, А. И. Джanelидзе, В. И. Кавришвили, Л. И. Маруашвили, Д. В. Церетели и др.), опубликовавшие работы как общерегионального значения, так и по отдельным специальным вопросам геоморфологии, каковы, например, четвертичное оледенение, геоморфологическое районирование и др.

5. За последние два-три десятка лет, особенно после основания научно-исследовательского института географии при Академии наук Грузинской ССР, грузинские геоморфологи провели весьма плодотворную работу как в области комплексно-съёмочных исследований (что и подготовило почву для составления геоморфологической карты Грузии), так и по важнейшим вопросам современной геоморфологии, каковы, например, древнее и современное оледенение, карст, морские и речные террасы, денудационные поверхности, неотектонические движения и т. д.

6. Ближайшие задачи грузинских геоморфологов:

а) Составление монографии «Геоморфология Грузии» с участием заинтересованных геологов,

б) Проведение дотировки речных и морских террас с попыткой уточнения истории развития Черноморского бассейна.

в) Изучение карстовых уровней и этапов развития карстовых пещер, их параллелизация с речными долинами.

г) Выявление и изучение древних перигляциальных остатков и их палеогеографическая интерпретация.

д) Уточнение количества ледниковых эпох на Кавказе, границы их распространения и восстановление палеогеографических условий ледникового периода.

е) Изучение четвертичных и современных тектонических движений при помощи, главным образом, геоморфологических и геодезических методов. Создание постоянных наблюдательных точек в местах, наиболее подверженных неотектоническим движениям.

з) Установление древних денудационных поверхностей и составление крупномасштабной карты их распространения.

и) Проведение палеогеографических исследований Грузии, начиная с плиоценового времени, совместно с грузинскими геологами и палеобиологами.

к) Окончание исследований четвертичных отложений территории Грузии и составление их карты.

л) Изучение динамики морфологии Черноморского побережья в пределах Грузии с целью выработки мероприятий предотвращения размыва береговой полосы.

м) Создание унифицированной легенды с целью составления единой геоморфологической карты Кавказа совместно с геоморфологами Азербайджанской и Армянской республик и Северного Кавказа.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
1. Л. И. Марушвили, Схема антропогенной истории Закавказья	3
2. П. В. Федоров, Палеогеография и основные этапы развития Черного и Каспийского морей в четвертичном периоде	5
3. М. Н. Нйштадт и Н. А. Хотинский, Некоторые вопро- сы палеогеографии голоцена причерноморских районов Закавказья	6
4. Л. И. Алексеева, Некоторые особенности палеогеографии конца плиоцена и начала плейстоцена Предкавказья и север- ного Причерноморья	8
5. Е. А. Мальгина, Микропалеоботанические исследования в юго-восточном Прикаспии и их значение для палеогеографиче- ских реконструкций Каспийского бассейна в плиоцене и плей- стоцене	10
6. Н. В. Думитрашко, Развитие рельефа Кавказского перешейка	11
7. А. Т. Асланян, С. П. Бальян, К методике морфологиче- ского анализа тектонических движений	16
8. Н. Е. Астахов, Новейшая тектоника центральной части Кав- казского перешейка	19
9. А. Л. Цагарели, Четвертичная тектоника Грузии	21
10. А. В. Мамедов, М. А. Мусеилов, Н. Ш. Ширинов, Антропогенные движения Куринской впадины	23
11. Л. Н. Зограбян, Некоторые особенности морфоструктуры приараксинской складчато-глыбовой области	27
12. А. Ф. Якушова, А. А. Чистяков, Новейшие движения Восточного предкавказья и их отражение в современном рельефе	28
13. Н. А. Лебедева, Геоморфология и палеогеография Азово- Кубанской области	30
14. И. Н. Сафронов, Закономерности развития речной сети Северного Кавказа	33
15. А. В. Кожевников, Низкие террасы и история развития речных долин Северного Кавказа в верхнем плейстоцене	35
16. В. М. Израилев, Об остатках аллювиальных отложений на водоразделах куэст западной части Центрального Кавказа	36
17. Л. В. Когошвили, Признаки молодых тектонических движе- ний в западной части южного склона Большого Кавказа	36
18. С. Н. Неманишвили, Речные террасы Западной Грузии	37
19. Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, В. М. Му- ратов, Поверхности выравнивания Кавказа	38

20. Б. А. Антонов, М. А. Мусеилов, Б. А. Будагов, Сравнительный анализ поверхностей выравнивания восточного Закавказья	42
21. Н. А. Гвоздецкий, Карст Кавказа в сопоставлении с карстом других горных областей	45
22. Э. К. Тинтилов, Спелеологические черты известняково-карстовой области южного склона Большого Кавказа	47
23. Д. В. Церетели, К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа	49
24. П. В. Ковалев, Древнее оледенение Большого Кавказа	52
25. Г. К. Тушинский, Динамика ледников Кавказа в историческое время (Архызский перерыв в оледенении—III—X в. н. э.)	54
26. Б. А. Антонов, Древнее оледенение юго-восточной части Малого Кавказа и сопредельных областей Турции и Ирана	55
27. Б. Л. Соловьев, Следы антропогенных оледенений в бассейне реки Кодори	57
28. А. М. Фокин, Современные горносклоновые процессы в молодых горных странах на примере Кавказа	58
29. С. К. Горелов, О происхождении рельефа Центрального Предкавказья	61
30. В. М. Муратов, Основные проблемы геоморфологии Северо-западного Кавказа	62
31. Б. А. Антонов и Б. А. Будагов, Основные этапы и проблемы геоморфологических исследований в Азербайджанской ССР	64
32. С. П. Бальян и Н. Н. Сафронов, Проблемы поисков россыпных месторождений на Северном Кавказе и в Армении	66
33. В. В. Панцулая, Опыт выделения генетических зон россыпной золотоносности на территории Грузинской ССР в связи с неотектоническим районированием	67
34. Н. Ш. Ширинов, В. Я. Троицук, Геоморфологические методы выявления погребенных поднятий в депрессионных областях на примере Куринской впадины	70
35. Г. С. Девдариани, Основные достижения и проблемы геоморфологического изучения Грузинской ССР	73

უფასოდ

1238