

О ДРЕВНЕМ ОЛЕДЕНЕНИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Л. И. МАРУАШВИЛИ

I

Современные знания о четвертичной истории Большого Кавказа, хотя еще и далеки от совершенства, но все же достаточны для того, чтобы иметь представление о главнейших геологических событиях, определивших постплиоценовую историю означенной складчатой системы. Значительно хуже обстоит дело с Малым Кавказом — еще слабо изученной горной страной, занимающей южную часть Закавказья. Оледенения, представляющие наиболее выдающуюся и характерную черту четвертичного прошлого высокогорных и полярных стран, для Малого Кавказа не только не изучены, но до сих пор даже факт существования их следов в Малом Кавказе вызывает у многих сомнения. Какова была площадь и мощность древнего ледникового покрова Малого Кавказа, было ли здесь одно, или же несколько оледенений? Эти вопросы пока остаются открытыми.

Как известно, современное оледенение Малого Кавказа занимает незначительную площадь и состоит преимущественно из небольших фирнглетчеров. На огромном вулканическом массиве Арарата (5156 м), возвышающемся на границе Ирана с Турецкой республикой, занятая «вечным» фирном и льдом площадь равна 28 кв. км. Другой гигантский вулкан Армянского нагорья — Арагац (Алагез), достигающий 4095 м абс. выс., также несет пять незначительных фирнглетчеров, помещающихся главным образом в обширном кратере этого сложного вулкана. Общая площадь ледников Арагаца равна 5.5 кв. км. Имеются также указания на существование небольших фирнглетчеров всякого типа на горе Капуджих (3917 м) в Нахичеванском крае. Наконец, за пределами СССР, в Турции, небольшие цирковые и висячие леднички имеются на Понтийском хребте у горы Карчхал (7), а также в турецкой (южной) части Арсианского хребта. Таким образом вся площадь современного оледенения Малого Кав-

каза меньше 50 кв. км или в 40 раз меньше современного ледникового покрова Большого Кавказа. Это и понятно, так как по гипсометрическому развитию Малый Кавказ значительно уступает Большому Кавказу, и, кроме того, континентальный климат Малого Кавказа менее благоприятен для оледенения, чем климат Большого Кавказа.

Однако соображения историко-геологического порядка заставляют нас искать в Малом Кавказе следы гораздо более мощного, чем современный ледниковый покров его, древнего оледенения. Известно, что геологически недавно — в вюрмскую ледниковую эпоху, совпадающую с палеолитической эпохой развития человечества, оледенения высокогорных и полярных стран обладали гораздо более мощными размерами, чем в современный период. Это явление уже твердо установлено в масштабе всего земного шара — древнеледниковые образования известны в Альпах, северной Европе и Северной Америке, в Большом Кавказе, Центральной Азии, Африке, Южной Америке, Австралии, Новой Зеландии, Антарктиде и т. д. и т. д. Естественно предполагать, что Малый Кавказ не мог явиться исключением в отношении такого универсального для всей земли явления и что в ледниковые эпохи четвертичного периода в Малом Кавказе имелись условия для существования довольно обширного ледникового покрова. Исходя из того, что для Альп, Большого Кавказа и Памира величина депрессии снеговой границы в максимальную фазу вюрма колеблется в пределах 1000—1300 м, можно а priori предполагать, что некоторые из хребтов и массивов Малого Кавказа, ныне совершенно свободные от ледникового покрова, в вюрмскую эпоху должны были подниматься над тогдашней снеговой границей и нести ледниковый покров. Ниже мы стараемся показать, что наблюдения над фактами подтвер-

ждают это предположение и что в вюрмскую эпоху Малый Кавказ имел значительное оледенение.

II

Первые наблюдения над следами древнего оледенения в Малом Кавказе относятся к ранней стадии геологического исследования нашей страны. Одним из пионеров этого дела явился Джиффорд Пальгрев, бывший в середине минувшего века британским консулом в Трапезунде (Турция). Пальгрев объездил большую северовосточную часть Анатолии и часть Армянского нагорья, встречая в различных пунктах несомненные следы древнего оледенения (20, 21).¹ Так, напр., он обнаружил мощные морены к В. от Эрзерума, на хребте Тортум и на Кискимском плато, а также в Понтийском хребте. На северном склоне водораздела между Черным морем и бассейном Евфрата морены, по словам Пальгрева, спускаются до 5000 фут. абс. выс. По описаниям Пальгрева можно заключить, что это оледенение было довольно мощным и что в Понтийском хребте когда-то имелись крупные ледники долинного типа. Сообщения Пальгрева позже были подтверждены и дополнены наблюдениями Зданевича и П. Чарковского, обнаруживших в Понтийском хребте мощные морены и высокие горные вершины чисто альпийского облика.

Столкнулся со следами древнего оледенения южного Закавказья также и Г. Абих, установивший их на массиве Арарата.² В своем труде об Армянском плато (7) Абих вскользь отмечает несколько фактов, наводивших знаменитого исследователя на мысль о наличии следов древнего оледенения в пределах Джавахетии. Так, напр., он упоминает о своеобразном распространении обломков литоидного обсидиана с массива

¹ См. также переводную статью «Следы ледникового периода в северо-восточной Анатолии. Письмо Джиффорда Пальгрева к издателю журн. „Nature“» в «Известиях Кавказского отдела Русск. Географ. общ.», т. VI, № 2, стр. 172.

² По справке Б. Л. Личкова, площадь древнего оледенения Арарата равнялась 68 кв. км, т. е. была почти в 2½ раза больше современной.

горы Самсар к З. почти до Ахалкалакской равнины, в виде «мореноподобных валов и потоков». В другом месте Абих находит сходство запирающих мелкие озера Джавахетии бугров с моренными холмами. Однако дальше этих смутных, неопределенных и несколько нерешительных указаний Абих в отношении древнего оледенения Джавахетии не пошел, что было вызвано ограниченностью времени, бывшего у него для исследований в Джавахетии, а также слабым развитием методики гляциально-морфологических наблюдений в эпоху Абиха (середина XIX в.).

Сравнительно хорошо изучены следы древнего оледенения на массиве Арагаца (Алагеза). Впервые они были констатированы в 1896 г. известным альпинистом, военным топографом А. В. Пастуховым (19). Он установил наличие конечноморенного озерного ландшафта на склонах Арагаца и вычислил размеры древних ледников этой горы. По словам Пастухова, конечные морены образуют здесь два вала, соответствующие двум главным стадиям отступления Арагацских ледников. Озера Арагаца Пастухов считает моренными водоемами. Ледник, сползавший по ущелью р. Гюзал-дара до 2100—2200 м абс. выс., имел до 9 км длины, но все же уступал по величине другому леднику, залегавшему в ущелье Манташ. Кроме того, Пастухов отмечает также мощные боковые морены, высота которых достигает 70—170 м.

Представления о древнем оледенении Арагаца и оставленных им морфологических следах были в последнее время развиты Б. Л. Личковым (15). Названный исследователь подтвердил мнение А. В. Пастухова о ледниковом происхождении озер верхнего пояса Арагаца (Каргел, Лессинг-гел и др.). Из гляциальных форм Личков описывает трои, восемь больших каров (цирков), «бараньи лбы», следы штриховки, типичные межкарковые перемычки и пр. Древнее оледенение Арагаца занимало площадь в 186.5 кв. км, т. е. превосходило современный ледниковый покров Эльбруса. Высота Арагацских ледниковых цирков, по словам Личкова, превосходит 2700 м, запрудные озера, связанные



Фиг. 1. Вид потухших вулканов Джавахетии: Кара-кузей (в левом углу, острая), Самсара (в центре) и Абула (справа) с северозападной стороны. Между Самсаром и Кара-кузей видны два древнеледниковых цирка. Эскиз сделан с вершины горы Гвиргвина на Тriaлетском хребте, в июне 1937 г. Оригинал.

с деятельностью оледенений, находятся на высотах от 2500 до 3200 м, а крайние точки ледникового выноса материалов дают себя чувствовать даже на высоте 2100—2300 м, причем на северном склоне массива, в районе Хаджи-халила, все эти явления «опускаются гораздо ниже».

Восточнее Арагаца, в бассейне оз. Севан (Гокча), также имеются надежные признаки древнего оледенения. К. Н. Паффенгольц¹ на основании детального изучения Севанского бассейна пришел к выводу о наличии гляциальных форм и отложений в ее южной части, на склонах вулканических массивов Большого и Малого Ах-дага (3565 м и 3454 м), а также восточнее — к Ю. от оз. Севан. Здесь имеются хорошо выраженные цирки, размытые конечные морены, даже трюги. К. Н. Паффенгольц считает, что снеговая граница в этом районе опускалась до 2900 м абс. выс. Исходя из наблюдений над взаимоотношениями галечных террас и четвертичных лав,

названный исследователь допускает наличие следов четырех оледенений в Восточной Армении (18).

В отношении древнего оледенения грузинской части Малого Кавказа, т. е. Джавахетии и Аджаро-Тriaлетской складчатой системы, мнения разделяются на два противоположных лагеря. Одни из исследователей (2, 16, 17, 12) стоят на позиции полного отрицания древнеледниковых явлений в означенной области, другие же (10, 24, 26), наоборот, придают этим явлениям чрезвычайно большую роль, допуская существование следов древнего оледенения на весьма значительной площади грузинской части Малого Кавказа. Например, Круг (10) и Фохт (26), производившие геологические исследования в области водораздела рек Аджарисцкали и Коблиани, говорят о признаках древнего оледенения в районе перевала Годердзи (Годерский) на Арсианском хребте, основываясь на наличии перенесенных глыб. Последним они приписывают моренный характер. Взгляды названных авторов подверглись критике со стороны Мефферта, который катего-

¹ К. Н. Паффенгольц. Бассейн озера Гокча (Севан) — геологический очерк. Тр. Всесоюз. Геолого-развед. объедин., вып. 219, 1934, стр. 84—85.

рически отрицал существование каких-либо следов древнего оледенения не только в пределах Аджаро-Триалетской системы, но также и на Джавахетском плато. Однако Мефферт ограничился одним опровержением упомянутых мнений, не приведя ни одного довода в пользу своего мнения, кроме того, что, по его мнению, «Триалетский и Аджаро-Имеретинский хребты не имеют достаточной высоты» (?). Кроме перевала Годердзи-К. К. Фохт (27) констатировал следы древнего оледенения также и на массиве Самсара, но его указания на этот счет слишком лаконичны и довольно неопределенны, хотя и полностью подтверждаются нашими наблюдениями (см. ниже).

За последние 3—4 года С. Кузнецов, Н. Трифонов и Б. Беликов в ряде статей, посвященных геологии и петрографии Аджаро-Триалетии, касались вопроса о древнем оледенении названной области, полностью отрицая древнеледниковые явления на Триалетском, Месхетском (Аджаро-Имеретинском) и Шавшетском хребтах. В статье по геоморфологии Аджарии (12) Кузнецов и Трифонов отрицают наличие каких бы то ни было признаков древнего оледенения в западной части Аджаро-Триалетской системы. В других трудах тех же авторов (11, 2) это мнение распространено также и на Триалетский хребет.

Маршрут по Аджаро-Триалетии и Джавахетии, выполненный автором данной статьи в июне—июле 1937 г., дал результаты, заставляющие нас пересмотреть господствовавшее до сих пор мнение об отсутствии следов древнего оледенения в означенных областях. Ниже излагаются основные мотивы, говорящие в пользу того, что эти области подверглись хотя и кратковременному, но все же значительному оледенению, оставившему следы своего воздействия в их рельефе.

III

Аджаро-Триалетская складчатая система, тянущаяся в широтном направлении от г. Тбилиси до г. Батуми, состоит из хребтов Месхетского (Аджаро-Имеретинского), Шавшетского, Арсианского и Триалетского. Водораздельные

гребни этих хребтов поднимаются над верхним пределом зоны лесов, лежащим здесь на высоте 2000—2200 м над ур. м., а наиболее высокие вершины достигают 2500—2850 м абс. выс.

Следы древнего оледенения в Аджаро-Триалетской системе приурочены к высочайшим гребням и массивам выше-названных хребтов. Следы эти выражены здесь слабо и успели уже подвергнуться значительному изменению. Все же здесь находят факты, свидетельствующие о ледниковом воздействии, которые заключаются, вкратце в следующем:

I. Присматриваясь к морфологии высочайших массивов Аджаро-Триалетии, мы можем различить среди них два типа. Одни из вершин имеют выпуклые, большей частью пологие склоны, расчлененные лишь узкими эрозионными оврагами и ложбинами. К этому типу относятся, напр., горы Ломис-мта (2198 м), Кохта (2158 м), Тортиза (2004 м) и другие вершины Триалетского и Месхетского¹ хребтов, не достигающие 2200 м абс. выс. Другие же массивы, имеющие большую высоту, отличаются более обрывистыми склонами, узкими гребнями и нередко остроконечной формой. Таковы, напр., горы Каракая (2851 м), Санисло (2850 м), Ошора (2601 м), Мегврики (2481 м), Дидмагали (2584 м), Мепис-цкаро (2847 м) и др. Абсолютная высота в 2200—2300 (для Триалетии) и в 2000—2100 м (для Месхетского хребта) является некоторой «критической гранью», у которой происходит такой перелом.

Массивы второго типа, превышающие «критическую грань», по своим очертаниям приближаются к вершинам современных высокогорных областей оледенения. Они сходны, напр., с вершинами горно-гляциальной зоны Большого Кавказа, для которых наличие признаков воздействия вюрмского оледенения является фактом, не вызывающим сомнений. Иными словами, высочайшие вершины Аджаро-Триалетии имеют альпийские формы, приближаясь к типу «карлингов» А. Пенка. Больше всего подходят к этому типу горы Кара-кая,

¹ По терминологии проф. Ал. Джавахишвили.

Санисло, Ошара, Когосцкаро, Меписцкаро, а также, судя по устным сведениям, вершины западной части Месхетского хребта (Тагинаури, Джебири, Зотимериа, Хино, Халхама и др.).

Аналогичное явление имеет место также и на Джавахетском плато, но здесь «критическая грань» проходит значительно выше — на абсолютной высоте в 2400—2500 м. Вулканические конусы, не достигающие этой высоты (горы Тавкветили, Пулутлуг, Пунгар, Тавшантапа, Бабатанго и др.) сохраняют свою коническую форму почти в неизменном виде, если не считать узких борозд и оврагов, врезанных эрозией местами в их склоны. И наоборот, высочайшие вулканы Джавахетии (Самсар, Каракузей, Абул и др.), на которых лежит ясный отпечаток ледникового воздействия (см. ниже), в значительной мере утратили свои первоначальные округлые формы, обрывисты, имеют сильно расчлененный характер.

Таким образом в Аджаро-Триалетии и в Джавахетии имеет место некоторая вертикальная зональность рельефа, причем граница между зонами «мягкого» и «резкого» рельефа всюду вырисовывается с большой отчетливостью. Этот факт может быть объяснен лишь путем допущения древнего оледенения высочайших массивов означенных областей. Дело заключается в различной работе воды и льда. В вершинной области гор, свободных от оледенения, преобладают процессы плоскостного смыва дождевыми и тальми снеговыми водами и солифлюкции. Эти процессы не создают здесь резких отрицательных (полных) форм рельефа. Если все же здесь имеются определенные линии, вдоль которых концентрируется эродирующая работа водных потоков (периодических и постоянных), то получающиеся под влиянием линейной эрозии формы носят характер узких ложбин и оврагов, не нарушающих общей смягченной формы горы. Наоборот, ледниковый покров углубляет имеющиеся на склонах массива впадины, подкапывает и как бы скоблит гору с помощью приледниковых процессов физического (особенно морозного) выветривания и создает обрывы, кары, узкие гребни — перемычки, при-

давая вершинам остроконечную форму. Интересные иллюстрации этого явления можно видеть, между прочим, в кахетинской части Большого Кавказа в бассейнах рек Стори, Лопота, Дуруджи и др.; где мы встречаем вершинные массивы всех типов — от гор, никогда не подвергавшихся оледенению, до массивов, лишь совсем недавно освободившихся от ледникового покрова.

II. В гребневой части Триалетского и Месхетского хребтов удается установить наличие целого ряда сильно деформированных каров или цирков. Известно, что в Большом Кавказе хорошо сохранились кары даунской, гшнитской и даже бюльской стадий вюрмской эпохи, но почти везде уничтожены кары максимальной фазы вюрма. В Аджаро-Триалетии, по нашим наблюдениям, в гшнитскую и даунскую стадии, оледенения уже не существовало, так как тогда вершины Аджаро-Триалетии не достигали уровня сильно поднявшейся к этому времени снеговой границы. В бюльскую же стадию ледниковый покров одевал здесь лишь самые высокие пики. Таким образом в Аджаро-Триалетии можно искать лишь кары максимальной фазы и бюльской стадии, которые за большой промежуток времени, прошедший после их образования, были сильно деформированы линейной эрозией, элювиально-делювиальными процессами и настолько изменились, что распознаются с большим трудом. Все эти образования (кары) по своему гипсометрическому положению и степени сохранности довольно четко разделяются на две группы:

А. Кары нижнего яруса и

В. Кары верхнего яруса.

Первые приурочены к зоне, находящейся непосредственно над верхним пределом лесной растительности. На Триалетском хребте они располагаются, в среднем, на высоте 2200—2300 м, а на Месхетском хребте — ниже, — на высоте 2000—2100 м. Эти кары большей частью обладают довольно значительными размерами и сильно изменены денудационными факторами: днища их часто прорезываются молодыми эрозионными формами, а резкие углы между дном и стенками каров смягчены мощ-

ными скоплениями элювиально-делювиального материала.

Кары нижнего яруса были встречены нами в целом ряде пунктов как на Месхетском, так и на Триалетском хребтах. В качестве примера можно назвать кар, врезанный в андезитовых лавах Даба-дзвели, на северо-восточном склоне мощного массива Кюдиани. Устье этого кара, по показанию анероида, находится на абсолютной высоте в 2220 м. Диаметр его равен всего 200—250 м. В устье имеются уже совершенно задернованные «бараньи лбы». В днище кара врезаны неглубокие ложбины типа «делей». Сравнительно хорошая сохранность этого кара должна быть приписана прочности андезитовых лав потока Даба-дзвели, в которых выработан кар. Далее следует упомянуть кар, находящийся на северном склоне массива Саквело-Цхрацкаро, на абсолютной высоте в 2430 м. В устье этого кара имеются бугристые нагромождения — замаскированные растительностью моренные выносы древнего циркового фирнглечера. Крупный кар имеется также на северном склоне перевала Цхрацкаро и т. д. На северных склонах Месхетского хребта — к западу от Зекарского перевала и в окрестностях массива Мегврики — нами также констатированы кары нижнего яруса, часто сильно размытые, лежащие на абсолютной высоте 2000—2100 м.

Каровые ледники Аджаро-Триалетии, судя по размерам вмещавших их каров, были не большими. По крайней мере, они в этом отношении уступали современным каровым ледникам Большого Кавказа, которые успели за долгое время своего существования значительно расширить свои цирки путем подкапывания их стенок. Исходя из сопоставлений высотных отметок каров Аджаро-Триалетии с карами Большого Кавказа, мы считаем наиболее правильным отнести время образования каров нижнего яруса к максимальной фазе вюрма.

Кары верхнего яруса имеются лишь на немногих, самых высоких массивах Аджаро-Триалетии. Повидимому, после максимальной фазы вюрма большая часть гребней хребтов Аджаро-

Триалетской системы освободилась от ледникового покрова, и небольшие ледники остались лишь на горах Саквело-Цхрацкаро, Кара-кая, Санисло, Дидмагали, Мепис-цкаро. Исследование западной части Месхетского хребта покажет, имеются ли кары верхнего яруса на массивах Зотимериа, Хино, Тагинаури и др. От каров нижнего яруса эти кары отделяются высотным интервалом в 250—300 м и, судя по этому, соответствуют бюльской стадии альпийского вюрма (Тебердинская или Зарамагская стадия по А. Л. Рейнгарду в Большом Кавказе).

На северном склоне горы Саквело, на высоте 2650 м, имеется миниатюрный кар довольно правильной формы с высокой и крутой задней стенкой.

Несмотря на беглость наших наблюдений в Месхетском хребте, здесь тоже удалось подметить наличие синхроничных с верхним каром Саквело образований, относящихся к бюльской стадии. Так, на северо-восточном склоне горы Дидмагали (западнее Зекарского перевала) имеются морфологические признаки пребывания древнего висячего ложбинного ледника, спускавшегося с означенной горы, в истоки одного из левых притоков р. Цершаветис-цкали (Ханис-цкали). Циркообразное расширение в верхней части ледника находится на абсолютной высоте 2350 м, а конец ледника спускался до 2150 м. В нижней части долины, высланной рыхлым материалом подонной морены, врезаны две взаимно параллельные узкие эрозионные ложбины глубиной до 10—15 м.

Все кары Аджаро-Триалетии приурочены к северным склонам хребтов и нигде на южных склонах не встречаются. Морфология южных склонов Триалетского и Месхетского хребтов существенно отличается от рельефа северных склонов. Это обстоятельство дает, с одной стороны, лишнее подкрепление мнения о гляциальном происхождении описанных выше образований, а с другой стороны, свидетельствует о том, что южные склоны Месхетского и Триалетского хребтов совершенно или почти совершенно не под-

вергались оледенению. Выводом отсюда является то, что в ледниковую эпоху разница в высотном положении снеговой границы на северных и южных склонах достигала значительной величины — приблизительно 400—500 м. Интересно отметить, что альпийские формы вершин Кара-кая, Санисло, Ошора, Нагеба и других высочайших массивов при взгляде с юга не вырисовываются с такой четкостью, как с севера.

Все перечисленные гляциальные черты строения Аджаро-Триалетии выражены весьма слабо и нерезко и сильно изменены послеледниковой денудацией. Обусловлено это, повидимому, тем, что низкие хребты Аджаро-Триалетии покрылись снегом позже, а освободились от него раньше, чем, напр., хребты Большого Кавказа, значительно превосходящие первые по высоте. Однако даже немногие сохранившиеся следы древнего оледенения Аджаро-Триалетии позволяют сделать следующие выводы о характере этого оледенения.

1. В максимальную фазу вюрма северные склоны тех массивов Аджаро-Триалетии, которые превышают 2200—2400 м абс. выс., имели оледенение, состоявшее из второразрядных ледников циркового и висячего типа. Такими массивами являются (с востока на запад) горы Арджеван (?), Джамджама, Гвиргвина, Саквело-Цхрацкаро, Кодиани, Кара-кая, Санисло, Ошора, Мегврики, Когосцкаро и Нагеба, Дидмагали, Меписцкаро и (предположительно) Санислиа, Джебири, Халхама, Зотимериа, Тагинаури. . . В это время весь северный склон Месхетского хребта между горами Хино и Мегврики (на протяжении 90 км) нес почти сплошной фирново-ледниковый покров.

2. Снеговая граница в максимальную фазу вюрма располагалась на северных склонах Месхетского хребта (в исследованной нами части на абсолютной высоте в 2000—2100 м), а в Триалетском хребте, на северных же склонах, — на высоте 2200—2300 м.

3. В бюльскую стадию незначительные ледники сохранились лишь на северных склонах наиболее высоких массивов Аджаро-Триалетии (Саквело, Кара-кая, Меписцкаро). В это время снеговая



Фиг. 2. Вершины горы Гвиргвина (2351 м) в Триалетском хребте. Скалистые гребни представляют выходы авгитовых порфиринов, залегающих в форме внутриформационных эффузивных покровов в среднеэоценовой туфогенной флишевой свите. Июнь 1937 г. Оригинал.

граница проходила уже на высоте 2400—2700 м, причем опять-таки она повышалась в направлении с запада на восток.

4. Моренные образования за немногими исключениями (см. выше), а также ледниковая штриховка, «бараньи лбы» и прочие микрорельефные признаки древнего оледенения в Аджаро-Триалетии были полностью уничтожены в течение послелюльского времени процессами эрозии выветривания, солифлюкции и почвообразования. Следует отметить, что и в Большом Кавказе названные элементы гляциального комплекса сохранились лишь в местах, где ледники пребывали после бюльской стадии — в стадии гшнитскую, даунскую и более поздние.

IV

Значительно лучше, чем в Аджаро-Триалетской складчатой системе, следы древнего оледенения сохранились на Джавахетском вулканическом плато, восточная часть которого увенчана вулканическими конусами, достигающими 3000—3300 м абс. выс.

Ярко выражены признаки воздействия древнего оледенения на мощных массивах Самсара и Абула — двух гигантских трахи-дацитовых конусах, входящих в возвышающийся западнее оз. Па-

равнис-тба (Тапараван) меридиональный ряд вулканов.

Самсар, достигающий 3285 м абс. выс., справедливо считается красивейшим вулканом Джавахетии. Его кратер, прованный к С.-В., имеет 5 км в поперечнике и около 700 м глубины, считая от главной вершины Самсара. Самсар в еще большей степени, чем его сосед — Абул, утратил свой первоначальный характер округлого конуса. При взгляде с С. даже на расстоянии 15—20 км резко вырисовываются зубчатые контуры этой горы — острые гребни с «иглами» и «башнями», скалистые пики и отвесные обрывы. Если сравнить Самсар с другими крупными вулканическими конусами Кавказа, напр. с Казбеком, Абулом или Араратом, можно видеть, что Самсар относится к числу сильно деформированных вулканических построек.

Типичные картины гляциального ландшафта разворачиваются при подъеме на Самсар с северозападной стороны. По этому склону Самсара в вюрмскую эпоху сползал ледник долинного типа, длина которого во время его максимального развития достигала 5.5 км. Хорошо разработанный трог этого ледника в своей средней части имеет ширину около 0.5 км. Перелом правого борта трога свидетельствует о том, что мощность льда равнялась 50—60 м. На дне трога видны многочисленные округленные скалы — «бараньи лбы», покрытые зарослями травы и рододендрона. В средней части трога, вдоль его левого борта, тянется древняя боковая морена, состоящая из лавовых глыб и прослеживающаяся на протяжении около 1.5 км. В верхней части трога, на абсолютной высоте в 2850 м (по анероиду) сохранилась стадиальная конечная морена. Верхний конец трога замыкается правильным полукруглым цирком с крутыми стенами. Порог цирка находится на высоте 2950 м. Выше, у самого вершинного гребня Самсара, на высоте 3130 м, имеется небольшой, слабо развитый кар.

Ледник, сползавший по означенному трогу, имел единственный приток, сползавший с горы Кара-кузей и впадавший в основной ледник справа. После слияния обоих ледяных потоков на высоте

2400 м лед сползал широким потоком и достигал около 2250 м абс. выс.

Исходя из этого, можно приблизительно вычислить высоту снеговой границы на северных склонах Самсара в максимальную фазу вюрма, — она равна 2400—2500 м над ур. м.

Ледник, сползавший с горы Кара-кузей, принадлежал к тому типу всяческих ледников, который можно назвать ложбинным и представители которого в большом числе имеются среди современных ледников Большого Кавказа. К этому типу относятся, напр., оба ледника западного склона горы Шан (Казбекский район). Длину ледника Кара-кузей можно оценить приблизительно в 0.8—1.0 км. Вспаханное им ложе и остатки моренных отложений по бокам ложа создают подобие фотографического отпечатка, зафиксировавшего форму и размеры этого давно растаявшего глетчера.

Склоны гор Самсара и Кара-кузей, окружающие бассейн древнего ледника, имеют типичную альпийскую морфологию. Прежде всего, Кара-кузей — этот крупный трахитацитовый вулкан — в результате ледникового воздействия совершенно утратил форму конуса и напоминает скорее остроконечную пирамиду с ясно выраженными ребрами или гребнями. Между Кара-кузей и Самсаром и на гребнях, спускающихся с вершин Самсара, торчат зазубренные скалистые пики, разделенные узкими перемычками и изборозжденные кулуарами, по которым скатываются обломки выветривающихся пород. Словом, здесь царит характерный ландшафт высокогорной области, лишь недавно освободившейся из-под льда. Только ледниковая экзарация и приледниковое морозное выветривание могли создать этот рельеф, при виде которого забываешь, что находишься в Малом Кавказе, а не где-нибудь близко от Казбека или в Сванетии!

Высочайшая вершина Джавахетии — гора Абул (3200 м), подобно Самсару, обнаруживает бесспорные признаки воздействия древнего ледникового покрова. На ее северных склонах имеется несколько довольно глубоких ледниковых цирков, устья которых расположены



Фиг. 3.

на абсолютной высоте в 2400—2600 м. Эти кары и разделяющие их узкие гребни-перемычки придают Абулу с северной его стороны такой вид, который меньше всего наводит на сравнение формы этого массива с вулканическим конусом. От своего первоначального облика Абул сохранил только плоский, усеченный характер своей вершины, являющейся горлом небольшого кратера.

Иную картину представляет Абул с Ю.-З., со стороны г. Ахалкалаки. Отсюда верхняя часть горы представляется в виде правильного усеченного конуса, а мощные лавовые потоки хранят свою форму почти без изменения. На абсолютной высоте в 2900 м имеется сильно размытый небольшой кар. Очевидно, южные склоны Абула подвергались оледенению в течение короткого периода в максимальную фазу вюрма.

Между Самсаром и Абулом, в районе гор Керогли и Годореби, также имеются кары, расположенные в гипсометриче-

ской зоне 2400—2700 м. Повидимому, снеговая граница в Джавахетии располагалась на 200—300 м выше, чем в Триалетском хребте, что объясняется более континентальным климатом Джавахетского плоскогорья.

Заключение

На приложенной схеме (фиг. 3) показано распространение вюрмского ледникового покрова в грузинской части Малого Кавказа. Означенная схема, конечно, представляет лишь первоначальный эскиз, основанный на наших далеко неполных наблюдениях, и поэтому может страдать неточностями, особенно в тех своих частях, которые с точки зрения гляциальной морфологии остаются совершенно неизученными. Такими частями являются, напр., западный участок Аджаро-Ахалцихского хребта между вершинами Хино и Мепис-цкаро, Эрзушетский хребет и весь бассейн оз. Паравнис-тба (Тапараван). Изучение этих районов

представляет большой интерес с точки зрения четвертичной геологии и геоморфологии. Прежде всего встает вопрос о взаимоотношениях между эпохами оледенения и фазами вулканизма, имевшего в Малом Кавказе весьма большой размах, вопрос, намеченный исследованиями К. Н. Паффенгольца в районе оз. Севан. Наши наблюдения к Ю.-В. от оз. Табискури заставляют предполагать наличие следов и более древнего, чем вюрм, оледенения на Джавахетском плато. Это древнее оледенение старше наиболее молодых лавовых потоков Самсара и Абулаи, возможно, относится к рисской ледниковой эпохе. Дальнейшее углубленное изучение следов древних оледенений в Малом Кавказе может оказать значительную помощь выяснению малоизвестной до сих пор стратиграфии плиоценовых и четвертичных лав и континентальных отложений Малого Кавказа.

Л и т е р а т у р а

1. Абиx, Г. В. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Зап. Кавк. отд. РГО, т. XXIII, 1902.
2. Беликов, Б. П., и Кузнёцов, С. С. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. Матер. по геол. и петрогр. ССР Грузии, изд. АН СССР, вып. III, 1936.
3. Буш, Н. А. Ботанико-географический очерк Кавказа. Изд. АН СССР, 1935.
4. Варданянц, Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области. Тр. II междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
5. Вассоевич, Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. Геогр. общ., т. 69, 1937, № 3.
6. Дьяконова-Савельева, Е. Н. Ахалкалакское вулканическое плато. Эксп. Всес. Акад. Наук 1931 г., Лгр., 1932.
7. Исследования в Понтийском хребте. (Отчет по докладу Зданевича.) В разделе хроники «Изв. Кавк. отд. РГО», XXV, 1917, № 2—3, стр. 374.
8. Кецхели, Н. Основные типы растительного покрова Грузии (на грузинском языке). Изд. Тбилисского Гос. унив., Тбилиси, 1935.
9. Кочаргин, В. А. Атмосферные осадки Закавказья. Тифлис, 1928.
10. Круг, Е. В. Отчет об исследованиях в Батумском округе в 1914 г. Отчет Кавк. горн. упр. за 1914 г., Тифлис, 1915.
11. Кузнёцов, С. С., и Трифонов, Н. К. Материал для геоморфологии Триалетского хребта. Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, изд. АН СССР, вып. II, 1935.
12. — Материалы для геоморфологии Аджаристана. Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, изд. АН СССР, вып. I, 1935.
13. Кузьмин, С. А. Основные лавы Цалкинского плато. Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, изд. АН СССР, вып. III, 1936.
14. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю., акад. Армянское вулканическое нагорье. Природа № 5, 1928.
15. Личков, Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья. Ч. I, т. I, изд. АН СССР, Лгр., 1931.
16. Мефферт, Б. Ф. Геологический очерк области Боржом и Бакуриани между долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всес. Геол.-разв. объедин., № 303, 1933.
17. — Геологический очерк бассейна р. Верхней Куры. Мат. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, Тифлис, 1933.
18. Паффенгольц, К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. Минерал. общ., т. IX, 1931.
19. Пастухов, А. В. Восхождение на Алагез. Изв. Кавк. отд. РГО, т. XI, вып. 2, 1896.
20. Palgrave, W. G. Vestiges of the Glacial Period in north eastern Anatolia. Nature, vol. V, 1872.
21. — Vestiges of glacial Action in north eastern Anatolia. Nature, vol. VI, 1872.
22. Рейнгард, А. Л. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алая. Тр. II междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
23. — О некоторых спорных вопросах гляциальной морфологии. Изв. Кавк. отд. РГО, т. XXV, 1917.
24. Тюшев, В. Н. Ледниковые явления на Кавказе. Краткая заметка о некоторых следах бывшего оледенения на Батумском побережье. Изд. Научно-иссл. инст. им. Тимирязева, 1928.
25. Фигуровский, И. В. Климаты Кавказа. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. XXIX, вып. 5.
26. Фохт, К. К. Предварительный отчет об исследованиях на водораздельном хребте между рр. Аджарис-цкали и Коблиани в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, 1914 (1915).
27. — Предварительный отчет об исследованиях в Закавказьи летом 1915 г. по меридиану Боржом—Ахалкалаки. Изв. Геол. ком., т. XXXV, 1916.