

К-14038
П221711

МИНИСТЕРСТВО
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

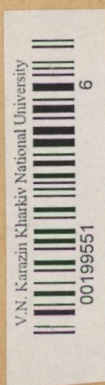
№ 2

СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Цена 1 руб. 13 коп.

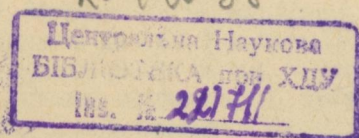


МИНИСТЕРСТВО
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 2

СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ
ВЫПУСК I



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ХАРЬКОВСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. А. М. ГОРЬКОГО
Харьков 1964

Настоящий выпуск является первым из серии научных трудов работников геолого-географического факультета, которая наряду с другими сериями входит в состав «Вестника Харьковского университета».

Издание данной серии является продолжением отдельных публикаций «Записок геологического отделения» (последний том № 15, 1962 г.) и «Трудов географического отделения» (последний том № 5, 1963 г.), входивших в состав «Ученых записок Харьковского университета», издававшихся до 1964 г.

Редакционная коллегия

Редакционная коллегия:

Декан геолого-географического факультета доц. Г. П. Дубинский (отв. редактор), канд. географ. наук А. Д. Бабич, доц. В. Л. Виленкин, доц. П. В. Ковалев (зам. отв. редактора), проф. В. П. Макридин, доц. М. В. Пятигорский, доц. И. Н. Ремизов, доц. Г. Д. Соболев, доц. М. С. Зиновьев (отв. секретарь).

О ДРЕВНЕМ ОЛЕДЕНЕНИИ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

П. В. Ковалев

Западная часть южного склона Большого Кавказа от вершины Оштен на западе до Крестового перевала на востоке характеризуется значительной шириной (40—100 км) и наличием ряда параллельных Главному хребтов, образующих продольные долины, которые в ледниковое время, при значительном понижении снеговой границы, видимо, представляли удобные места для накопления снега и фирна. Восточная часть южного склона имеет ширину 15—25 км. Здесь нет продольных долин, а короткие поперечные долины характеризуются значительными уклонами. Следовательно, орография восточной части южного склона Большого Кавказа не благоприятствует оледенению. Это обстоятельство, а также увеличение сухости климата в восточном направлении являются причинами значительного уменьшения современного оледенения к востоку и незначительного его развития здесь в прошлом.

Наблюдения показывают, что к востоку, в связи с увеличением континентальности климата, в современный период потепления интенсивность деградации оледенения возрастает. Следовательно, можно думать, что во время похолодания на Восточном Кавказе должно более энергично увеличиваться оледенение.

Наиболее западным районом, где описаны следы древнего оледенения, является бассейн р. Мзымты, хотя не исключено наличие следов древнего оледенения и западнее. Древнее оледенение Мзымты изучалось рядом исследователей [1, 16, 19], но вопрос о величине оледенения этого района до настоящего времени дискуссионен: если А. Л. Рейнгард [19] и А. И. Москвитин [16] полагают, что древний ледник спускался по долине Мзымты до сел. Красная Поляна (до абсолютной высоты 550 м) и имел в длину около 50 км, то, по Л. И. Маруашвили [15], «местонахождение нижней оконечности древнего Мзымтинского ледника в фазу его наибольшего развития следует искать гораздо выше Красной Поляны, вероятно, либо у устья р. Лаишпсе на высоте 1550 м над уровнем моря, либо у озера Кардывач (высота 1850—1900 м)».

А. Коншин [8] полагал, что возвышенность, на которой находится сел. Красная Поляна, образована коренными породами. А. Л. Рейнгард [19] доказал, что она сложена рыхлыми четвертичными отложениями, не сцементированными и лишенными слоистости, содержащими валуны, имеющие в диаметре до 4—5 м, в том числе и совершенно неокатанные (угловатые, острореберные), состоящие из кристаллических сланцев, глинистых сланцев, гранитов, т. е. пород, встречающихся в долине Мзымты и в долине р. Бешенки — правого притока Мзымты, впадающего в нее возле Красной Поляны.

А. Л. Рейнгард считал эту возвышенность мореной, отложенной в верхней части ледником, спускавшимся по долине Бешенки, в нижней — ледником, спускавшимся по Мзымте, а начинающуюся от нее террасу принимал за флювиогляциальную. Основанием для отнесения нижней части возвышенности к моренным отложениям ледника Мзымты послужило более значительное содержание в ней гранитных валунов — горной породы, более распространенной в настоящее время в долине Мзымты, хотя встречающейся и в долине Бешенки.

А. И. Москвитин [16], исследуя четвертичные образования района Красной Поляны, пришел к выводу, что г. Красная Поляна «расположен на конусе выноса р. Бешенки, наложенном на высокую 40-метровую террасу правого берега Мзымты». Аналогичный конус выноса, также перекрывающий высокую террасу, выходит из горной балки, расположенной ниже Красной Поляны.

А. И. Москвитин дает следующее описание обнажения берегового обрыва р. Мзымты, расположенного против центра г. Красной Поляны:

«1. Почва на палевом суглинке, едва прикрывающем скопление крупных валунов, обтертых или плохо окатанных. Промежутки между ними выполнены суглинком с более мелкими валунами и щебнем. В массе отложение имеет светло-желтый цвет... Контакт с залегающей ниже породой резкий, издали обозначается рядом крупных валунов.

2. Темная, почти черная брекчия из плотно набитых остроугольных, иногда слабо обтертых кусков черного глинистого сланца и реже песчаника разнообразных размеров, от 1 до 50 см и изредка еще крупнее, расположенных беспорядочно, но тесно, с промежутками, забитыми глинистым гравием и щебнем из тех же сланцев. Вверху слоя (4—5 м от кровли) попадаются округлые валуны... В 2 м ниже кровли слоя из обрыва торчит обломанный черный ствол крупного дерева, толщиной около 1 м».

Верхний слой он принимает за отложения древнего конуса выноса р. Бешенки, в образовании которого принимали участие и ледники, располагавшиеся в долине Бешенки, подносявшие крупные глыбы к устью реки. Нижний слой, по его мнению, «представляет собою типичную морену горного ледника». Резкий контакт и наличие остатков крупных деревьев свидетельствуют о вероятном перерыве в отложении слоев, что приводит А. И. Москвитина к заключению о том, что нижний слой связан с ледником среднечетвертичной, а верхний — с ледником верхнечетвертичной эпох.

Ряд обстоятельств, однако, не позволяет согласиться с предположением А. Л. Рейнгарда и А. И. Москвитина о том, что ледник Мзымты доходил в ледниковые эпохи до Красной Поляны. Таким размерам оледенения не благоприятствует весьма незначительная высота горных хребтов, ограничивающих бассейн Мзымты. «Средняя высота Главного хребта колеблется здесь между 2800 и 3000 м», спускаясь до 2010 м (у перевала Псеашха) и даже 1911 м (в верховье р. Лауры) [19]. Рельеф района и современные климатические условия в состоянии обеспечить лишь весьма незначительное оледенение. Здесь имеется лишь три небольших ледника, из которых наибольший — № 3¹ имеет длину около 2 км. Следовательно, если считать, что Мзымтинский ледник в период наибольшего удлинения в верхнечетвертичную ледниковую эпоху достигал Красной Поляны, т. е. имел длину 50 км, то он должен был удлиниться в 25 раз по сравнению с длиной современного ледника. В то же время ледник Большой Азау на северном склоне Централь-

¹ Номера ледников даны по каталогу К. И. Подозерского.

ного Кавказа, в настоящее время имеющий длину 12,5 км, в верхнечетвертичную ледниковую эпоху достигал 85 км, т. е. удлинялся в 6—7 раз.

Поскольку похолодание климата безусловно было более значительным на северном склоне, трудно допустить столь значительную диспропорцию в развитии оледенения на северном склоне Центрального Кавказа и южном склоне Западного. Нельзя согласиться с отнесением возраста отложений к более древней (среднечетвертичной) ледниковой эпохе [16]. Уже А. Л. Рейнгард [19] указывает наличие в районе Красной Поляны остатков трех долинных несомненно четвертичных днищ, которые по аналогии с северным склоном следует считать верхнечетвертичным, среднечетвертичным и нижнечетвертичным. Среднечетвертичное днище, на уровне которого могли быть следы среднечетвертичного оледенения, находится на высоте 350—400 м над уровнем реки, а конус выноса и терраса несомненно связываются с нижним днищем [19]. Остатки среднечетвертичных отложений могли бы сохраниться столь низко под верхнечетвертичными отложениями в том случае, если бы этот район представлял собой область опускания, но он таковым не является, так как здесь имеют распространение цокольные террасы [16], свидетельствующие о продолжающемся врезе реки в коренные породы, что может происходить лишь в условиях поднятия района.

Наши личные наблюдения в бассейне Мзымты и анализ имеющегося литературного материала привели нас к выводу об отсутствии морены в районе г. Красная Поляна. Возвышенность, на которой расположен город, представляет собою сложный конус выноса р. Бешенки. В образовании этого конуса выноса активное участие принимали селевые потоки, особенно активно проявлявшиеся в эпоху верхнечетвертичного оледенения, которое здесь характеризовалось распространением значительных снежных покровов, в связи с большим количеством выпадающих осадков, и во время деградации оледенения. В ледниковую эпоху мощные снежные поля бронировали горные породы, распространенные в верховьях долины (кристаллические сланцы, граниты), которые, следовательно, почти не разрушались. Зато весьма энергично происходило выветривание темных глинистых сланцев, слагающих склоны нижних частей долин, в связи с чем нижняя часть выноса характеризуется темным цветом. Мощные снежные обвалы, видимо, нередко образовывали на реке плотины, которые сравнительно быстро прорывались. При этом возникали грандиозные сели, выносившие большое количество материала разрушения горных пород, в большом количестве образовывавшегося вследствие интенсивного морозного выветривания. Огромное количество обломочного материала и в настоящее время загромаждает долину р. Бешенки. Важным доказательством участия селевых потоков в образовании конусов выноса является нахождение в слагающем их неслоистом и несортированном материале стволов крупных деревьев [16].

Выше конуса выноса р. Бешенки вдоль склонов в ледниковое время происходило образование мощного делювиального шлейфа из темных глинистых сланцев, остатки которого видны в нижней части образовавшихся позже террас [16]. Вниз от конуса выноса отходит высокая (40-метровая) терраса. Она слагается из материала конуса выноса и образовалась после подпруживания конусом выноса р. Мзымты. В результате этого подпруживания выше конуса выноса, видимо, образовались озерные бассейны, отложения которых выровняли днище долины, сделав его, таким образом, несколько похожим на языковой бассейн. «Но формы долины выше Красной Поляны не обнаруживают ни одной

характерной черты, которая являлась бы отзвуком бывшего здесь оледенения» [19].

Реальные следы верхнечетвертичного оледенения, видимо, максимальной стадии находятся в долине Мзымты у так называемой Энгельмановой поляны, где долина «получает гляциальные черты, хотя и в слабой степени. Она становится шире и ее форма дает основание предполагать на высоте 1200 м наличие концевой бассейна... Здесь мы встречаем первые следы морен, которые, по-видимому, были сюда принесены большим ледником Агепсты (Хымс-анеке). Ведущая к этому леднику долина имеет очень слабо выраженную форму трога и вся загромождена моренами» [19]. Выше по долине Мзымты конечная морена указывается в месте впадения р. Лаишпсе в р. Мзымту на высоте 1550 м. Выше устья Лаишпсе в долине Мзымты следов оледенения не видно, что заставляет предполагать отсутствие в этом районе непрерывного оледенения — ледника Мзымты. Более вероятно, что в Мзымту выходили концы ледников, спускавшихся от вершины Агепсты и из долины Лаишпсе.

Долина р. Лаишпсе заполнена моренными отложениями. «Ледник, отложивший эти морены, вызвал запруживание боковой долины, ведущей к перевалу Ахук-дара (Сухумский перевал), вследствие чего последняя загромождена наносами речки, образовавшими ровные поляны» [19].

В верховьях долины Лаишпсе на высоте 1900 м поперек долины лежит вал конечной морены, выше которого находится ровная площадка, оставшаяся от бывшего здесь значительного моренно-подпрудного озера. На замыкающей долину вершине Ацетуко находится лестница каров. Нижний ярус каров состоит из каров, лежащих на высоте 2000 м (южный), 2045 м (средний) и 2145 м (северный), ясно показывая влияние экспозиции на высоту каров. В южном каре имеется морена, в двух других — небольшие (до 90 м в диаметре и до 6 м глубиной) каровые озера. Выше (на высоте 2200 и 2217 м) лежит второй ярус каров, состоящий из двух ледников. В северном каре (более высоком) находится 5-метровый моренный вал.

Верхняя часть долины Мзымты имеет корытообразную форму, но лишена морен до высоты 1857 м, где находится моренно-запрудное озеро Кардывач диаметром до 400 м и глубиной до 20 м, снизу подпруженное уже сильно размытой мореной. Ручей, впадающий в озеро, имеет корытообразную форму и богат моренным материалом. Каровые ниши есть на склонах вершины Лоуб (на высотах 2450 и 2150 м) [19].

Типичные следы деятельности ледников (крупные эратические валуны, форма долины, моренные гряды) наблюдались в верховьях долины р. Пслух, текущей от перевала Псеашха, но в нижней части долины следов пребывания ледников не указывается [1, 19]. А. Л. Рейнгард [19] допускает перетекание льда через перевал Псеашха в верховьях р. Пслух с северного склона Главного хребта вследствие подпруживания ледника в долине р. Уруштен, вышедшим туда из долины Холодной речки ледником Агача.

В непосредственном соседстве с бассейном Мзымты, к востоку от нее, находится бассейн р. Бзыби, состоящий из двух основных частей — собственно долины Бзыби и долины ее крупного правого притока р. Геги, одним из притоков которой является р. Юпшара, вытекающая из озера Рица. Долина р. Бзыби в верхней части является продольной и заключена между Главным Кавказским и Чедымским хребтами. «Морфология склонов продольной долины Бзыби, а также и ее притоков дает основание предполагать существование в этом районе ветвистого ледника,

отдельные притоки которого спускались как со стороны Главного водораздельного хребта Кавказа, так и со стороны Чедымского хребта. Сама долина р. Бзыби имеет троговый характер на отрезке от верховья до впадения в нее р. Псыш, то есть до 1250 м абсолютной высоты» [13].

Л. К. Конюшевский [9] указывает морены в долине р. Бзыби в урочище Ригеза, или Рикза, на высоте 450 м, однако, по мнению других исследователей [13], ниже устья р. Псыш Бзыбский ледник не спускался, также как не спускались в долину Бзыби и ледники боковых притоков. Расширения долины ниже устья р. Псыш (у сел. Рикза и Решава), заполненные рыхлыми наносами, представляют собой «типичные речные наносы» [13].

Следы древнего оледенения (цирки, кары, каровые озера, бараньи лбы) хорошо выражены в долинах левых притоков Бзыби, стекающих с Чедымского хребта. Следы оледенения и современные ледники на правом склоне долины выражены хуже.

В бассейне р. Лашипсе также описаны следы древнего оледенения [19]. Здесь на высоте 2031 м на восточном склоне вершины Ацетуко находится каровое озеро Мзи диаметром до 120 м, ограниченное мощной мореной. Ниже озера на значительном протяжении (до высоты 1644 м) встречается моренный материал и следы некогда существовавших здесь моренных озер. Следы древнего оледенения («пологая котловина с озерами») указываются К. И. Подозерским [18] и на южном склоне Санчарского перевала.

Следы древнего оледенения имеются и на южном склоне Чедымского хребта — в верховьях рек Гумисты и Келасури, по крайней мере до высоты 1600 м [13]. Так, в верховьях Гумисты (в Лыкымском цирке) указываются ледниковые озера, бараньи лбы с ледниковой штриховкой, остатки вала береговой морены [17].

Следы древнего оледенения в бассейне Кодора выражены менее отчетливо, чем в соответствующих районах северного склона. Несомненно, что здесь они в большей степени размыты в связи с большей крутизной южного склона сравнительно с северным, частью же плохо заметны, так как покрыты густой растительностью. Более четко они выделяются в районе Главного хребта, по мере удаления от него их выраженность становится менее четкой [21]. Все же следы верхнечетвертичного оледенения широко распространены и свидетельствуют о его довольно значительной величине. Они выражены серией стадияльных конечных морен, число которых в разных долинах бассейна Кодора различно, и корытообразной формой долин в верховьях.

Рассмотрим следы древнего оледенения в бассейне Кодора по отдельным его долинам. Долина р. Сакена в верховьях имеет форму корыта с одним хорошо выраженным плечом и слабо намечающимся вторым. Ниже современного ледника, находящегося на склонах долины, видны типичные бараньи лбы, остатки береговых морен и конечные морены. Здесь можно насчитать до 13 голоценовых и верхнечетвертичных конечноморенных валов. Наиболее низко расположенный моренный вал оканчивается примерно в 10 км выше моренно-подпрудного озера, лежащего выше сел. Сакени и представляющего собой, вероятно, древний ледниковый бассейн. Моренные валы в долине Сакена находятся близко друг от друга и характеризуются большой мощностью и значительной относительной высотой. В долине Сакена хорошо заметны, кроме упомянутого, еще два древних языковых бассейна. Верхний из них находится между первым и вторым (считая сверху) конечноморенными валами. Он представляет собой озеровидное расширение долины. Нижний языковый бассейн лежит между пятым и шестым (сверху) ва-

лами конечных морен. Он также представляет значительное расширение долины, в котором, по-видимому, после отступления ледника было озеро. Река на этом участке течет спокойно и меандрирует. Ниже и выше озеровидного расширения дно долины имеет уступы, на которых река образует водопады, что свидетельствует о невыработанности продольного профиля реки, образовавшегося в ледниковое время.

Долина Гвандры только в верховье имеет корытообразную форму. В среднем и нижнем течении она проходит в полосе глинистых сланцев, характеризующихся легкой разрушаемостью, вследствие чего корытообразная форма долины здесь не сохранилась, но на склонах заметны два уровня древних днищ. В верхней части долины, между сел. Гвандра и местом резкого поворота реки с северо-запада на юго-запад, в ней прослеживается более 10 верхнечетвертичных и голоценовых конечных морен, сильно поросших лесом. Особенно значительная конечная морена находится у сел. Гвандра на высоте 880 м. На всем этом протяжении встречаются и древние береговые морены. Вблизи сел. Генцвиши на абсолютной высоте 810 м (70 м над рекой) указывают наличие моренного наноса, а долина в этом месте «производит впечатление конечного бассейна» [21].

В русле р. Зимы (на высоте 550 м) указывается огромное скопление крупных валунов гранита и других кристаллических пород. Эти породы несомненно принесены с верховьев Кодора, так как в бассейне Зимы, начинающейся на склонах хребта Жургя, сложенного мелафитами, они не встречаются. От этого скопления валунов начинается флювиогляциальная 50-метровая терраса [20, 21].

Долина р. Клыч почти на всем своем протяжении характеризуется корытообразной формой, крутыми склонами со слабо выраженными плечами. Выше плечей ясно обозначаются две границы сглаживания, идущие одна над другой на расстоянии (по вертикали) около 50 м. Верхняя граница сглаживания хорошо прослеживается до высоты 1700—1750 м. Выше нее (примерно на 100—150 м) намечается еще один перелом склонов [21].

Верховье долины р. Клыч представляет собой обширный пустой цирк. Долины притоков Клыча оканчиваются устьевыми ступенями, в одних случаях еще не размытыми (Нахар), в других — едва заметными (Большой Хутый). В долине Клыча есть пороги, происхождение которых связывается как со сменой пород, характеризующихся различной твердостью, так и с выпахивающей деятельностью ледников [21]. Первый конечноморенный вал лежит выше устья долины Клычского ледника. Затем идет вторая морена, лежащая на высоте 2380 м [21]. Ниже, на высоте 1730 м, лежит следующая морена, характеризующаяся небольшими размерами. Затем конечная морена указывается на высоте 1196 м. Моренные отложения имеются и в районе бывшей Клычской казармы (1041 м); они встречены здесь до высоты 150 м над рекой. На склонах долины р. Клыч на значительном протяжении видны следы древних береговых морен.

Долины рек Генцвиши и Большой Хециквары — правых притоков Гвандры характеризуются корытообразной формой и замкнутыми циркообразными расширениями верховьев с крутыми и высокими склонами. В устьях этих рек имеются большие конусы выносов, в составе которых наблюдается много валунов из пород Главного хребта.

Довольно хорошо выражены следы древнего оледенения в бассейне р. Чхалты. Они свидетельствуют о значительных размерах оледенения этого района в прошлом. Хорошо выраженный конечноморенный вал находится в долине реки, идущей от ледников № 20 и № 21. Он четко

выделяется в рельефе, хотя имеет высоту не более 10 м. В 700 м ниже по долине лежит второй конечноморенный вал, также невысокий (7—10 м), залегающий на невысокой (около 30 м) ступени. В 1,5 км ниже, также на ступени, лежит третья конечная морена (50 м высотой), на которой река образует водопад. Ниже идет узкая долина, двумя ступенями спускающаяся к устью р. Аданге; ниже слияния с р. Аданге, на протяжении 1,2 км, долина имеет озеровидное расширение. На плоском днище этого расширения, ширина которого достигает 800 м, меандрирует река. Расширение в нижней части ограничено невысоким (до 7 м), заросшим лесом четвертым конечноморенным валом. В 3,5 км ниже четвертой морены лежит пятая конечная морена. Она хорошо выражена, хотя и расположена на участке долины, сильно заросшем лесом, и представляет собой четко выраженный вал высотой до 5 м, сложенный из крупнообломочного материала.

Правый склон долины Чхалты изъеден карами; в некоторых из них есть озера. На нем в верхней части долины под первым с севера каровым ледником видна каровая лестница из двух пустых каров; третью ступень лестницы представляет кар с ледником. Таким образом, следы древнего оледенения в долине Чхалты спускаются значительно ниже слияния рек Аданге и Маруха, где Л. И. Маруашвили [15] на высоте 1500—1600 м устанавливает окончание верхнечетвертичного Чхалтинского ледника максимальной фазы его развития.

Следы древнего оледенения имеются и в долине р. Брамбы — левого притока Кодора, берущего начало с Кодорского хребта, из района вершины Ходжали. Начинаясь от этой вершины и идущий на север хребет Джодисвик также сохранил следы древнего оледенения [10]. Для Кодорского хребта, кроме древних морен и следов ледникового сглаживания, характерны каровые ниши, из которых некоторые еще заняты современными ледниками, другие — озерами. Пороги каров обычно бывают прорезаны узкими ущельями. Озера исчезают вследствие зарастания, заноса осадками и углубления щелей в порогах. На месте некоторых ранее существовавших озер в настоящее время находятся болота и лужайки [2]. В верховьях р. Буты-хах (один из истоков р. Брамбы) указывают [2, 13] каровую лестницу (на северном склоне) из двух каровых озер: на высоте 2394 м (500×500 м) и на высоте 2326 м (100×50 м).

В верховьях правого притока р. Буты-хах также наблюдается лестница каров. Здесь на высоте 2470 м расположено крупное (564×554 м) озеро Адуада-адзыш, с севера ограниченное порогом, за которым лежит небольшое зарастающее озеро. В соседнем цирке находится озеро Дериквара-адзыш, окруженное курчавыми скалами. В настоящее время оно представляет собой заросшую болотной растительностью низину. Выше озера Дериквара-адзыш, на абсолютной высоте 2670 м, лежит небольшое каровое озеро. Остатки спущенного озера — плоская поляна с бараньими лбами на высоте 2410 м — имеются и на южном склоне Кодорского хребта в верховьях р. Мокши, а также на высоте 2380 м в бассейне р. Гализги.

Большую дискуссию вызвал вопрос о генезисе валунных отложений в окрестностях сел. Цебельды в бассейне Кодора. А. Л. Рейнгард [21] принял эти отложения за морену среднечетвертичного или нижнечетвертичного ледника. Вначале он считал валунный материал принесенным с верховьев Кодора. Позже пришел к выводу, что он происходит из бассейнов Амткела и Джампала. Обломки гранитов, попадающиеся в валуннике, очевидно, связаны с центральной абхазской неointрузией [14].

Эти валунные отложения встречаются на значительной площади на разных геоморфологических формах — горных склонах, плато, днищах древних «сухих» долин. Материал состоит из обломков гранитов, диабазов, порфиритов, мелафиров, юрских вулканических туфов и туфогенов, кристаллических сланцев, известняков, характеризующихся разной величиной (до 1—1,5 м в диаметре) и разной окатанностью. Обломки несут следы длительного химического выветривания и покрыты темноцветной корой мощностью до 2 см.

Ряд исследователей [3, 14] отрицал моренный генезис цебельдинского валунника. Л. И. Маруашвили указывал, что наличие в нем неокатанного материала не доказывает ледникового происхождения толщ, так как в аллювии материал отличается разной степенью окатанности. По его мнению, против моренного происхождения валунника говорит отсутствие: 1) валунов, крупнее 1,5 м в диаметре; 2) характерных для морен морфологических форм и 3) признаков механического действия льда на поверхности валунов.

Л. И. Маруашвили [14, 15] считает, что материал валунника в петрографическом отношении идентичен современному аллювию Амткела—Джампала, и поэтому полагает, что он принесен сюда древней рекой, которая протекала по безводной в настоящее время долине, имевшей направление от сел. Азанта к сел. Цебельда и прекратившей свое существование в связи с развитием карстового дренажа в результате дифференциальных тектонических движений, чем объясняется, в частности, нахождение валунного материала на разных высотах.

Не со всеми доводами, выдвинутыми противниками моренного происхождения валунника, можно согласиться. Так, морфологическая форма моренных отложений, так же как и следы механического воздействия льда на поверхности валунов, не могли сохраниться со среднечетвертичного времени, пережив многократные этапы размыва и перемыва. Не исключена возможность того, что во время образования валунника существовала долина, связывавшаяся через древнюю долину Джампала [3] с верховьями Чхалты и с Главным Кавказским хребтом. Следы перетекания льда из верховьев р. Аданге через низкий перевал (высотой 1941 м) в долину Амткела указывает А. П. Рейнгард [21]. Разноречивость мнений по вопросу о происхождении цебельдинских валунов и недостаточно убедительная их обоснованность требуют дополнительного изучения палеогеографических условий, обусловивших образование валунного наноса.

На характеристике древнего оледенения бассейна Ингура мы не будем останавливаться, поскольку она кратко дана в наших работах [6, 7]. Укажем только, что наши наблюдения подтверждают мнение Д. В. Церетели [25] о том, что ледник Ингура во время максимальной фазы верхнечетвертичного оледенения оканчивался на высоте 960 м вблизи устья р. Накры, о чем свидетельствует находка остатков морены на левом берегу реки и устьевая ступень долины Накры.

Бассейн р. Ингура по геоморфологическим условиям (наличие больших абсолютных высот, значительная величина положительной разности оледенения, наличие большой площади относительно плоских пространств, удобных для накопления снежных масс и т. д.) на южном склоне Кавказа был и является наиболее благоприятным для оледенения, о чем говорит значительное современное оледенение, намного превосходящее оледенение соседних бассейнов — Кодора и Риона, и наиболее низкое на Кавказе положение концов современных ледников.

Верховья Цхенис-Цхали прилегают к высокогорной и богатой осадками части Центрального Кавказа, где на широких и плоских пере-

вальных плато (Шари-вцек) аккумулируется большое количество снега. Однако лишь очень небольшая часть бассейна граничит с Главным Кавказским хребтом, и поэтому получаемого с Главного хребта снежного питания не могло быть достаточно для обеспечения существования значительного ледника долины Цхенис-Цхали.

Зато на огромном протяжении правый склон долины этой реки ограничивается довольно высоким и имеющим современное оледенение Сванетским хребтом, ледники которого в ледниковые эпохи, видимо, достигали долины Цхенис-Цхали, усиливая шедший с верховьев ледник. В связи с этим конечная морена, соответствующая максимальной фазе верхнечетвертичного оледенения, указывается здесь довольно низко (на высоте 930 м) у сел. Сагдари [20]. Моренные отложения у Сагдари содержат много гранитных валунов, что говорит о приносе материала с Главного Кавказского хребта. Все ледники района окаймляются береговыми моренами и имеют ряд конечных морен. Так, остатки конечной морены наблюдались в 2 км от конца ледника № 318, в 5 км от конца ледника № 324. В 5—6 км от ледника № 327 (и ниже) наблюдаются остатки береговой морены. Следы древнего оледенения есть и на северном склоне Лечхумского хребта, в верховьях левого притока р. Цхенис-Цхали — Гобишури, где на юго-западном склоне вершины Чуххаро лежит большой ледниковый цирк с крутыми и высокими склонами. Он ступенями, разделяющимися ригелями, спускается к истокам р. Гобишури. Над ригелями имеются валы конечных морен, ледниковые озера и плоские участки на месте угасших озер. В долине Гобишури свежие моренные отложения встречены до 2600—3000 м [24].

В бассейне Риона в отношении интенсивности современного и древнего оледенения можно выделить две части: западную (бассейн Риона и Чанчахи) и восточную (бассейн Джоджоры). Западная часть замкнута на севере участком Главного хребта с высотами, превосходящими 4000 м (Лабода — 4320 м, Цители — 4277 м). Поэтому современные ледники здесь довольно большие (Эдена, Зопхито, Киртышо) и древнее оледенение, надо полагать, также было значительным. Восточная часть бассейна Риона ограничена на севере Южно-Осетинским хребтом, ни одна из вершин которого не достигает 4000 м (самая высокая вершина Халаца — 3937 м), в связи с чем здесь нет крупных ледников. Надо думать, что и древнее оледенение здесь не было значительным.

Верховья р. Риона представляют собою хорошо разработанную ледником корытообразную долину с одним плечом. У ледника Эдена, находящегося в истоках Риона, имеются барьяны лбы, ниже которых лежит сильно размытая конечная морена, а на левом берегу реки — остатки древней береговой морены. Дальше, до сел. Брили, моренные отложения морфологически не выражены, но форма долины не оставляет сомнений в том, что этот участок был занят крупным ледником, спускавшимся с вершины Пасисмта и соединявшимся с ледником Зопхито. Ниже морфологическая выраженность аккумулятивных ледниковых образований лучше. Стадиальные морены второй фазы верхнечетвертичного оледенения Д. В. Церетели указывает на высотах 2240, 2170, 2100, 2000 м (Саарцивесдзири), 1600—1650 м (левобережье р. Зопхито), 1500 м (окрестности сел. Теврешо) и 1400 м (сел. Геби). Последняя морена, видимо, является максимальной стадиальной мореной второй фазы верхнечетвертичного оледенения. Она представляет собой громадный вал (высотой 40—50 м) на левом берегу р. Чвешури (Чашури), состоящий из эратического материала (крупных глыб гранита) и лежащий на кристаллических сланцах. Само сел. Геби также расположено на моренных образованиях.

Моренные отложения первой фазы верхнечетвертичного оледенения отличаются менее четкой морфологической выраженностью. Наиболее низкая, плохо сохранившаяся конечная морена верхнечетвертичной ледниковой эпохи (ее первой фазы) указывается на абсолютной высоте 1100 м между сел. Уцера и Саглолос-хиди. Здесь огромные эратические валуны (до нескольких десятков кубометров в объеме) лежат в русле реки и на ее левом склоне. Конечные морены имеются и выше устья р. Нацарули [25]. Ниже сел. Уцера типичных моренных образований не встречается, поэтому нет оснований допускать, что ледники спускались ниже г. Они [23] и тем более до района г. Кутаиси [10]. Отдельные эратические валуны (например, гранитные валуны у сел. Гари) могли быть принесены селевыми потоками, особенно при прорывах обвальных и лавинных запруд, более часто образовывавшихся в ледниковое время и в период деградации оледенения.

Долина р. Зопхитури характеризуется хорошо выраженной корытообразной формой. Ее поперечный профиль имеет два плеча. Главный ледник долины — ледник Зопхито образовал береговые и пять конечных морен. Первая конечная морена лежит у самого ледника, вторая — в 200 м от первой, третья — в 250—300 м от второй. Ниже (в 1 км от рабочего поселка) находится четвертая конечная морена и (в 2 км от поселка) сильно размытая пятая конечная морена.

Долина р. Чашури также имеет корытообразную форму. В поперечном профиле долины хорошо выделяется лишь одно плечо, второе — только намечается. У основного ледника долины — Киртышо есть две береговые морены, которые ниже конца ледника соединяются с первой конечной мореной. В 1 км от первой морены лежит вторая, ниже которой находится ригель. Ниже устья р. Домбы имеются еще две конечные морены, из которых нижняя лежит немного выше сел. Гона (на высоте 1720 м) и представлена огромными валунами до 4 м в диаметре, расположенными на 15—20 м над урезом р. Чашури. В 3 км ниже селения (у моста через реку) намечается сильно размытая пятая конечная морена.

Долина р. Цихварги — притока Чашури имеет форму корыта с одним плечом. В долине ледника № 351 есть береговая и конечная морены. Ниже ледника № 352, возле его конца, лежит молодая конечная морена, сопрягающаяся с древними береговыми моренами. Ниже различаются еще две конечные морены. Из них нижняя имеет вид отдельных поросших лесом холмов, под углом пересекающих долину.

В долине р. Нацарули у ледника № 355 есть две древние береговые морены, из которых лучше сохранилась правая. Первая конечная морена, имеющая вид отдельных холмов, лежит вблизи конца ледника, вторая расположена немного выше минерального источника. В корытообразной долине р. Ноцанцары имеется лишь одна конечная морена и четко выраженные барьяны лбы вблизи ледника.

Долины р. Чанчахи и ее притоков Бубис и Бокос имеют четко выраженную корытообразную форму. В долине Чанчахи береговая морена сохранилась на правом склоне до андезитовых выходов Цители-мта. От Мамисонского перевала до курорта Шови имеется четыре конечных морены на высотах 2540, 2350, 2200 и 2100 м [25]. Пятая конечная морена в долине Чанчахи устанавливается И. Г. Кузнецовым [11] на высоте 1500—1520 м в районе курорта Шови (у минеральных источников). Выше, у сел. Гуршеви (на высоте 1900—1950 м), указывается в долине Чанчахи [11] еще одна конечная морена, которая, однако, отложена ледником, выходящим в долину Чанчахи из долины Хами-джаури, после

отступления ледника Чанчахи. На склонах долины верховий Чанчахи видны остатки береговых морен более древних оледенений.

В долине р. Бубис вблизи ледника видны задернованные, а в нижней части покрытые лесом береговые морены. Древняя конечная морена расположена в 200—300 м от конца ледника Тбилиса, но она сильно размыта и разрезана ручьями. В 200 м ниже этой морены находится ригель, второй ригель виден вблизи устья р. Бубис. В долине р. Бокос, вблизи ледника Бокос, хорошо выражены древние береговые морены, а у конца ледника лежит большая конечная морена, поросшая кривыми березами, хвощом и мхами. В долине есть два ригеля. У первого сверху из них наблюдается незначительная конечная морена, а на склоне видны бараньи лбы. Второй ригель находится в устье реки. Здесь же на высоте 50 м над руслом реки видны остатки морены.

В долине р. Гарулы — левого притока Риона ледники верхнечетвертичного оледенения, видимо, доходили до сел. Н. Кважа (1250—1300 м). Выше Н. Кважи до высоты 2800 м фиксируются стадильные конечные морены [25].

Долина р. Джоджоры в верхней части имеет корытообразный профиль. В ней наблюдается два ригеля (выше сел. Лети). И. Г. Кузнецов [11] указывал в долине Джоджоры морены верхнечетвертичного оледенения до высоты 1400 м (до сел. Часовали), но Д. В. Церетели [25] несомненные моренные отложения устанавливает лишь на высоте 1700 м (между сел. Киста и Абано). По данным Рионского отряда Кавказской экспедиции Харьковского университета (начальник отряда Л. И. Миргород), три конечных морены имеются в районе сел. Лети: в 1,5 км и в 1 км выше селения и сразу же ниже его. В долине левого притока р. Джоджоры — р. Грамулы Д. В. Церетели указывает моренные отложения вверх по долине от сел. Шуачала (с высоты 1600—1620 м).

Следы древнего оледенения указываются на южном склоне Лечхумского хребта в верховьях правых притоков Риона — Рицеули, Квахидис-геле, Хеорис-цкали, Сахортулис-цкали, Латашури-цкали [24]. Здесь на южных склонах вершин Чутхаро, Самерцхле и Карета находятся в верховьях Квахидис-геле и Хеорис-цкали два огромных цирка с высокими (до 600—800 м) и почти отвесными склонами. На южном склоне вершины Самерцхле (в верховьях р. Квахидис-геле) ледниковый цирк имеет длину около 1 км и опускается до высоты 2600 м, ниже переходя в корытообразную, с плечами, долину, на днище которой находится ригель. Корытообразная долина оканчивается на высоте 1650—1700 м. Цирк на южном склоне вершины Карета отличается большими размерами, но корытообразная форма связанной с ним долины выражена хуже, чем в верховьях р. Квахидис-геле. Каровые ниши сохранились и в истоках р. Рицеули.

Верхнечетвертичные моренные отложения хорошо сохранились в долине р. Квахидис-геле, где насчитывается четыре конечных морены: хорошо выраженная морена выше ригеля (на высоте 2450—2500 м), мощная конечная морена ниже ригеля (на высоте 2300 м), конечноморенный вал на высоте 2150 м и в 2 км ниже (на высоте 1900—2000 м) конечная морена из огромных валунов и сероватых суглинков. Береговые и конечные морены имеются и в других соседних долинах (например, в долине р. Рицеули).

На южном склоне Центрального Кавказа (в бассейнах Ингура и Риона) указываются следы трех четвертичных оледенений. Средне- и нижнечетвертичные моренные и флювиогляциальные отложения встречаются фрагментарно во многих местах высоко на склонах долин бас-

сейна Ингура двумя ярусами, приблизительно на высотах 170—200 м — среднечетвертичные и 300—500 м — нижнечетвертичные (сел. Ушгуль, Кала, Ипрари, Зегани, Адиш, Угвирский перевал и др.).

Примерно на таких же высотах встречены моренные отложения и флювиогляциал в бассейне Риона (местность Джоджохети, сел. Чиора, водораздельные хребты Домбура и Бодишуры, водораздел между реками Чанчахи и Бубис) [25]. Материал ледникового генезиса средне- и нижнечетвертичного возраста указывается и на склонах Лечхумского хребта.

Д. В. Церетели [25] приходит к заключению, что «морены, расположенные на разных относительных высотах над урезом реки, ...представляют собой отложения разных ледниковых эпох». Морены, имеющие относительную высоту от 10 до 60 м над урезом реки, он относит к верхнечетвертичному оледенению, лежащие на высоте 200—250 м — к среднечетвертичному, а находящиеся на высоте 300—350 м — к нижнечетвертичному. Основываясь на имеющихся данных по распространению доверхнечетвертичных моренных отложений, Д. В. Церетели полагает, что нижнечетвертичные ледники не спускались ниже 1500—1550 м, а среднечетвертичные — ниже 1200—1250 м над уровнем моря, то есть, по его мнению, величина средне- и нижнечетвертичных отложений в этих районах не превосходила размеров верхнечетвертичного оледенения [25]. Но в другой работе [24] он указывает на признаки более значительной величины доверхнечетвертичных оледенений.

По нашему мнению, в настоящее время еще нет достаточных данных для определения в этом районе размеров более древних, чем верхнечетвертичное, оледенений, поскольку имеются лишь спорадические находки остатков соответствующих отложений. Необходимо также иметь в виду, что южный склон Центрального Кавказа подвергался более интенсивным тектоническим движениям и более значительной эрозии (в связи с большей крутизной), чем северный.

К востоку от бассейна Риона Водораздельный хребет еще больше понижается. Он почти лишен современных ледников. Надо полагать, что и для древнего оледенения здесь не было благоприятных условий. Почти весь южный склон к востоку от бассейна Риона относится к бассейнам левых притоков Куры — Лиахвы, Ксана, Арагвы, Алазани и ряда других более мелких рек.

Высокое вулканическое Кельское нагорье, имеющее форму ромба с осями 25 и 10 км, в ледниковое время представляло собой значительный центр оледенения. На плато, видимо, был сплошной ледниковый покров, мощностью до 150—200 м, что давало ему возможность перетекать через хребет Арх, а в доверхнечетвертичную ледниковую эпоху, после заполнения верховий Белой Арагвы лавой, и через Крестовый перевал [22], о чем свидетельствуют имеющиеся на перевале аллювиальные отложения и лавы Кельских вулканов. На Кельском плато есть конечные морены, основная морена, эратические валуны (высоко на склонах), ледниковые цирки, кары, корытообразные долины.

Кельский ледник давал ледниковые языки в долины Лиахвы, Ксана, Белой Арагвы. В долине р. Большой Лиахвы древнее оледенение было незначительным. Его следы сохранились в месте слияния р. Джомаг-дона с р. Сомих-доном на высоте 2100 м [12]. Несколько ниже, на высоте 1980 м (у сел. Эдиси), указывает здесь морены К. Ф. Ган [4]. Следы древнего оледенения в бассейне р. Ксана не исследованы. В долине Белой Арагвы морены фиксируются до сел. Квишети (1300—1400 м), а по Гудомакарской Арагве четко выражены морены до сел. Думацхо (1500 м), более сомнительные — до устья Бакур-хеви (1200 м) [22].

А. П. Герасимов [5] наблюдал моренные отложения в долине Хевсурской Арагвы до 1900 м (до сел. Горбани и Папарена). Указываются также остатки морен в боковых долинах Пшавской и Хевсурской Арагвы, находящихся южнее Водораздельного хребта [15, 20].

Восточнее Пшавской Арагвы, по мере уменьшения высоты гор, повышается граница распространения древних ледниковых образований, и следы их становятся менее четкими. Древнее оледенение этого района исследовано мало. Имеются лишь отдельные отрывочные сведения, притом часто недостаточно надежные. Древние моренные отложения есть в верховье Кахетинской Алазани, а крупные сиенитовые валуны — в долине р. Курмух-чай, вблизи сел. Ках-Ингилой, т. е. очень низко для того чтобы признать их гляциальный генезис [20]. Скорее всего эти валуны были принесены с верховьев реки селевыми потоками.

По данным Б. А. Будагова¹, древнее оледенение в восточной части южного склона Большого Кавказа (междуречье Мазым-чай — Киш-чай) «не распространялось далее 8—10 км от водораздельной линии Главного Кавказского хребта и не спускалось ниже 2200—2400 м». Здесь указываются троговые долины, каровые ниши, морены (Салаватская, Кям). Некоторые троговые долины (Мачхал-россо, Диндидаг и др.) являются сквозными, проходящими через водораздел Главного хребта, другие (Чугак, Моуравдаг и др.) лежат лишь на южном склоне. По степени сохранности выделяется не менее трех возрастных генераций форм рельефа, видимо, свидетельствующих о трех ледниковых эпохах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов Н. Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 г. Записки КОИРГО, т. XV, Тифлис, 1893.
2. Вебер В. Н. Остатки недавних ледников в Панавском хребте на Кавказе. Изв. КОИРГО, т. XIV, № 1, Тифлис, 1901.
3. Великовская Е. М., Кожевников А. В., Фомин В. И. Еще раз о «морене» у Цебельды. Вестник Московского ун-та, № 4, 1960.
4. Ган К. Ф. Поездка к верховьям Большой Лиахвы и Ксанки. Сб. материалов для описания местностей и племен Кавказа, XXXV, Тифлис, 1905.
5. Герасимов А. П. Верховья Ассы и Хевсурской Арагвы и Большой Кавказский туннель. Землеведение, т. XIX, М., 1912.
6. Ковалев П. В. Ледник Твибер. Сообщения АН Груз. ССР, т. XVII, № 8, 1956.
7. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение в бассейне Ингура. Материалы Кавказской экспедиции, т. II, Харьков, 1961.
8. Коншин А. Геологическое исследование северной части Черноморского побережья. Матер. для геологии Кавказа, серия III, кн. 3, Тифлис, 1912.
9. Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл., произведенных в 1909, 1910 и 1911 гг. Матер. для геологии Кавказа, сер. IV, кн. 1, Тифлис, 1915.
10. Краснов А. Н. Нагорная флора Сванетии. Изв. ИРГО, т. XXVII, М., 1891.
11. Кузнецов И. Г. Геологическое строение района курорта Шамшви (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. ВГРО, в. 154, М., 1931.
12. Кузнецов И. Г. Рокский перевал. Тр. ВГРО, в. 161, М., 1932.
13. Куфтырева Н. С., Лашхия Ш. В., Мгеладзе К. Г. Природа Абхазии. Сухуми, 1961.
14. Маруашвили Л. И. О предполагаемой морене у Цебельды и связанных с нею проблемах четвертичной истории Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 7, Тбилиси, 1953.
15. Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Тбилиси, 1956.
16. Москвитин А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 4, М., 1938.

¹ Б. А. Будагов. Древнее оледенение южного склона Большого Кавказа. Тр. Ин-та географии АН Азерб. ССР, т. XI, 1963.

17. Подозерский К. И. Следы и остатки ледников в верховьях рр. Бзыби, Гумисты и Амткела. Изв. КОИРГО, т. XV, № 3, Тифлис, 1902.
 18. Подозерский К. И. Санчарская через Главный Кавказский хребет тропа и урочище Псху. Изв. КОИРГО, т. XVI, № 2, Тифлис, 1903.
 19. Рейнгард А. Л. Следы ледникового периода в долине Мзымты и в окрестностях перевала Псеашха в Западном Кавказе. Тр. Об-ва испытателей природы при импер. Харьковском ун-те, т. XLVI, Харьков, 1913.
 20. Рейнгард А. Л. Четвертичная система. Геология СССР, т. 10, ч. 1, М.—Л., 1941.
 21. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. Изв. ГРГО, т. LVIII, в. 1, М., 1926.
 22. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, в. 148, М., 1932.
 23. Смирнов Г. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 7, Тифлис, 1909.
 24. Церетели Д. В. Следы оледенения четвертичного периода на южном склоне Лечхумского хребта (Западная Грузия). Сообщ. АН Груз. ССР, т. 20, № 4, Тбилиси, 1958.
 25. Церетели Д. В. Четвертичные отложения в бассейнах рр. Ингури и Риони. Тр. Ин-та географии им. Вахушти, т. XII, Тбилиси, 1959.
-

О ДРЕВНЕМ ОЛЕДЕНЕНИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

(бассейны рек Кусар-Чая, Самура, Сулака и Аргуна)

П. В. Ковалев

Следы древнего оледенения (кары, каровые озера, морены, корытообразные долины) на южном склоне Главного хребта Юго-Восточного Кавказа выражены сравнительно слабо, значительно хуже, чем в верховьях рек, стекающих с северного склона.

Каровые ниши на северных склонах Водораздельного хребта встречаются в виде каровых лестниц или группами, расположенными на одном уровне и образующими обширные цирки. На склонах вершины Тфан на высоте 2700—3100 м находится четыре, соединяющиеся между собой каровые ниши, образующие огромный цирк. На северном склоне вершины Карабурга на высоте 3100 м лежат четыре соединяющихся кара, общее днище которых покрыто моренным материалом [18].

Каровые лестницы известны в районе вершины Бабадаг. В верховье р. Карачай на высотах 2800—3200 м имеется четырехступенчатая каровая лестница. Каровая лестница, также из четырех каров, расположенных на высотах 2900—3100 м, известна и в верховьях левого притока р. Боюкчай. В долине р. Карачай на высоте 2300 м указываются конечные морены, состоящие из крупных валунов песчанистых мергелей, характерных для северного склона вершины Бабадаг. Моренные отложения указываются и на северном склоне (на высоте 1800 м) вершины Калгийз [18].

На Водораздельном хребте ряд перевалов (Базарюрт, Курушдара, Диндидаг и др.) расположен на продолжении корытообразных (ледникового генезиса) долин, проходивших через хребет с севера на юг. Следовательно, ледораздел и водораздел в прошлом находились севернее Водораздельного хребта, видимо, в пределах современного Бокового хребта [6]. Это доказывается также плоскодонной формой и сглаженностью склонов перевалов, нахождением аллювия на них, большими, чем у Главного, высотами Бокового хребта, выходами на Боковом хребте более древних пород [6], большими высотами Водораздельного хребта Восточного Кавказа, сравнительно с высотами его западного продолжения — хребта Доломис-цвери, наличием узких и глубоких с большими уклонами долин с водопадами в верховьях рек, стекающих с южных склонов Водораздельного хребта [14, 15], свидетельствующих о значительной роли в их образовании глубинной эрозии, вероятно, обусловленной тектоническими поднятиями.

Значительные сводово-глыбовые [6] поднятия современного Водораздельного хребта привели к перестройке орографической и гидрографической схем Восточного Кавказа: один из предгорных хребтов южного склона Кавказа превратился в главный водораздел. Об этих поднятиях



свидетельствуют, как мы уже указывали, продольные профили ряда долин южного склона Водораздельного хребта, имеющих характер висячих, и круто падающих высокими (до 400—600 м) ступенями [29], вероятно расположенными в местах тектонических разрывов поднимающихся глыбовых участков.

Решить достаточно обоснованно вопрос о времени перемещения водораздела Восточного Кавказа из-за недостатка данных пока не представляется возможным, но, принимая во внимание сравнительно хорошую сохранность следов связи гидрографии северного и южного склонов Водораздельного хребта, можно предположить, что эта перестройка произошла в среднечетвертичное [4] или даже в верхнечетвертичное время [6], тем более что проявление значительных тектонических движений здесь в это время указывается рядом авторов [2, 10].

Лучше, чем на Водораздельном, следы древнего оледенения выражены в районе Бокового хребта, в частности, в бассейне р. Кусар-чай. Две каровые ниши указываются в верховьях р. Арагикам (на высотах 3500 и 3350 м), огромный ледниковый цирк находится на высоте 2900 м в долине р. Гавданвац. Кар на высоте 2500 м имеется и в верховье р. Кусар-чай, долина которой характеризуется корытообразной формой и конечноморенными образованиями. Каровые ниши здесь не отличаются типичной формой: обычно отсутствует дно или его крутизна незначительно отличается от крутизны прилежащих склонов [27], что, вероятно, объясняется способностью пород к быстрому разрушению, вследствие чего следы гляциальной морфологии быстро уничтожаются.

Следы древнего оледенения в бассейне р. Кусар-чай подробно описывались А. Л. Рейнгардом [27], согласно которому в верхней части долины имеется два поперечных ригеля, из которых нижний лежит ниже сел. Лезе. От верховьев до этого ригеля долина реки узка и имеет меняющиеся уклоны, что обуславливается разнообразием литологического состава и тектоникой. Ниже долина Кусар-чая расширяется. На склонах долины Кусар-чая, начиная с верховьев и до сел. Лезе, видны остатки древнего днища, относительная высота которого «над современным дном увеличивается с 300 м в районе Шах-дюзи до 600—700 м около Лезе» [27]. Ниже сел. Лезе «его (дна долины. — П. К.) продолжение повисает в воздухе». Это служит еще одним свидетельством неравномерности тектонических поднятий в отдельных участках описываемого района.

В 1 км ниже сел. Лезе на высоте 1580—1600 м находится конечная морена последнего оледенения [27], впервые описанная П. Е. Воляровичем [3], которая вверх по долине переходит в мощные гряды береговых морен. Выше конечной морены аула Лезе А. Л. Рейнгард [27] указывает в долине Кусар-чая еще четыре стадияльные морены, лежащие на высотах 1680, 2060, 2640 и 2700 м.

Особенно большая конечная морена расположена на высоте 2700 м, выше слияния рек Арагикам и Ятухдере. Она поднимается до 40 м над уровнем реки, имеет более 250 м в ширину и несколько сотен метров в длину. На ее поверхности видны крупные известняковые валуны. Вторая сверху конечная морена лежит на высоте 2640 м в 1 км ниже слияния рек Ятухдере и Арагикам. Морена размыта, неясно выражена и имеет вид «нескольких широких гряд со слабо волнистой поверхностью» [1, 4, 18]. Третья морена, находящаяся в 10—12 км от первой, лежит на высоте 2060 м у резкого поворота р. Кусар-чай к северо-востоку. Высота ее над рекой 42—58 м, ширина — 150—200 м. Морена имеет вид широкой гряды с холмистой поверхностью (высота отдельных холмов достигает 15 м). Кроме указанных, конечная морена находится в ущелье Абиь-дере (на высоте 2870 м), в 2 км от конца современного ледника.

Выше каждого из описанных в долине Кусар-чая четырех валов конечных морен лежат озерные отложения, мощность которых достигает 40 м. Они свидетельствуют о том, что языковые бассейны после ухода ледников представляли собой некоторый период времени (до прорезания конечноморенных валов рекой) озера. Длина верхнечетвертичного Кусарчайского ледника в максимальную стадию А. Л. Рейнгардом определялась в 25—26 км. Верхнечетвертичное оледенение бассейна Кусар-чая А. Л. Рейнгардом считалось двуфазным, причем верхняя терраса Кусар-чая относилась к первой фазе оледенения, нижняя — ко второй. О наличии в Боковом хребте Восточного Кавказа фазы «некоторого наступления ледников (бюль?) с нарушением или перекрытием боковых морен максимальной фазы» говорит и Д. А. Лилиенберг [18].

А. Л. Рейнгардом [26] и В. Е. Хаиным [31] указывается конечная морена и в бассейне р. Кудиал-чай у сел. Хиналыг, а следы оледенения — у сел. Калейхудат. Но по данным ряда исследователей [18], скопление глыб у сел. Хиналыг и Калейхудат является результатом обвалов и оползней, как и в верховьях долины р. Ахчай.

В бассейне р. Сулак (долины рек Гакко, Джурмут, Кара-лазургер и др.) Н. А. Нагинский [22] насчитывает более 100 каровых ниш диаметром 500—800 м и относительной высотой 100—150 м. Обычно кары оканчиваются порогами, на которых реки образуют водопады. Часто каровые ниши располагаются на склонах огромных цирков, днища которых усеяны моренными отложениями. Это свидетельствует о значительных изменениях условий оледенения, обуславливавших изменение высоты снеговой границы. Сохранились ледниковые формы рельефа сравнительно плохо, что связано с легкой разрушаемостью слагающих район горных пород — глинистых сланцев.

В долине Казикумухского Койсу следы древнего оледенения встречаются, начиная от устья ее правого притока — р. Арцалинах, корытообразная долина которой на высоте 2070 м сливается также с корытообразной долиной главной реки, оканчивающейся порогом, прорезаемым рекой с узким ущельем. Н. А. Нагинский [21] в верховье Казикумухского Койсу указывает пять стадияльных моренных валов на высотах 2120, 2170, 2300, 2420, 2550 м и остатки береговых морен. Долины левых притоков верховьев Казикумухского Койсу, начинающихся с хребта Дюльтыдаг, также имеют корытообразный поперечный профиль и скопления моренного материала.

В верхней части бассейна Кара-Койсу следы древнего оледенения попадают особенно часто по долине главной реки (в верховьях называемой р. Тлейсерух) и ее притокам, причем в стадию максимального развития оледенения ледники притоков р. Тлейсерух до устья р. Ири включительно сливались с ледником главной долины. Ледники расположенных ниже притоков — Хатар и Кара-лазургер не доходили до своих устьев и поэтому не вливались в ледник главной долины. По наблюдениям Н. А. Нагинского [20, 21], верхняя часть долины р. Тлейсерух по степени сохранности следов древнего оледенения может быть разделена на две части: верхнюю — от верховьев до водопада Чирхилу (4 км ниже сел. Гимитль) и нижнюю — от водопада до устья р. Ири. В верхней части хорошо сохранились следы древнего оледенения, в том числе корытообразная форма поперечного профиля главной долины и долин притоков. Здесь река перерезает четыре моренные вала высотой до 60—70 м, сложенные из валунов до 2 м в диаметре и находящиеся на высотах 2070, 2150, 2380 и 2550 м.

В долине р. Корзул, впадающей в р. Тлейсерух против сел. Гимитль и имеющей корытообразную форму, на высоте 2360 м лежит моренный

вал высотой до 40 м, сложенный из малоокатанных валунов диаметром до 5 м. Долина р. Корзул имеет устьевую ступень до 6 м высотой, а устьевые ступени ее притоков достигают 20 м. В части долины р. Тлейсерух, находящейся между водопадом Чирхилу и устьем р. Ири, вследствие расчленения врезавшейся рекой, остались лишь на высоте 10—15 м над уровнем реки обрывки днища корытообразной долины, на которых довольно часто можно встретить крупные валуны — остатки размытых моренных отложений (в частности на высоте 2040 м, где Н. А. Нагинский считает их остатком стадильной морены).

Д. В. Дробышев [8], не приводя никаких оснований, относит нижнюю мощную конечную морену в долине р. Тлейсерух, лежащую выше водопада Чирхилу, к среднечетвертичной ледниковой эпохе, а выше лежащие морены в долине р. Качабтляр (правый приток р. Ойс-ор) — к верхнечетвертичной.

Ниже водопада Чирхилу в р. Тлейсерух впадает р. Ритляб, корытообразная долина которой оканчивается устьевой ступенью высотой до 50 м. В истоках р. Ритляб имеются моренные отложения. Так, в долине р. Кабза моренный вал указывается на высоте 2250 м, а в долине р. Бутнуб на высотах 2360 и 2678 м. Корытообразную форму имеет и долина р. Куаб, в верховьях которой много каров. Корытообразная долина р. Илиб (правого притока р. Тлейсерух) имеет сохранившийся моренный вал, лежащий на высоте 1840 м.

В бассейне р. Аварского Койсу следы древнего оледенения выражены хуже, чем в бассейне р. Кара-Койсу, и менее многочисленны, причем особенно мало следов оледенения в долинах левых притоков [21]. В долине р. Тлара-ор, начинающейся на крутом восточном склоне Богосского хребта, отмечается наличие корытообразной долины с остатками морены на высоте 1840 м. В долинах правых притоков оледенение было развито больше. В долине р. Бежуда корытообразный профиль сохранился до уровня 1900 м, а скопления моренного материала наблюдаются на высотах 1700 и 2100 м.

В верхней части долины Джурмут (выше сел. Камелух) долины левых протоков представляют собой «короткие трогии в виде лопастей, веерообразно сходящиеся к долине Джурмута, увеличивая тем самым площадь питания главного ледника», который оканчивался на высоте 1800 м (ниже сел. Гениколо), имея длину около 15 км [21]. Ниже сел. Герель корытообразные долины левых притоков р. Джурмут оканчиваются выше своих устьев. Ледники правых притоков ниже впадения р. Джохор также оканчивались не доходя до главной долины, а долина р. Джохор имеет корытообразную форму на всем своем протяжении; на высоте 2200 м на днище долины находится четко выраженный вал конечной морены. По р. Тлягде (приток р. Тиана-ор), начинающейся от ледников вершины Бутнумицер, долина на протяжении нескольких километров имеет корытообразную форму с береговыми моренами в верховье. По р. Гехл-ор ледники доходили до сел. Гагаб и оставили моренные валы на высотах 1940 и 2300 м. Долина Куда-ор имеет корытообразный профиль до высоты 1900 м (до сел. Гинда), а на высоте 1700 м в долине есть конечная морена.

В долине левого притока р. Тлейсерух — р. Ири на высоте 1950 м сохранились конечная и береговые морены. В долине р. Хатар корытообразная долина прослеживается ниже 1880 м. В этой долине на высоте 2033 м указывается моренный вал. В долине р. Убы, являющейся правым притоком р. Хатар, наблюдаются четыре вала конечных морен на высотах 2030, 2120, 2330 и 2420 м. Корытообразная долина р. Кара-лазургер берет начало от перевала Нукатль и переходит в эрозионную долину на

высоте 1920 м. Река прорезает моренные валы на высотах 2300, 2550, 2850 и 3140 м [21]. Итак, по мнению Н. А. Нагинского [21], ледник долины р. Тлейсерух в период последнего оледенения доходил до устья р. Ири (до высоты 1770 м). Длина его от перевала Халахур-кац составляла 33—35 км, а по А. Л. Рейнгарду [25] — 17 км.

Д. А. Лилиенберг [17] указывает, что данные Н. А. Нагинского [21] о стадиях и размерах верхнечетвертичного оледенения в бассейнах Кара-Койсу и Аварского Койсу «дальнейшими исследованиями не подтвердились, так как за стадиальные «морены» им нередко принимались нормальные террасовые галечники, а за «троговые» образования — четко-видные расширения долин». Это замечание Д. А. Лилиенберга, хотя и высказанное в общей форме, без приведения конкретных данных, все же показывает необходимость дальнейшего тщательного уточнения схемы оледенения этих долин, составленной с использованием данных Н. А. Нагинского.

Неодинаковая сохранность следов древнего оледенения в верхней и нижней частях подвергавшегося оледенению участка бассейна р. Кара-Койсу приводит к мысли о двухфазности последнего оледенения в бассейне р. Сулак, подобно тому как это устанавливается для Центрального и Западного Кавказа [12].

В бассейне р. Андийское Койсу следы древнего оледенения относительно хорошо выражены в долинах притоков, берущих начало с ледников Богосского хребта.

В долине р. Киль наблюдаются следы древнего оледенения, свидетельствующие о значительных размерах ледников в прошлом. Река Киль начинается от Южного и Юго-восточного ледников, лежащих в небольшом цирке, врезанном в склоны огромного древнего цирка на склоне Богосского хребта на высоте 2970 м [9]. Современный цирк расположен на высоте 200—250 м над уровнем древнего цирка. На днище древнего цирка находятся округлые, продолговатые холмы высотой до 30 м, представляющие собою бесформенные нагромождения моренного материала. По мнению О. М. Знаменской [9], «эта бугристость указывает на существование там в прежние времена мертвого льда».

Возле сел. Анкортли р. Киль образует узкое эрозионное ущелье, врезанное в дно широкой корытообразной долины, которая у сел. Цобогодари образует порог высотой около 150 м и, следовательно, является висячей по отношению к своей нижней части. На дне корытообразной долины у сел. Цобогодари в 4 км от конца ледника (на высоте 2380 м) имеются древние береговые морены, из которых особенно хорошо сохранилась правая, доходящая до сел. Цобогодари. Возле сел. Цобогодари образуется широкая терраса (на ней стоит селение), возвышающаяся на 1,5—3 м над уровнем реки. От сел. Цобогодари вниз долина на протяжении 3 км имеет корытообразный профиль, а ниже образует каньон.

У сел. Тинди в р. Киль впадает р. Тинди, текущая из огромного древнего цирка. Долина р. Киль на всем протяжении является переуглубленной по отношению к долинам своих притоков, что свидетельствует о гляциальном генезисе этих долин. По мнению Н. А. Нагинского [21], ледник в долине р. Киль спускался до высоты 1650 м, где им указывается скопление валунов. Кроме того, стадиальные морены отмечены им на высотах 2250, 2400 и 2750 м, а корытообразная форма долины сохраняется до высоты 2000 м. Ниже сел. Акнада ледники притоков р. Киль не достигали устьев своих долин, выше этого селения долины притоков имеют устьевые ступени.

Долина р. Кваршинки характеризуется корытообразной формой до сел. Кварши, где (на высоте 1920 м) наблюдается скопление моренного

материала, в верхней части перемытого. Выше сел. Хонок долины притоков обрываются устьевыми ступенями высотой до 80 м. Корытообразная часть долины р. Кемеэр оканчивается на высоте 1800 м 40-метровой устьевой ступенью.

В долине р. Кемеэр на протяжении от ледников Кеме № 1 и Кеме № 2 до устья хорошо заметны следы древнего оледенения: корытообразный поперечный профиль, сглаженные ледником скалы, моренные отложения. На расстоянии 500—600 м вниз от конца языка ледника Кеме № 2 в долине р. Кемеэр лежат бесформенные моренные нагромождения, среди которых все же выделяется три комплекса конечных или береговых морен. Ниже моренных отложений идет корытообразная долина, на дне которой находится флювиогляциальная терраса высотой 3—3,5 м над уровнем потока [9]. В 4 км выше устья долина р. Кемеэр расширяется до 1,5 км и напоминает собою древний цирк. В верхней части расширения находится порог высотой около 250 м, отшлифованный древним ледником. На поверхности порога видны моренные отложения, которые можно принять за конечную морену. На склонах цирка различаются с каждой стороны по две пары древних береговых морен. У подножья порога также видна сильно размытая конечная морена. В устьевой части р. Кемеэр имеются три флювиогляциальные террасы.

Мульды, в которых находятся современные ледники бассейна Кваршинки, приподняты над дном древнего цирка на высоту до 550 м. Дно древнего цирка усеяно беспорядочно разбросанными округлыми холмами высотой до 50 м, террасовидно возвышающимися друг над другом по направлению снизу вверх. Это размытые моренные отложения. По направлению к кутану Бета цирк суживается, принимая форму корыта, которое образует у вышеназванного кутана уступ высотой 150—200 м. Ниже уступа долина расширяется и на протяжении 6—7 км сохраняет корытообразный характер, причем дно долины заполнено рыхлыми отложениями. Между кутаном Бета и сел. Хонок имеется терраса высотой 6 м. Далее появляется более высокая терраса (на ней находится сел. Кварши), в которую река глубоко (до 40—50 м) врезана [9].

В долине р. Рехион-су, верховья которой начинаются с хребта Мичитл, корытообразная долина достигает высоты 1800 м и на высоте 1900 и 2150 м имеет валы конечных морен. Левые притоки р. Андийское Койсу, начинающиеся с вершины Диклос-Мта имеют корытообразную форму до высоты 1800 м и остатки моренных отложений на высоте 2000 м [21].

По данным Л. И. Маруашвили [19], в бассейне истоков Андийского Койсу — Пирикительской и Тушинской Алазани — сохранились лишь морены поздних стадий верхнечетвертичного оледенения, из которых наиболее древние были отложены при депрессии снеговой границы не более 700 м. Более древние моренные отложения, по мнению автора, были уничтожены речной эрозией.

На Главном хребте в пределах бассейна Андийского Койсу современного оледенения нет, но следы древнего оледенения (кары, корытообразные долины) имеются. Отсутствие оледенения на Главном хребте при наличии его на хребтах северного склона объясняется большей высотой последних, что связано с влиянием молодых тектонических поднятий [30].

В разных долинах бассейна р. Сулак, подвергавшихся оледенению, указывается различное количество конечных морен — от 0 до 5, чем доказывается положение о различиях в отступании ледников разных долин, обусловленных разнообразием факторов, определяющих динамику ледников. Несмотря на это, Н. А. Нагинский [21] все же пытается доказать,

что в бассейне Сулака имели место семь стадий отступления ледников. Он подбирает данные о высотном положении морен и нижних концов корытообразных долин по всем долинам бассейна и по величине депрессии снеговой границы разделяет их на семь групп, соответствующих, по его мнению, семи стадиям отступления верхнечетвертичного ледника, совершенно игнорируя особенности индивидуального развития ледников. В то же время известно, что высоты концов современных ледников, иногда даже соседних, различаются по высоте на сотни метров. Не меньшие различия, конечно, в высоте концов ледников были и у древних ледников. Это доказывает, что у разных ледников даже одновременно откладывавшиеся морены отлагались на разных высотах и им соответствовали разные депрессии снеговой границы [11].

Но даже применение такой искусственной, не соответствующей естественным условиям развития оледенения, схемы показывает, что в разных долинах бассейна выпадает целый ряд стадий отступления. Так, в бассейне Кара-Койсу не обнаруживаются следы двух стадийальных остановок ледника, в бассейне Казикумухского Койсу — трех. Конечные морены в одной и той же долине, значительно различающиеся по абсолютной высоте, Н. А. Нагинским относятся к одной и той же стадии отступления. Например, в долине р. Уба (бассейн р. Кара-Койсу) конечные морены, находящиеся на высотах 2030 и 2120 м, обе относятся к первой стадии отступления ледника, а морены, лежащие на высотах 2330 и 2420 м, — ко второй стадии отступления ледников.

Ледники в бассейне р. Сулак в максимальную стадию верхнечетвертичного оледенения оканчивались на высотах 1700—1900 м. Наиболее низко (на высоте 1650 м) скопление валунов указывается в долине р. Киль [21]. Лишь в бассейне Казикумухского Койсу, где и современное оледенение незначительно, наиболее низко расположенные следы верхнечетвертичного оледенения обнаружены на высоте 2070 м, которую, видимо, и следует считать наиболее низкой отметкой максимальной стадии верхнечетвертичного оледенения в этом бассейне, а не полагать, как это делает Н. А. Нагинский [21], исходя из депрессии снеговой границы, что эти следы относятся ко второй стадии отступления ледников. По данным О. М. Знаменской [9], верхнечетвертичные ледники долин Кваршинки и Киль оканчивались на высоте около 2000 м.

Длина верхнечетвертичных ледников в максимальную стадию в разных долинах была неодинаковой. Особенно значительные ледники были в бассейне р. Кара-Койсу. Длина ледника, спускавшегося в это время по долине р. Тлейсерух, по данным Н. А. Нагинского [20, 21], достигала 33—35 км. По мнению О. М. Знаменской [9], длина ледника в долине р. Кваршинки достигала 11,5 км, в долине р. Киль 10,5 км.

Л. И. Маруашвили [19], исходя из определения абсолютных высот древних размытых каров, определяет высоту снеговой границы в период максимума верхнечетвертичного оледенения в 2500—2900 м, а длину долинных ледников в бассейнах Тушинской и Пирикительской Алазани в 10—20 км.

По мнению Н. А. Нагинского, в восточной части бассейна р. Сулак (бассейн Кара-Койсу) в верхнечетвертичное время «развилось большое оледенение с образованием наибольших в Дагестане ледников, расположенных в продольных долинах. На западе Дагестана оледенение было меньшим, с ледниками преимущественно в поперечных долинах» [21]; это Н. А. Нагинский объясняет влиянием геоморфологических условий. На востоке бассейна Сулака ко времени верхнечетвертичного оледенения рельеф отличается меньшим расчленением, чем на западе, в результате чего после опускания снеговой границы выше нее оказалась

большая площадь плоских участков, благоприятных для накопления снега и фирна, т. е. площадь областей питания, величина которых, наряду с понижением снеговой границы, обусловленной изменением климата и тектоническими поднятиями, является одним из важных факторов, определяющих величину оледенения и, особенно, длину ледников. «Вследствие меньшего расчленения на востоке, площадь, занимаемая вечными снегами, при депрессии снеговой границы должна была нарастать быстрее, чем на западе» [21], но и деградация оледенения «происходила на востоке быстрее и в больших размерах», так как даже при небольших поднятиях снеговой границы ниже нее оказывались значительные участки области питания. Поэтому «при сравнении с современным оледенением, налицо явная асимметрия; современное оледенение более развито на западе Дагестана, при большем развитии вюрмского (верхнечетвертичного. — П. К.) оледенения на востоке» [21].

Современное состояние расчленения рельефа восточной и западной частей бассейна Сулака находится в соответствии с вышеприведенными суждениями. «Так, на западе по линии Диклос-Мта (4276 м) — Аддалашюхгельмеэр (4153 м) превышение над р. Андийским Койсу (уровень 1130 м) 3080 м, а на востоке по линии Хуналамицер (3792 м) — Битиней (4107 м) превышение над р. Тлейсерух (уровень 2280 м) всего 1670 м» [21].

С чем же связаны большие различия в степени расчлененности двух лежащих рядом районов? Они могут быть объяснены лишь различиями в величине неотектонических поднятий. По нашему мнению, большее расчленение рельефа (и, особенно, большая глубина вреза речных долин) на западе Дагестана было связано с большими поднятиями этого района сравнительно с бассейном Кара-Койсу. В результате этих поднятий моренные отложения западной части бассейна Сулака были подняты выше, чем морены бассейна Кара-Койсу, вследствие чего и создается впечатление о меньшей величине оледенения этого района.

По мнению О. М. Знаменской [9], поперечные долины третьего порядка в районе Богосского хребта во время верхнечетвертичного оледенения заключали ледники, выходившие за их пределы, причем в верховьях продольных долин эти ледники сливались с ледниками, находившимися в них, а в более нижних частях, выходя в продольные долины, лишённые ледников, давали островное (четочное) оледенение продольных долин. Ледник, спускавшийся по долине Кемеэр, образовывал островное оледенение в долине р. Кваршинки, задерживая сток воды и способствуя отложению рыхлых материалов на участке долины Кваршинки, лежащем выше вышедшего в долину языка ледника. Подобное же оледенение, по О. М. Знаменской [9], имела и долина р. Киль: оледенение было в верхней части этой долины, оканчивавшейся выше сел. Акнада, затем находился участок не подвергавшийся оледенению, и в районе сел. Тинди — островное оледенение, обусловленное выходом ледника из долины р. Тинди в долину р. Кваршинки.

Но имеющиеся данные свидетельствуют о том, что на участках между верховьями долин Киль и Кваршинки и участками островного оледенения этих долин, лежащими у селений Тинди и Каантла, также имеются следы пребывания ледника, видимо, более древнего, чем хорошо сохранившиеся следы в верховьях долины и в районе ледникового «острова» (устьевая ступень долины р. Кемеэр, которая могла образоваться лишь при условии существования ледника в главной долине, переуглубление долины р. Киль по отношению к долинам ее притоков). Это дает возможность предполагать, что в максимальную стадию первой фазы было сплошное оледенение в долинах Киль и Кваршинки. После короткого

интергляциального промежутка во время второй фазы верхнечетвертичного оледенения образовалось описанное островное оледенение. Вследствие влияния тектонических движений, эрозии и энергичной денудации, следы оледенения более древней фазы верхнечетвертичной ледниковой эпохи сильно видоизменены и даже уничтожены. Очевидно, для окончательного решения вопроса о нахождении верхнечетвертичного ледника в долинах Киль и Кваршинки между верховьями и районами островного оледенения еще недостаточно данных и необходимы дополнительные исследования геоморфологии этого района.

Имеются указания о двуфазности верхнечетвертичного оледенения и в долинах Аварского Койсу, Кара-Койсу, а также в верховьях Андийского Койсу [16]. В верховьях левых притоков Пирикитской Алазани морены первой фазы оледенения, сложенные из материала, характеризующегося большой выветренностью, спускались до высоты 2700 м, второй — не ниже 3300 м [19].

Следы более древних, чем верхнечетвертичное, оледенений изучены на Восточном Кавказе еще недостаточно. По этому вопросу имеется много противоречивых суждений, и поэтому установить истинное положение довольно трудно, а иногда и невозможно без дополнительных глубоких исследований. Наряду с полным отрицанием оледенений в более ранние, чем верхнечетвертичная, эпохи имеются указания на их значительные размеры, когда концы ледников спускались до отметки 500—800 м, а длина достигала нескольких десятков километров [7].

Конечную морену среднечетвертичного возраста в долине Кусар-чая указывают [27, 28, 31] между Муругом и Лезе. Возле сел. Лезе остатки морены лежат на высоте 200 м над селением [27]. В ней много огромных (до 12—15 м в диаметре) валунов, желтых и сероватых известняков и доломитов [27]. А. Л. Рейнгард проследил среднечетвертичную морену до абсолютной высоты 1100 м. При этом положении конца ледника длина его достигала 35 км [27]. В другой работе [28] А. Л. Рейнгард полагает, что среднечетвертичный ледник по Кусар-чаю спускался до Челагира (до высоты 900 м) и достигал в длину 50—53 км.

Мореной среднечетвертичного возраста в долине р. Самур считается скопление «крупных валунов красновато-желтых доломитизированных известняков титона» [18] на склоне террасы у сел. Зейхур (на правом берегу реки) на высоте 550—580 м [28], когда ледник имел длину 72—73 км. Ниже конечной морены у сел. Зейхур появляется 40—45-метровая терраса, связанная с указанной мореной и имеющая на поверхности два лессовых горизонта, разделенных ископаемой почвой. А. А. Ализаде и В. Е. Хаин среднечетвертичные моренные отложения указывают в долине р. Усук-чай (верховья Самура), у сел. Теке и Саладжук [18].

Н. В. Думитрашко, Б. А. Будагов и Д. А. Лиленберг [18] считают вышеописанные следы среднечетвертичного оледенения «явно сомнительными», так как здесь морены отсутствуют, а «в склонах террас обнажены хорошо сортированные слоистые валунно-галечные отложения». В то же время Д. А. Лиленберг [16] пишет, что «морены максимальной фазы последнего оледенения сопрягаются с террасами рек Сулак, Самур и Кусар-чай, которые в низовьях переходят в фаунистически охарактеризованные хазарские (среднечетвертичные. — П. К.) морские террасы Каспия. Террасы хвалынского времени вложены в них и увязываются со стадийными моренами. По-видимому наступание последнего оледенения относится к самому концу хазарского времени, с хвалынской трансгрессией было связано его таяние и отступление».

К нижнечетвертичному оледенению в долине р. Кусар-чай А. Л. Рейнгард [26] и В. Е. Хаин [31] относили «конгломераты Джагарского моста»

на высоте 1020 м, состоящие из сцементированных округлой формы валунов и галечников, которые, по мнению Д. А. Лиленберга [17, 18], «не имеют никакого сходства с моренами вследствие прекрасной водной сортировки и слоистости» и представляют собой водноледниковые отложения плиоценового оледенения.

Галечниковый материал верхней части кусарской толщи, по А. Л. Рейнгарду [28] и И. Ф. Пустовалову [23, 24], является свидетельством наиболее древнего оледенения, возраст которого условно датируется «как верхнеапшеронский или отвечающий перерыву между апшеронскими и бакинскими отложениями» [28], хотя несколько ниже А. Л. Рейнгард полагает более правильным считать это оледенение миндельским и сопоставлять его с бакинской трансгрессией Каспия и валунным горизонтом Терского и Сунженского хребтов, возраст которого принимается как нижнечетвертичный [11]. Кусарская свита сложена толщей континентальных галечников в основном из хорошо окатанной гальки темно-серого плотного песчаника, реже светлого и розового плотного известняка. Эта свита П. Е. Воларовичем [3], а вслед за ним и рядом других исследователей считалась флювиогляциальной послетретичной толщей. И. Ф. Пустовалову «удалось установить, что толща покровных континентальных галечников кусарской свиты, имеющих в западной части равнины мощность 230 м, к востоку, в сторону моря переходит в отложения, охарактеризованные верхнеапшеронской фауной» [23]. Это дало ему основание относить кусарскую свиту к верхнему апшерону. К этому же выводу приходит и В. Д. Голубятников [5], основываясь на существовании в районе Дагестана двух нижнечетвертичных террас, из которых более молодая по находкам фауны датируется как верхнебакинская.

Однако с выводом И. Ф. Пустовалова о верхнеапшеронском возрасте кусарских галечников не все исследователи этих отложений согласились. В. П. Батурин [24], производивший исследования между реками Ах-чай и Кусар-чай, «основываясь на факте несогласного залегания галечников кусарской свиты на отложениях апшеронского яруса, эту толщу галечников рассматривал как эквиваленты бакинского яруса». Н. К. Игнатович [24], «сопоставляя разрезы буровых скважин с разрезом отложений Кусарской наклонной равнины, склонен параллелизовать с галечниками кусарской свиты отложения верхнего апшерона и низов бакинского яруса, охарактеризованные фауной».

Нам кажется, что мнение Н. К. Игнатовича заслуживает серьезного внимания, поскольку возраст поверхностного слоя валунов кусарской свиты и четвертой террасы палеонтологически не датирован, а следовательно, и то и другое образование может уложиться в промежутке времени от верхнего апшерона до верхнего баку. Кроме того, в связи с довольно значительной величиной территории, на которой распространена кусарская свита, и различием условий литогенеза в разных частях Кусарской наклонной равнины возможна разновозрастность кусарских галечников в разных местах. Имеющиеся фактические данные (различная мощность, выпадение некоторых стратиграфических горизонтов, различия в тектонике) действительно свидетельствуют о неодинаковом ходе образования осадков и возможной неодновременности отложений кусарской толщи.

И. Ф. Пустовалов [24] рассматривает толщу кусарских галечников «как континентальные отложения склонов, обязанные своим происхождением, как правильно указал еще П. Е. Воларович, выносу водных потоков, спускавшихся с Главного хребта и массива Шах-дага». Эта толща, по его мнению, «представляет собою сложный конус выноса из прилегающих гор», в основном из выносов р. Кусар-чай, а также Самура,

Кудиал-чая и некоторых других рек. Крупнообломочный материал, вследствие уменьшения скорости рек, отлагался в предгорной зоне, а более мелкозернистый — в прибрежной зоне морского бассейна.

Среди валунного материала кусарской свиты не встречается таких значительных глыб [3]), которые не могли бы вынести на равнину водные потоки и, особенно, селевые потоки. Поэтому для образования кусарского галечника нет необходимости допускать участия значительного оледенения и считать его флювиогляциалом, хотя, вероятно, в апшероне уже существовало горное оледенение современного типа.

Допускать в апшеронское время существование значительного оледенения у нас нет оснований — ведь мы не имеем каких-либо серьезных фактических данных, которые бы свидетельствовали о похолодании климата в то время [1, 17]. Нет никакой необходимости привлекать оледенение для объяснения генезиса каждого галечника, отложенного в предгорьях. Он может образоваться и без оледенений в результате выноса продуктов денудации в эпохи тектонических поднятий [16, 32]. В противном случае мы должны будем допустить участие оледенения и в образовании галечников Кусарской наклонной равнины, «залегающих между фаунистически охарактеризованными отложениями акчагыла и понта», сопоставляемых с продуктивной толщей [23], и признать правильной концепцию С. А. Ковалевского [13] о десяти оледенениях, имевших место на юго-востоке Кавказа (в Аджиноурских предгорьях) в плиоцен-четвертичное время, поскольку она основана на принципе обусловленности галечниковых горизонтов оледенениями. Очевидно, для допущения существования оледенения необходимы и другие доказательства, кроме существования галечной толщи, которая является характерной и для ледниковых эпох и для времени энергичной эрозии, происходящей вследствие тектонических поднятий.

Таким образом, согласно последним данным, в юго-восточной части Восточного Кавказа отсутствуют убедительные следы развития значительных оледенений более древних, чем среднечетвертичное. Несмотря на существование здесь в нижнечетвертичное время сравнительно высоких гор, в связи с высоким положением снеговой границы, они не представляли необходимых условий для развития такого оледенения. Существование небольших оледенений, находившихся в границах развития верхнечетвертичного оледенения, не исключается, и вполне вероятно, хотя следов их, вследствие легкой разрушаемости пород (в основном глинистых сланцев), слагающих этот район, не сохранилось: они были уничтожены в результате процессов денудации и частично погребены под продуктами разрушения.

В связи с большим значением денудации в данном районе, она является здесь одним из заметных факторов древнего оледенения, поскольку ее интенсивность в определенной мере обуславливает высоту рельефа.

Интенсивность денудационных процессов зависит от большого количества факторов (величина поверхностного стока, крутизна склонов, покрытость склонов растительностью, литологический состав слагающих район горных пород, интенсивность выветривания, режим осадков и т. д.) и прежде всего от более или менее благоприятного их сочетания, которым как раз и характеризуется территория Восточного Кавказа.

На Восточном Кавказе процессы денудации, особенно водная эрозия, происходят значительно интенсивнее, чем в других районах СССР, что обуславливает и значительно большее понижение уровня поверхности рельефа в этом районе. «Так, для понижения поверхности бассейна на 1 мм р. Дон требуется 50 лет, р. Волге 140 лет, а для рек Сулак и Самур всего 5—7 месяцев» [7].

Большое значение для современной денудации имеют селевые потоки, имевшие и в прошлом большое распространение [7]. Река Ахтычай, вследствие развития в ее бассейне селевых явлений, имеет огромный, сравнительно с величиной бассейна, объем твердого стока. «Модуль эрозии ее (смыв горных пород с одного квадратного километра площади водосбора) составляет 4000 тонн в год, что почти в 150 раз больше модуля эрозии Волги и в 20 раз превышает смыв с поверхности горной реки Кубань» [7]. Водная эрозия на южном склоне азербайджанской части Большого Кавказа почти в 10 раз более интенсивна, чем на Малом Кавказе.

В связи с приведенными фактами можно полагать, что денудационные процессы на Восточном Кавказе значительно противостоят поднятиям рельефа, не способствовали длительному сохранению высокого рельефа, чем в большой мере способствовали уменьшению оледенения, причем это уменьшение оледенения за счет денудации, происходившее на всем Кавказе, особенно интенсивным было на Восточном Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будагов Будаг. Геоморфология северного склона юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та географии АН Азерб. ССР, т. VII, Баку, 1957.
2. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. ГГО, т. LXV, в. 2—3, М., 1933.
3. Волярович П. Е. Бассейн Шолларских источников. Изв. Геологического комитета, т. XXVIII, 1909.
4. Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку, 1959.
5. Голубятников В. Д. Морские и речные террасы Дагестана. Тр. Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, в. 3, М., 1937.
6. Гроссгейм В. А. О смещении главного водораздела Большого Кавказа. Изв. ВГО, т. 82, № 3, Л., 1950.
7. Гюль К. К., Власова С. В., Кисин И. М., Тертеров А. А. Физическая география Дагестанской АССР. Махачкала, 1959.
8. Дробышев Д. В. Геологическое строение южного участка Дагестанского пересечения Кавказского хребта. Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, в. 1, Ессентуки, 1938.
9. Знаменская О. М. Оледенение Богосского хребта. Тр. Ледниковых экспедиций, в. V, Л., 1936.
10. Карстенс И. Э. Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани. Тр. Нефтяного геолого-разведочного ин-та, серия Б, в. 4, Л.—М.—Грозный—Новосибирск, 1934.
11. Ковалев П. В. О древнем оледенении в бассейне р. Терек. Материалы Кавказской экспедиции, т. 3, Харьков, 1961.
12. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Кубани. Материалы Кавказской экспедиции, т. 4, Харьков, 1962.
13. Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Баку—Москва, 1936.
14. Крестников В. Н. Тектоническая характеристика Восточной части Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог., № 6, М., 1947.
15. Крестников В. Н. К истории геологического развития Восточного Кавказа в области тушетского пересечения. Изв. АН СССР, серия геолог., № 2, М., 1949.
16. Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы оледенения Восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отдел геологический, 4, М., 1959.
17. Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана. Матер. Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. II, М., 1961.
18. Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М., 1962.
19. Маруашвили Л. И. К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии (Грузия). Изв. ГГО, т. 71, в. 7, М., 1939.
20. Нагинский Н. А. Водопад Чирхило в Дагестане. «Природа», 1947, № 1.
21. Нагинский Н. А. Вюрмское оледенение Дагестана. Изв. ВГО, в. 2, М., 1948.
22. Нагинский Н. А. Кары Дагестана, «Природа», 1949, № 9.

23. Пустовалов И. Ф. Краткие данные по геологии и гидрогеологии Кусарской наклонной равнины. Матер. ЦНИГРИ, гидрогеология, сб. 3, Л.—М.—Грозный—Новосибирск, 1934.

24. Пустовалов И. Ф. О возрасте покровных галечников Кусарской наклонной равнины. Матер. ЦНИГРИ, гидрогеология, сб. 3, Л.—М.—Грозный—Новосибирск, 1934.

25. Рейнгард А. Л. Ледниковый период в Северном Кавказе. Зап. Харьковского ун-та, кн. 2, 1912.

26. Рейнгард А. Л. К вопросу о следах ледникового периода на Кусарской наклонной равнине. Изв. ГРГО, т. 58, в. 1, М., 1926.

27. Рейнгард А. Л. Исследования по четвертичной геологии в районе Шахдага и Кусарской наклонной равнины. Изв. Всесоюзного геологического объединения, т. 51, в. 13, М., 1932.

28. Рейнгард А. Л. О возрасте оледенений в горной группе Шахдага. Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей, т. LXV, в. 1, Л.—М., 1936.

29. Соловкин А. Н. Реликты древних речных долин в области юго-восточного Кавказа. Доклады АН Азерб. ССР, т. V, № 2, Баку, 1949.

30. Филимонов И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане. Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, в. 1, Ессентуки, 1938.

31. Хаин В. Е. Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах. Баку—Москва, 1937.

32. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа, Баку, 1950.