

Л.Н. Ивановский

**ГЛЯЦИАЛЬНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ГОР**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Л. Н. ИВАНОВСКИЙ

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОР

(на примере Сибири и Дальнего Востока)

Ответственный редактор
д-р геогр. наук А. Г. Золотарев



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981



5855

Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока).— Новосибирск: Наука, 1981.

В работе рассмотрены основные вопросы происхождения, развития и морфологии ледникового рельефа Сибири и Дальнего Востока. Поднимается вопрос о необходимости правильного и целесообразного использования этих форм в палеогеографических целях. Анализируются различные взгляды сибирских ученых на морфологию, происхождение, возраст и типизацию каров, ледниковых долин и сопровождающих их форм, конечно-моренных образований, а также водноледниковых форм: камов, камовых террас, озов и речных террас, фациально замещающихся конечными моренами. Рассматривается возможность развития в ледниковых районах псевдолодниковых форм рельефа и отложений. Выясняются некоторые вопросы древнего оледенения.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, гидрологов.

Табл. 2. Ил. 37. Библиогр. 361.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа посвящена изучению ледникового рельефа горных стран Сибири и Дальнего Востока. Исследованиями охвачены горы, расположенные как внутри континента, так и на его окраинах, характеризующихся морским климатом. Горы Южной Сибири заходят южнее 50° с. ш., тогда как на севере горы с ледниками достигают широты почти 70° . Столь значительное распространение горно-ледниковых районов в Сибири и на Дальнем Востоке с разными климатом и рельефом обуславливает морфологическое богатство ледниковых форм рельефа.

Специальное изучение форм ледникового рельефа необходимо для решения задач палеогеографии. Не менее важно их исследование в целях геоморфологии. Палеогеографический аспект изучения ледникового рельефа заключается в том, что по нему можно реконструировать древнее оледенение, установить повторяемость ледниковой и межледниковой, стадий и межстадиалов. По ледниковому рельефу выясняются связи и зависимости развития древнего оледенения от климата, подчиненность и временная неподчиненность ледника изменяющемуся климату, тип ледникового процесса, сопоставляются события, происходившие в ледниковом поясе и ниже пояса оледенения, определяются размеры ледников прошлого.

Все эти задачи можно решить только в том случае, если палеогеографическая интерпретация той или иной формы ледникового рельефа будет учитывать сводку наших знаний по генезису, морфологии и возрасту ледникового рельефа гор Сибири и Дальнего Востока.

При составлении настоящей сводки возникла необходимость обратить внимание исследователей на возможные ошибки определения генезиса формы рельефа, так как отличить ледниковые формы от неледниковых весьма трудно. В связи с этим при реконструкции древнего оледенения нужно представлять себе механизм формирования той или иной формы гляциального рельефа. Большое значение для решения такой задачи имеют стационарные работы, которые должны проводиться совместно с гляциологами, занимающимися режимами деятельности со-

временных ледников. В Сибири с 1956 г. постоянно действует стационар на Алтае, в непосредственной близости от ледников Ак-Туру.

Опубликованные материалы стационара Ак-Туру уже теперь позволяют судить о процессах формирования рельефа в ледниковом поясе и рельефообразующей деятельности ледника, формировании конечных и боковых морен, склоновых процессах над ледником и ниже его, таких как лавины, обвалы, осыпи, перемещение обломочного материала на склонах, отступление стенок каров и др. Все эти исследования имеют палеогеографическое значение, так как дают возможность лучше уяснить механизм формирования ледниковых форм и прилегающих к их внешней стороне речных флювиогляциальных террас.

Задача настоящей работы — не просто описать достижения в изучении морфологии и генезиса ледниковых форм рельефа, но выполнить поиск рациональной и правильной интерпретации этих форм в палеогеографических целях. Однако предлагаемая работа не затрагивает историю развития ледниковых форм рельефа в полном объеме, для чего нужно было бы рассмотреть историю древнего оледенения горных стран, а это — тема специальной работы, которая требует несколько других методов и подходов. Объем и задачи предлагаемого обобщения оказались настолько большими, а литературный материал так разнообразен и неодинаков по качеству, что пока не было даже возможности рассмотреть все ледниковые формы рельефа. В литературе описание некоторых форм пока весьма ограничено, а это не позволяет сделать какие-либо общие выводы. К таким формам относятся бараньи лбы, штриховка и полировка скал, рельеф основной морены и пр., поэтому мы ограничились исследованием только основных форм ледникового рельефа: каров, трогов и конечно-моренных образований, переходящих во флювиогляциальные террасы.

Исследование древнеледникового рельефа важно и для геоморфологии, так как с помощью ледниковых форм можно объяснить некоторые особенности морфологии и развития глубоко расчлененного альпийского рельефа. Например, асимметрию наветренных и подветренных склонов, сильную скалистость горных хребтов, приуроченность мощных форм ледниковой аккумуляции к заветренным склонам и другое можно объяснить закономерной ориентировкой каров, которая в значительной степени подчинена господствующим ветрам. Кары разрастаются интенсивно на заветренных склонах, где заметнее увлажненность вследствие концентрации снега. Такое накопление снега питает ледники, которые могут отсутствовать на наветренных склонах. При подобном развитии ледников вмещающие их кары разрабатывают асимметрию склонов хребта, подветренные склоны становятся обрывистыми и скалистыми, а наветренные — сохраняются более пологими.

Соответственно размещаются аккумулятивные формы рельефа (конечные морены, озы, камы и др.), которые могут быть встречены на заветренных склонах хребта и отсутствовать на наветренных.

Описанное развитие асимметрии пригребневых склонов горного хребта убедительно показывает большое значение экзогенных процессов рельефообразования выше границы леса в нивально-гляциальном поясе гор, которые могут существенно изменить профиль возвышенностей, созданных эндогенными процессами.

Систематическое комплексное исследование древнеледникового рельефа обеспечивает его правильное понимание и использование. Знание истории его развития является основой для разработки положений охраны природы высоких гор как уникальных природных объектов и прогнозирование их изменений при все увеличивающейся антропогенной нагрузке.

Все сказанное убедительно свидетельствует о необходимости широкого изучения ледникового рельефа, тем более что два главных направления изучения ледниковых форм конечно не исчерпывают его большую информативную возможность и для других разделов физической географии.

Изучение морфологии и закономерностей формирования гляциального рельефа горных стран Сибири и Дальнего Востока началось в XIX в. и связано с именами таких исследователей, как П. А. Кропоткин, И. Д. Черский, В. В. Сапожников, И. П. Толмачев, А. К. Мейстер, В. А. Обручев, П. П. Филиппенко, А. А. Григорьев, С. В. Обручев, Е. В. Павловский, М. А. Усов, М. В. Тронов. Много сделали в познании ледниковых форм рельефа Сибири К. К. Марков и И. П. Герасимов. Уже в начале XX в. было ясно, что изучаемая территория имеет своеобразные условия развития ледниковых форм рельефа и его морфология отличается от ледниковых форм гор Средней Азии и Кавказа.

Большинство горноледниковых районов Сибири и Дальнего Востока характеризуются хорошей сохранностью гляциального рельефа (рис. 1). Горы здесь сравнительно невысокие, только на Камчатке и Алтае они выше 4000 м над ур. м., другие же редко превосходят 3000 м. Рельеф таких гор благоприятствует длительному существованию ледниковой скульптуры, так как почти всюду хорошо выражена ярусность, порождающая многочисленные местные базисы эрозии и относительную отлогость долин, что определяет деятельность водной эрозии. Кары и цирки расположены вблизи вершин гор, и их морфологическая четкость обеспечивается сравнительно низкими склонами, поднимающимися выше кара, благодаря чему они засыпаются медленней, чем на Кавказе. Дополнительный снег, который сдувается с прилежащих склонов, способствует относительно низкому положению днищ каров и отступанию его стенок. Определенную роль в консервации границ ледниковых форм играет также крепость местных горных пород, устойчивых к выветриванию, изверженных и сильно метаморфических (кварцитов, гнейсов и др.).

В северных районах Сибири распространена мерзлота, благодаря чему порода слабо поддается ледниковому выпахиванию. Ледниковые долины в редких случаях корытообразны, часто имеют ящикообразный или трапециевидный поперечный профиль. При деградации оледенения кажущиеся мощными



Рис. 1. Ледниковый рельеф Северо-Муийского хребта.

Фото А. С. Ендрихинского.

высокие конечно-моренные валы быстро разрушаются, так как в их строении большое значение имеет «мертвый» лед. Протаивание мерзлоты в долинах ведет к формированию псевдохолмисто-моренного рельефа, усложняя рельеф конечно-моренных образований. Резко континентальный климат — одна из причин интенсивного развития склоновых процессов, поставляющих обломочный материал к поверхности ледников. Вследствие этого малые ледники с небольшими скоростями течения льда, расположенные высоко в горах, часто до середины своей длины покрыты мореной. Более крупные ледники формируют мощные конечные морены различной морфологии. Неодинаковый рельеф горных стран Сибири и Дальнего Востока, а также их широтное и континентальное положение объясняют неоднородный характер и масштабы современного и древнего оледенения. Это различие послужило причиной дифференциации территории на несколько гляциологических провинций, изученных М. Г. Гросвальдом и В. М. Котляковым (1970). В каждой из них оледенение развивалось сообразно ее положению, что также обусловило характерные черты морфологии ледниковых форм рельефа, их размеры, сохранность, повторяемость и пр., т. е. жизнедеятельность ледников на разных этапах их истории подчинялась конкретным условиям рельефа и меняющегося климата, и это в конечном счете определяло морфологию ледниковых форм рельефа.

Таким образом, для гор Сибири и Дальнего Востока свойственны как общие черты гляциальной морфологии, так и местные особенности, отражающие специфику той или иной гляциологической провинции. Морфологическое разнообразие и четкость следов оледенения в горах Сибири и Дальнего Востока позволяют, как пожалуй нигде, проводить сравнение между гляциологическими провинциями (морфологии их трогов, каров, конечных морен и других форм) и на основе этого сравнения выделить не только отличие каров или трогов одной провинции от другой, но и выяснить причины, вызывающие эти отличия.

Широкое применение географического метода при изучении ледниковых форм во многом объясняет закономерности их расположения и развития и разрешает достаточно точно интерпретировать их палеогеографически. Конечно, это означает, что при детальном исследовании ледниковый рельеф горной страны должен рассматриваться в определенной системе с применением новейших методов, например датирование по радиоуглероду (^{14}C) речных террас, конечных морен и других форм рельефа, обусловленных оледенением. Работы в этом направлении успешно развиваются на севере и юге Сибири; например, результаты применения радиоуглеродной хронологии при изучении стадияльных морен и флювиогляциальных террас в Верхоянском хребте позволили оценить время их отложения не старше 20—22 тыс. лет (Кинд Н. В., 1974]. На юге, в горах Алтая, по ^{14}C датированы конечные морены стадий актру (фернау) и исторической (зимминг).

В работе рассматривается проблема соотношения ледниковых форм рельефа, в частности конечных морен, с рельефом перигляциального пояса (флювиогляциальные террасы) и обращается внимание на необходимость использовать это соотношение для синхронизации событий ледникового и предледникового поясов. Таким образом, характеристика ледниковых форм рельефа, начатая нами в высокогорном поясе с нивальных ниш и каров, заканчивается в долинах флювиогляциальными террасами.

ФАКТОРЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ ГОР СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Факторы оледенения — основа понимания ледников и ледникового рельефа

В горах Северной Азии древнеледниковый рельеф развит от Алтая до Сихотэ-Алиня и возвышенностей Чукотского полуострова. Недостаточные знания морфологии и механизма возникновения и развития этого рельефа в значительной степени объясняют дискуссионность проблемы древнего оледенения гор. До сих пор остается спорной нижняя граница ледниковых форм, по которой оцениваются депрессии ледника и его бывшие размеры, так как одни и те же формы и отложения относятся то к ледниковым, или нивальным, то к селевым, солифлюкционным и т. д. Например, на Патомском нагорье одни авторы описывают ледниковые формы, а другие считают, что эти формы имеют неледниковое происхождение. На Хамар-Дабане эта проблема границ оледенения приобрела чисто практическое значение, так как здесь стоит вопрос об оценке селеопасности ряда долин, с которыми связаны отложения, принимаемые некоторыми авторами за моренные, но они наивероятнейшим образом могут быть селевыми. В результате этих споров размеры древнего оледенения в горных странах оцениваются неодинаково. Одни исследователи утверждают, что Патомское нагорье испытывало мощное покровное оледенение [Обручев В. А., 1916, 1931; Бурячек А. Р., 1947, 1955; Синюгина Е. Я., 1960], другие — считают, что покровного оледенения не было, а существовали только небольшие ледники на высших точках нагорья [Мейстер А. К., 1910, 1917, Заморуев В. В., 19716]. Для решения указанной проблемы требуются детальные исследования гляциальной морфологии и рыхлых отложений окружающих горных хребтов, определение нижней высотной границы ледникового рельефа и его закономерного распространения вверх по долинам. Немаловажное значение имеют также стационарные исследования механизма формирования конечно-моренных образований, каров и других форм.

В настоящее время, несмотря на новые достижения в изучении гляциальных форм рельефа, некоторые исследователи осуществляют палеогеографические оценки так же, как в начале столетия. Так, оценка депрессии снеговой линии производится по днищам каров, несмотря на критику этого метода Л. Д. Дол-

гушиным (1963) и Л. С. Троицким (1966б). Границы стадий оледенения в долинах определяются до сих пор, хотя о неправомерности этого способа 30 лет назад писал Г. А. Авсюк (1948). Некоторые исследователи границы стадий и осцилляций показывают на картах по случайно встреченным моренным холмам и грядам или по холмисто-моренному рельефу, которые, как это уже давно известно, далеко не всегда могут быть показателями прежних границ ледника, стадий или осцилляций.

Для восстановления истории развития ледникового рельефа надо изучать современную деятельность ледников, так как закономерности развития современных и древних ледников в общем сходны. При изучении ледникового рельефа необходимо применение комплексной методики, опирающейся на опыт и знания не только геологии и геоморфологии, но также и гляциологии и гляциоклиматологии. В последнее время значительные успехи достигнуты в объяснении современного горного оледенения. М. В. Тронов (1954, 1956, 1966, 1972), работая в ледниковом Алтае больше 50 лет, пришел к выводу, что современное оледенение гор развивается в результате сложного сочетания основных факторов развития ледников — климатического, орографического и морфологического. Анализируя роль рельефа в жизнедеятельности ледников, он особо подчеркнул важность «саморазвития» ледников, когда на некоторое время ледники «не подчиняются» изменениям климата.

Идеи М. В. Тронова не противоречат высказываниям И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939) о трех главных факторах оледенения, действующих при длительной истории горного оледенения, — общеклиматическом, тектоническом и геоморфологическом. Как пишет М. В. Тронов (1972, с. 31) ...«тектонические движения должны рассматриваться как ведущая причина изменения орографического фактора и одна из причин изменения климата». Однако в последнее время, развивая положение И. П. Герасимова и К. К. Маркова, Л. Г. Бондарев (1975) обращает внимание на тектонический фактор развития оледенения и подчеркивает, что «специфика тектонического влияния на оледенение заключается в особом значении фактора времени» (с. 6). По его мнению, «тектонические движения очень медленны, поэтому их влияние на оледенение тем ощутимее, чем с большими отрезками времени приходится иметь дело» (с. 10). Таким образом, значение тектонического фактора для небольших отрезков времени, таких как голоцен или верхний плейстоцен, существенного значения не имеет, и мы склонны, имея дело с верхнеплейстоценовыми и голоценовыми оледенениями, базироваться при рассуждениях на современный рельеф, каждый раз учитывая те изменения орографии и морфологии, которые вносит тектоника.

Однако прямое значение тектоники не ограничивается только изменениями топографической поверхности горной страны.

При размещении каров и других форм ледникового рельефа немаловажное значение имеют структурно-геологические особенности горной территории, подвергавшейся оледенению. Уже давно замечено, что многие долины-троги, кары и цирки, ригели и другие формы расположены по линиям разломов, зонам дробления, границам формаций, грабенам, различным тектоническим рвам и пр. Поэтому при исследовании форм ледникового рельефа нужно быть знакомым с общими и детальными геолого-структурными особенностями горной страны или небольшого ледникового бассейна.

Общие гляциоклиматические условия формирования древнего оледенения и ледникового рельефа Северной Азии

Рассматривать общеклиматический фактор современного оледенения Северной Азии лучше всего через крупные, сходные по климатическим условиям территории — гляциологические провинции, выделенные М. Г. Гросвальдом и В. М. Котляковым (1970). Всю Сибирь и Дальний Восток они делят на четыре гляциологические провинции: Атлантико-Арктическую, Восточно-Сибирскую, Атлантико-Азиатскую и Тихоокеанско-Азиатскую. Сходные провинциальные различия имелись и во время древних оледенений. Естественно, что границы провинций и их климатические характеристики были иными, но каждая провинция отличалась по индивидуальным особенностям климата и оледенения.

В **Атлантико-Арктической** провинции во время оледенения господствовал сходный с современным тип циркуляции атмосферы. Влага поступала сюда со стороны Атлантического океана. Кроме ледниковых куполов — основной формы оледенения в настоящее время — в арктическом секторе развивались горные ледники, потоки которых спускались к прилежащим равнинам.

Границы **Восточно-Сибирской** провинции отодвигались во время оледенения к западу, и в нее входил весь север Средне-сибирского плоскогорья, где было крупное по площади оледенение. Характер климата был сходным с современным. Оледенение в общем развивалось по типу современного с относительно малой энергией, поэтому характер геологической деятельности ледников менялся незначительно. Усиление западных ветров в верхних слоях атмосферы сопровождалось активизацией восточных ветров в приземном слое на подветренных склонах гор и интенсивной ледниковой деятельностью на северных и северо-западных склонах.

Тихоокеанско-Азиатская провинция постоянно характеризовалась влиянием Тихого океана: муссонами, большим количеством главным образом летних осадков и значительной депрессией снеговой линии.

В Атлантико-Азиатской провинции неизменно господствовал западный перенос. Ледники, так же как и сейчас, имели относительно большую энергию и вели значительную геологическую работу.

Однако характеристика климата для объяснения особенностей морфологии и размещения ледниковых форм рельефа этим ограничиваться не может, так как одна и та же крупная горная страна имеет различия гляциально-нивального климата, связанного с изменениями континентальности внутри горной страны. Как пишут Г. Н. Голубев, В. М. Котляков (1977, с. 481), «исследования последних лет показывают, что в пределах крупных горных стран умеренного пояса можно встретить все или почти все типы ледниковых ландшафтов — от самых морских до резко континентальных». Внутренние части горной страны отличаются значительно большей континентальностью, тогда как внешние характеризуются более «морским» климатом. В подобных условиях деятельность ледников неодинакова. С одной стороны, по мере усиления степени континентальности ослабевает экзарационная деятельность ледника, с другой — в более океаническом климате условия для длительного сохранения конечных морен и других форм аккумулятивного рельефа менее благоприятны, так как они все более разносятся обильными тальми водами. Конечно, эти выводы Г. Н. Голубева, В. М. Котлякова носят общий характер, но их при анализе размещения ледниковых форм рельефа, его выраженности и сохранности нужно учитывать. Поэтому, например, на Алтае, где М. В. Тронов (1948) выделил три типа климата — западно-сибирский, среднеазиатский и монгольский, — нельзя ожидать одинаковой ледниковой морфоскульптуры. Во всяком случае, хорошая сохранность конечно-моренных образований и флювиогляциальных террас Северной Монголии и Юго-Восточного Алтая по сравнению с Северным Алтаем и другими районами более морского климата севера Азии отмечалась уже давно.

На формирование ледниковой морфоскульптуры, а также отдельных форм ледникового рельефа оказывает влияние продолжительность ледникового процесса, который может существенно отличаться на севере и юге Северной Азии. По данным В. А. Зубакова (1963), анализ радиоуглеродных датировок, относящихся к средним и высоким широтам Северного полушария, показывает, что большинство межстадиалов испытывает более или менее резко выраженное скольжение датировок. Иногда размер этого скольжения превышает длительность самих межстадиалов. Задержки изменяются от 6 до 15 тыс. лет. По мнению автора, это не позволяет говорить о синхронности климатических событий, а устанавливает лишь тенденцию к ней. Таким образом, концепция синхронности должна быть заменена представлением о ритмично скользящей природе климатических изменений. На севере Азии оледенение гор наступило

раньше, чем на юге, и окончилось позднее, а на островах Ледовитого океана продолжается до настоящего времени. Это обстоятельство не могло не оказать воздействие на горный ледниковый рельеф севера и юга. Возможно, что это явление — одна из причин слабого развития каров на севере. Впрочем, этот вопрос в Сибири почти не изучался.

Закономерности размещения ледниковых форм рельефа определяются структурно-геологическими условиями, динамикой ледников, которая зависит от факторов оледенения — климатических изменений и характера местного рельефа. Общие климатические изменения определяют развитие ледниковых эпох, стадий, осцилляций. Значение этих ритмов оледенения в развитии ледникового рельефа неодинаково не только в количественном (по масштабам явлений), но и в качественном отношении: трог создаются в течение целой ледниковой эпохи и не могут быть созданы в продолжении более дробных ритмов, например осцилляций. Конечно-моренные образования отражают стадию и осцилляцию. Ледниковая эпоха характеризуется только всеми стадияльными и осцилляционными конечными моренами вместе. Наиболее надежными в распознавании ритмики ледниковых процессов в горах являются конечные морены, менее надежными — кары и трог.

Согласно К. К. Маркову, Г. И. Лазукову, В. А. Николаеву (1965), возникновение горных оледенений начала четвертичного периода обусловлено тектоникой, поэтому развитие скульптурных ледниковых форм объясняется тектоническими поднятиями: заложение каров, например, началось тогда, когда горы достигли высоты, на которой началась ледниковая деятельность. С появлением первых долинных ледников начали формироваться трог. Следовательно, большинство форм скульптурного ледникового рельефа вырабатывалось очень длительное время, в течение нескольких этапов наступания и отступления ледника. Следы деятельности ледников могут быть также стерты или трудно распознаваемы, но они осложняют и затрудняют понимание ледниковых процессов второй половины антропогена и историю развития всего ледникового рельефа.

Наблюдаемая система вложенных трогов до сих пор нередко объясняется повторностью оледенения, согласно схеме Г. Гесса [Hess H., 1904]. Сводку критических замечаний этой схемы выполнил В. В. Заморуев (1977). Для сибирских условий гипотеза Г. Гесса [Hess H., 1904] оказалась неприемлемой. Делаются попытки использовать строение деталей трогов для выяснения ритмики оледенения. Для этого, например, прибегают к анализу маргинальных каналов (ярусных долин). Ярусные долины — это уже детали трогов, и они показывают, что существует более дробная ритмика оледенения. Ярусные долины пока трудно увязываются с другими формами ледникового рельефа и их исследования в горах Сибири еще недостаточны для выводов.

Наиболее дискуссионна проблема ступенчатых каров. Несомненно, что ступенчатость каров отражает какие-то ритмы изменений климата, но до сих пор не установлено, какие это ритмы. Кроме того, имеются данные о прямой связи между ступенчатостью каров и неотектоническими движениями. Часто одни исследователи ступенчатость каров относят к регрессивной фазе оледенения, выдвигая тезис о принадлежности ступеней каров к стадиям последнего (позднеплейстоценового) оледенения; другие относят лестницу каров к стадиям прогрессивной фазы оледенения или даже сопоставляют с ледниковыми эпохами; третьи связывают ступенчатость с унаследованностью от прежних эрозионных воронок, расположенных на разной высоте. Разнобой мнений в этом вопросе очень велик, и можно считать, что мы только еще подходим к разрешению вопросов происхождения ступенчатых каров, поэтому сопоставление, например, конечных морен стадий оледенения в долинах со ступенями каровой лестницы пока бессмысленно, так как они отражают или могут отражать различные по продолжительности и значению этапы развития оледенения.

Следовательно, для доказательства бывшего оледенения нужны все данные по древнеледниковому рельефу горной страны, но при изучении стадий и осцилляций более надежны и необходимы главным образом конечные морены. Подобный подход к изучению ледникового рельефа в палеогеографических целях широко применяется, и всем хорошо известно, что изучение стадий и осцилляций развития ледников невозможно без конечно-моренных образований, тогда как при изучении ледниковых эпох в целом могут быть использованы и другие формы ледникового рельефа, например трог.

Значение орографического и морфологического факторов оледенения в развитии ледниковых форм рельефа

Объяснение морфологии ледникового рельефа и его сопоставление в горных странах требуют также оценки роли самого рельефа в динамике оледенения (орографический и морфологический факторы оледенения). Для этого целесообразно рассматривать рельеф горной страны по ее высоте и общей морфологии. Рельеф на протяжении древнего оледенения изменялся. М. В. Тронов (1972) пишет, что история горного оледенения подчинена климату лишь условно, так как нужно учитывать возможную интенсивность тектонических движений и развитие склонов. Эта условность ослабевает, если речь идет о позднеплейстоценовом оледенении; нам остается еще подчеркнуть, что это положение особенно действительно для гор Сибири и Дальнего Востока. Общность стадияльных явлений оледенения в пределах отдельных горных стран — хороший

показатель ведущей роли климата в новейшей истории оледенения. Это объясняется тем, что рельеф второй половины антропогена с определенной долей условности можно считать сходным с современным. Как показано Л. Г. Бондаревым (1975, 1976), тектонические движения могут вносить ряд усложнений в распределение конечных морен, сближают их («сближенный ряд»), при интенсивном поднятии они могут быть наложенными друг на друга, при этом часть морен выпадает из ряда («укороченный ряд»). При тектоническом опускании во время деградации оледенения расстояние между конечными моренами увеличивается («растянутый ряд»). Однако если это характерно для гор Средней Азии, то для гор Сибири и Дальнего Востока только на Алтае сближение конечных морен наиболее древних стадий можно объяснить за счет быстрого поднятия горной страны [Ивановский Л. Н., 1967]. Однако и в этом случае ряд все же не был нарушен. Теоретически сближение или укорочение ряда конечных морен можно допустить и в Сибири, но пока массового материала, показывающего тектонические поднятия или опускания горной страны, которые бы влияли на размещение ледниковых форм рельефа, не имеется, а отмечены только отдельные случаи, которые можно было бы объяснить с помощью молодых (послесартанских) тектонических движений.

По высоте (в зависимости от темпа поднятий) все горные возвышенности в Сибири и на Дальнем Востоке делятся на три основные группы.

1. Наиболее высокие возвышенности, которые поднимаются до «уровня 365». В долинах этих гор ледники находятся и сейчас (Алтай, Камчатка). Свежие следы деятельности древних ледников прослеживаются в зоне высокогорья и по долинам среднегорной зоны. Исходный репер (современный ледник) дает возможность наблюдать современные геоморфологические процессы в ледниковой зоне и проводить сопоставление ледниковых форм в соседних долинах и горных странах. В горах с четко выраженными конечными моренами возможна приближенная оценка депрессии снеговой линии и на этой основе — установление относительного возраста морен. Внутригорные котловины, ограниченные высокими горами, во время оледенения становились ледоемами. Примерами могут быть котловины, где хорошо сохраняются следы деятельности древних ледников: на Алтае — Джулукульская, Укок; в Саянах — Моидинская, Тоджинская; в Кодаре — Чарская и т.д.

2. Группа гор, которые своими вершинами в настоящее время не достигают «уровня 365», но располагаются значительно выше верхней границы фирновых пятен. Современные ледники представлены малыми формами, расположенными на заветренных склонах: на юге Сибири на северо-восточных и северных склонах, на севере — на северных и северо-западных склонах

хребтов. Ледники питаются главным образом за счет перераспределения снега и его концентрации в карах и других понижениях. В старых карах развиты молодые конечные морены последней стадии оледенения. Следы оледенения по долинам встречаются вплоть до речных террас, фациально связанных с конечными моренами. Сопоставление комплексов гляциального рельефа может производиться с помощью морфологического метода, но нужны дополнения и детализация с помощью других методов, так как часто отсутствует начальный репер — современный ледник.

3. Группа возвышенностей, едва достигающих нижней границы фирновых пятен. Следы деятельности ледников распространены только вблизи наиболее высоких вершин. В ледниковой морфологии выпадают некоторые гляциальные формы рельефа, нет полного набора стадийных конечных морен и перехода конечных морен в террасовые галечники. Троги слишком короткие и не имеют многих элементов своего рельефа. Конечные морены таких трогов тесно прижаты одна к другой. В горах может отсутствовать система ступенчатых каров. Установление возраста ледниковых форм и их сопоставление с ледниковым рельефом других горных стран с помощью морфологического метода невозможно, так как из нескольких оледенений или стадий последнего оледенения некоторые могут быть в связи с недостаточной высотой гор не выражены [Федорович Б. А., 1968]. Большое значение в этих условиях приобретают геологические методы исследования: палинологический, палеокарпологический, литологический и др.; особое значение в этом случае имеет определение абсолютного возраста по ^{14}C .

Кроме высотной характеристики горноледниковых районов, помогающей уяснить динамику древних ледников и, следовательно, морфологию ледникового рельефа по группам возвышенностей, важны также знания морфологии горных сооружений. Большое значение имеет крутизна склонов, их ориентировка и густота расчленения. Крутизна склонов, расположенных выше снеговой линии, влияет на накопление фирна и динамику ледников [Тронов М. В., 1954]. Благоприятная экспозиция и слабая расчлененность склонов способствует огромной концентрации снега. По морфологии горные страны Сибири и Дальнего Востока можно подразделить на плоскогорья и плато, вулканические конусы, нагорья, отдельные массивы, хребты и кряжи, купольные горы и т. д. Каждое из этих подразделений имеет свой комплекс типов ледников, вырабатывающих соответствующий ледниковый рельеф. Между комплексами ледникового рельефа можно найти морфологические различия трогов, каров и конечно-моренных образований. Выяснение таких различий и сравнительные исследования в этом направлении — ближайшая задача геоморфологии горных стран.

В зависимости от морфологии в горах получают развитие ледники устойчивые, реагирующие на все изменения климата, и неустойчивые, когда ледники на какое-то время «не подчиняются» изменениям климата. Обратимый ледниковый процесс устойчивого ледника обуславливает соответствующее последовательное расположение и морфологию конечных морен, связанных с флювиогляциальными галечниками речных террас, при необратимом ледниковом процессе порядок выработки речных террас у ледника меняется, так как резко возрастает сток с непрерывно тающего ледника. До сих пор остается не исследованной роль обратимого и необратимого ледниковых процессов в развитии скульптурных форм рельефа и сопровождающих их деталей, например ярусных и эпигенетических долин и др.

Таким образом, объяснение географических закономерностей размещения ледниковых форм рельефа и их морфологии в конечном итоге нужно искать в сложном взаимодействии основных факторов оледенения и деятельности ледников и в структурно-геологических особенностях горной территории. Многие неясные закономерности морфологии и распространения форм ледникового рельефа нельзя понять без учета возможности «саморазвития» ледников.

3585



МОРФОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРОВ

Проблема каров охватывает широкий круг вопросов гляциологии, геоморфологии, гидрологии, климатологии и т. д. Нас интересует только ее геоморфологическая и палеогеографическая сторона. Одним из главных вопросов мы считаем выяснение некоторых закономерностей строения альпийского рельефа в связи с каровым рельефообразованием. Важно определить морфологические признаки ледникового кара, изучить его морфологию, роль экспозиции в его развитии, проследить развитие каровых стенок и отмирание каров, влияние их на ледники, понять происхождение каров и каровой ярусности, а также ступенчатости, понять значение изучения каров для палеогеографических реконструкций (в частности, исследование днищ для определения депрессий снеговой линии), провести сопоставление высот днищ каров с конечными моренами в долинах и др. Все эти вопросы должны рассматриваться в некоторой последовательности, начиная с морфологических признаков ледниковых и неледниковых каров.

Ледниковые кары и их морфологические признаки

Ледниковый кар обычно имеет форму кресла, открытого в одну сторону, с крутыми тыльными стенками, котловиной и скалистым оглаженным порогом. Ледниковые кары отличаются тем, что у них задняя стенка крутая, а днище изменено деятельностью ледника. Благодаря движению льда по дну кара вырабатывается углубление, у старых каров часто занятое водой или заваленное обломочным материалом (рис. 2).

По А. Е. Шайдеггеру (1964), котловина стока кара представляет резко вогнутую форму рельефа. Подобные вогнутые участки на пути ледникового потока представляют места, где ледниковая эрозия достигает максимума. По мнению А. Е. Шайдеггера, качественная сторона образования впадины в настоящее время становится понятной. Иностранные, а также многие советские авторы объясняют существование чаш и ригелей в карах и цирках теорией вращательного (ротационного) сколь-



Рис. 2. Кары, каровые ледники и конечные морены хр. Кодар.
Фото Л. А. Пластинина.

жения льда каровых ледников. Переуглубление чаши каров и цирков не может иметь места без подобного движения льда [Чернова Л. П., 1965]. Ослабление эрозирующей деятельности к концу ледника приводит к образованию скалистого порога, поверхность которого обработана ледником. В некоторых карах порог перекрыт моренным валом. Порог и морена, ограничивающие котловину, представляют собой плотину, перед которой расположено озеро. Каровые озера — характерный элемент ландшафта высоких гор, они исключительно красивы, цвет их то темно-синий, то светло-голубой [Цицарин Г. В., 1951]. В горных странах Сибири каровых озер многие тысячи, они сохраняют в течение года значительные запасы воды, регулируя сток и ход эрозии рек. Денудация склонов кара постепенно приводит к засыпанию котловины и обмелению озера, при этом кар начинает терять свои отличительные морфологические признаки.

Таким образом, типичной деталью кара является крутая стенка в сочетании с порогом и котловиной. Отличить ледниковый кар можно только по этому признаку. С. В. Калесник (1963) пишет, что ледник, возникающий в каре, не обязательно разрабатывает днище кара, которое может быть плоским. Это, безусловно, справедливо для нивальных каров, а также для каров, в которых ледники не достигают днища. Кроме того, некоторые ледники могут не иметь вращательного скольжения льда. Некоторые кары Урала, описанные Б. А. Боровинским

(1964) и Л. С. Троицким (1966в), не имеют котловины выпадения, возможно, потому, что ледники питаются лавинами и не имеют вращательного скольжения льда. Таким образом, многое зависит от способа питания ледника и, по-видимому, от первоначального наклона днища кара. В общем, до конца вопрос об основных признаках ледниковых каров не решен. Нужны исследования механизма формирования котловины кара.

Наличие порогов и котловин у каров во всех случаях дает основание для заключения о том, что кар в прошлом был занят ледником. Никакой другой агент денудации подобные формы не создает. Для оценки ледникового генезиса формы рельефа эти морфологические признаки можно считать надежными и основными, а все другие кароподобные формы должны быть подвергнуты специальному исследованию, которое даст возможность выявить следы деятельности ледника или их отсутствие.

Кары характеризуются близкими размерами — от 0,2 до 1,5 км в диаметре. В некоторых случаях ширина их достигает 5 и даже 10 км, но это уже не собственно кары, а цирки-амфитеатры. Высота стенок каров изменяется от 100 до 1000 м, в среднем 400—600 м, а в отдельных случаях — до 1500 м [Зыкова А. И., 1962; Чичагов В. П., 1963; Гросвальд М. Г., 1965; Ивановский Л. Н., 1967; Яценко А. А., 1969а; Чемяков Ю. Ф., 1972]. Наиболее крутые стенки каров развиты в гранитах, гнейсах, кварцитах, они значительно положе в сланцах и песчаниках. Крутизной стенок отличаются кары Кудара и Алтая. У сухих каров, расположенных у нижней границы фирновых пятен, стенки сильно разрушены, менее крутые и от своего основания до $1/3$ высоты засыпаны продуктами выветривания.

Большинство каров заложено вблизи гребней гор, открываясь в сторону эрозионных ложбин и возвышаясь над ними на сотни метров. Когда долины подняты высоко, кары открываются почти непосредственно на уровне дна долины. Приустьевая ступень кара сменяется скалистым порогом, высота которого изменяется от 1 до 50 м над бровкой котловины. Котловины каров бывают занесены обломочным материалом или заполнены водой. Глубина карового озера может достигать десятков метров.

Более сложной и крупной формой, выработанной на склонах гор, являются цирки-амфитеатры. Цирк часто осложнен ступенчато расположенными карами и открывается в отличие от кара не в эрозионную ложбину, а в долину-трог, куда прежде спускались ледники. В ледниковое время в цирках происходило слияние ледников, выдвигавшихся из каров, расположенных выше по склонам хребта.

Морфология каров и цирков зависит от особенностей строения горной страны: абсолютной высоты вершин, энергии рельефа, доледникового расчленения склонов, литологии, тектонической раздробленности горных пород. Орография горной страны вместе с климатом и структурно-геологическим строением определяет систему расположения эрозионных воронок, которые на время оледенения были местами развития каровых и всячих ледников.

При большом уплощении приводораздельных участков горных хребтов, как это часто характерно для Сибири, кары выглядят морфологически очень четкими. Так, хорошо выраженные кары, как можно судить по описаниям В. В. Заморуева (1966а), находятся в Буркал-Шебетуйских гольцах Южного Забайкалья. В хр. Удокан, по данным В. Б. Выркина (устное сообщение), кары сохраняют свою свежесть там, где они врезаны сбоку в плоскогорье; на высоких и крутых гребнях, напротив, они сильно разрушены лавинами и трудно отличимы от широких водосборных воронок. На Алтае в хребтах Теректинском, Курайском, Чихачева, Холзуне распространены плоские водоразделы, в склонах их врезаны кары, боковые стенки которых еще не соединились между собой. Такие же кары описываются А. Г. Золотаревым (1958) в хребтах восточной части Северо-Байкальского нагорья. По форме эти кары представляют собой гигантские кресла, поражающие резкостью своих границ. Одна из причин хорошей сохранности каров по склонам плоскогорий и плато заключается в том, что выше кары невысокие и по площади небольшие склоны поставляют незначительное количество обломочного материала, засыпающего кар; другая причина заключается в том, что выше кара не развиваются лавины, которые быстро разрушают склоны и снижают резкость границ кара. Кроме того, плоские поверхности горного хребта, расположенные ступенчато, образуют местные базисы денудации, они перехватывают обрушивающиеся продукты выветривания и предохраняют кар от быстрого засыпания. Одновременно подобная ступенчатость улучшает питание кара снегом. Снег сдувается с плоскогорья и оседает в ветровой тени кара, чем обеспечивается постоянная интенсивность пивации горных пород.

Для уточнения сказанного требуется стационарное изучение влагооборота в каре и приходно-расходного баланса обломочного материала. При этом предстоит оценить действительное значение плоскогорий и их ступенчатости в развитии каров в условиях различных гляциологических провинций. Необходимо также сравнения скорости развития хуже выраженных каров гор Средней Азии и Кавказа с очень хорошо разработанными карами горных стран Сибири и Дальнего Востока.

Ориентировка каров по сторонам света

По сторонам света положение каров определяется направлением простираения осевой линии кара. Осевой линией кара следует называть воображаемую линию, проведенную от тыльной стенки по середине тальвега к выходу из кара. Оценка ориентировки каров в горных системах Сибири проводилась исследователями недостаточно. Между тем, как показывают исследования, примеров непрерывного и равномерного расположения каров по склонам немного, чаще кары распределены по склонам весьма неравномерно.

Все исследователи Сибири единогласно отмечают, что большинство каров открывается на север вследствие замедленного таяния снега на теневых склонах гор. Присутствие снега летом во впадинах благоприятствует выветриванию горных пород и выработке ниш, но длительность нахождения снега на склонах в течение лета зависит не только от северной экспозиции кара или ниши, но и от количества накопленного снега. Постоянное пребывание снега на северных склонах объясняется также его концентрацией в результате перераспределения ветром в атмосфере и переноса с прилежащих склонов. Следовательно, огромное значение в развитии каров имеют постоянные направления ветров. Концентрация снега происходит в понижениях, поэтому для начала развития кара важно положение доледниковых впадин, в особенности эрозионных воронок и нивально-эрозионных ложбин. Эти доледниковые впадины, как правило, приурочены к участкам склонов, где породы быстро поддаются деструкции (дизъюнктивы, зоны дробления, границы формаций и т. д.). Сочетание перечисленных причин может быть сложным и разнообразным, и поэтому в известных пределах экспозиция каров может меняться (табл. 1).

На Алтае установлено, что кары располагаются преимущественно на подветренных склонах, а роза ветров зеркально отражается в экспозиции каров (рис. 3). Анализ расположения каров по странам света показал здесь большое постоянство основных потоков воздуха со времени древнего оледенения. Вместе с тем преобладание каров на том или ином склоне есть также следствие высоты снеговой линии на каровых ледниках и высоты самого хребта: чем выше горы, чем они ближе своими вершинами к «уровню 365», тем равномернее расположены кары на склонах. Концентрация снега в карах определяется направлением ветров, сдувающих снег с прилежащих склонов и перераспределяющих его в атмосфере перед орографическим барьером. Чем больше накоплено снега, тем он дольше сохраняется, и естественно, что при небольших высотах он дольше лежит в ветровой тени, где и каров поэтому больше.

В Кузнецком Алатау ниши, вмещающие ледники и снежники, ориентированы на север и северо-восток. Соотношение

Таблица 1

Ориентировка каров Сибири по сторонам света

Экспозиция	Число каров	%	Экспозиция	Число каров	%
<i>Алтай, р. Катунь [по Ивановскому Л. Н., 1967]</i>					
Северная	1052	37	Западная	184	6
Северо-восточная	541	19	Юго-восточная	137	5
Восточная	394	14	Северо-западная	118	4
Южная	351	12	Юго-западная	83	3
Всего				2860	100

Восточный Саян, высота хребта 2900 м

Северная	158	27,4	Юго-восточная	48	8,3
Северо-восточная	167	28,8	Юго-западная	38	6,6
Восточная	67	11,6	Северо-западная	29	5,0
Южная	47	8,2	Западная	24	4,1
Всего				578	100

Хребты Кодар и Калар

Северная	159	22,2	Юго-западная	63	9,0
Северо-восточная	158	22,0	Восточная	60	8,4
Южная	89	12,4	Юго-восточная	55	7,6
Северо-западная	86	12,0	Западная	45	6,4
Всего				716	100

Хр. Сунтар-Хаята

Северная	50	27,5	Юго-западная	19	10,4
Северо-западная	34	18,7	Юго-восточная	11	6,0
Северо-восточная	31	17,0	Восточная	8	4,4
Южная	21	11,6	Западная	8	4,4
Всего				182	100

Исток р. Колымы [по Лойша В. А., 1972]

Северная	51	36,4	Юго-западная	12	8,6
Северо-восточная	21	15,0	Восточная	10	7,1
Западная	20	14,3	Южная	5	3,6
Северо-западная	17	12,1	Юго-восточная	4	2,9
Всего				140	100

Корякское нагорье

Северная	155	46,6	Юго-западная	19	6,0
Северо-западная	60	18,1	Южная	15	4,6
Северо-восточная	53	16,1	Восточная	6	1,4
Западная	19	6,0	Юго-восточная	4	1,2
Всего				331	100

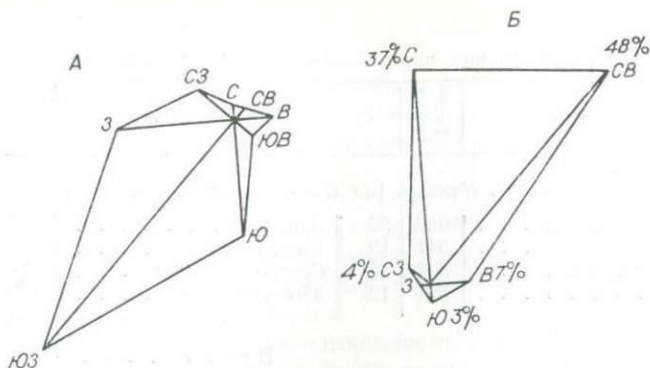


Рис. 3. Зависимость экспозиции каров от ветров в Теректинском хребте (Алтай).

А — роза ветров станции Кара-Тюрек (2700 м); Б — повторяемость экспозиции 97 каров участка Теректинского хребта у станции Кара-Тюрек, %.

между расположением главных горных гряд, направлением ветров, а также ориентировкой фирново-ледяных образований не только подчеркивает значение замедленного таяния снега на северной стороне гор, но и выясняет важность концентрации снега в понижениях подветренных северо-восточных склонов [Шпинь П. С., 1972].

В Восточном и Западном Саянах экспозиция каров почти та же, что и на Алтае. Для сравнения изучены кары на участке Восточного Саяна к западу от р. Оки (см. табл. 1). Ширина этого участка 35, а длина — 150 км.

Число каров, расположенных на северных, северо-восточных и восточных склонах, в Восточном Саяне почти такое же, как и на Алтае, и достигает свыше 67% их общего числа. При увеличении высоты над уровнем моря и при одном и том же положении снеговой линии в Восточном Саяне и на Алтае кары распределяются более равномерно. Так, вблизи пика Топографов, поднимающегося выше 3000 м, число каров на северных, северо-восточных и восточных склонах уменьшается, хотя высота хребта повышается в среднем на 200 м. Число каров на склонах указанных экспозиций пика Топографов по истокам рек Сенцы и Тиссы уже составляет 60—64% их общего числа. Таким образом, подтверждается вывод, сделанный на Алтае, что при приближении к «уровню 365» в развитии каров перераспределение снега имеет меньшее значение, чем при большей удаленности от него.

В Восточно-Сибирской провинции горы ниже, чем на Алтае и в Саянах. Однако и «уровень 365» находится ниже на 200—400 м. Проанализировано расположение каров на участке хр. Кодар в бассейнах рек Витим и Чара на протяжении 150 км и при ши-

рине полосы хребта до 35 км (см. табл. 1). Здесь установлено 716 каров.

Обращает на себя внимание более равномерное по сравнению с Алтаем расположение каров хребтов Кодар и Калар. Даже у наиболее высокого участка Катунского хребта на Алтае кары расположены в основном на склонах северной, северо-восточной и восточной экспозиций — 72%. Кодар же имеет на склонах тех же экспозиций 52,6% каров, т.е. меньше на 20%. Подобное отличие в расположении каров гор Восточно-Сибирской гляциологической провинции свидетельствует об иных условиях формирования каров, в частности об увеличении роли восточной, юго-восточной и северной составляющих постоянно дующих ветров, что способствует накоплению снега на противоположных склонах гор. Описанное расположение каров объясняет большую скалистость хр. Кодар, склоны которого расчленены карами со всех сторон.

Равномерное расположение каров резче выражено в хр. Сунтар-Хаята, в истоках рек Сунтар и Конгор, где на площади 1500 км² установлены 182 свежих каров (см. табл. 1).

Равномерное расположение каров разных экспозиций, при заметном увеличении их на северных и северо-западных склонах, объясняется ослаблением воздействия ветров западных румбов и возрастанием роли юго-восточных ветров, а также более северным положением страны. По данным Н. К. Ключкина (1964), холодное полугодие на Северо-Востоке СССР в настоящее время не отличается стационарностью атмосферной циркуляции. В исследуемом районе хр. Сунтар-Хаята поле высокого давления часто сменяется периферией мощных циклонов, связанных с тихоокеанским фронтом, циклоны поднимаются на север до истоков рек Колымы и Индигирки. Повторяемость таких процессов велика в первую половину зимы. В остальное время года значительные осадки обусловлены прохождением циклонов с Амура и из Южной Якутии в бассейны Индигирки и Колымы. Для таких циклонов хр. Сунтар-Хаята является орографической преградой, он способствует усилению осадкообразования, при этом на уровне оледенения осадки почти в течение всего года выпадают в твердом виде.

Таким образом, благодаря постоянно дующим ветрам, связанным с прохождением циклонов, и северному положению горной страны формируется типичный альпийский рельеф хр. Сунтар-Хаята, несмотря на его сравнительно небольшую абсолютную высоту.

Интересные наблюдения над карами, расположенными по южной окраине горной системы Черского, провел В. А. Лойша (1972). Он выявил 140 каров в хр. Анначаг, в массивах Сокрам, Хастам, Ухомыт и др. (см. табл. 1).

Основное число каров находится на северных склонах. В целом экспозиция каров в этих хребтах сходна с их ориентиров-

кой в хр. Сунтар-Хаята, хотя имеются отличия: например, здесь горы больше приближены к северу и потому все больше каров открывается на север. В горах системы хр. Черского кары по экспозиции сходны с карами Корякского нагорья, где мало каров, обращенных к югу, и много — к северу. Таким образом, по расположению каров хр. Черского занимает как бы переходное положение между хр. Сунтар-Хаята и Корякским нагорьем.

Для районов крайнего северо-востока Тихоокеанско-Азиатской гляциологической провинции распределение каров по сторонам света устанавливается с трудом из-за их большой разрушенности. В горах развиты сквозные долины и перевалы не только у долин 1-го и 2-го, но даже у долин 3-го и 4-го порядков. Старые кары на южных склонах трудно отличимы от водосборных и нивальных воронок. Они полого поднимаются к водоразделам и не имеют характерных для кара элементов рельефа. Сложные формы (амфитеатры) встречаются редко. В связи с этим подсчет каров по их экспозиции в Корякском нагорье ограничен только свежими формами с ясно выраженными скальными границами на участке истоков рек Укелят и Матскен в полосе с запада на восток длиной 120 км и шириной с юга на север 38 км (см. табл. 1). Здесь найден 331 кар.

Из этих данных видно сравнительно большое число каров северо-западной экспозиции и почти полное отсутствие каров на восточных склонах. Все это свидетельствует об интенсивных процессах рельефообразования на склонах северных румбов за счет больших накоплений снега и его медленного таяния.

На Камчатке, как сообщают О. А. Брайцева и другие (1968, с. 164), распределение и облик скульптурных ледниковых форм связаны с экспозицией, причем «большая часть каров и цирков приурочена к северным склонам массивов».

Анализ вышеизложенного материала свидетельствует, что в горах Южной Сибири в развитии каров большое значение имеют перераспределение снега и его концентрация. В горах Северной Сибири длительное пребывание снега в карах определяется еще и значительно большей затененностью северных склонов. Следовательно, развитие каров севера, влияние концентрации снега сверх фонового количества относительно ослабевают, поэтому наибольшее число каров здесь открыто к северу. Вместе с тем ориентировка каров, особенно в Южной Сибири, указывает на относительное постоянство ветров в период образования каров — антропогена, поэтому асимметрия поперечного профиля хребтов и смещение водоразделов могут быть объяснены не только тектоникой, но и закономерностями развития тыльной стенки кара (рис. 4).

Как установлено выше, на Алтае и в Саянах около «уровня 365» кары по экспозиции расположены равномернее; кроме того, каров нет на наветренных склонах гор [Ивановский Л. Н.,



Рис. 4. Асимметрия отрога Катунского хребта на Алтае, обусловленная развитием каров.

1967]. В хребтах Крайнего Северо-Востока, как видно из приведенных выше данных, развито вообще сравнительно небольшое количество каров. Они находятся главным образом на склонах северных румбов (80,8%). Очень мало каров на восточных и юго-восточных склонах. В Буордахском массиве каров практически нет и долины замыкаются воронками [Заморев В. В., Малаховский Д. Б., 1975]. Казалось бы, подобное распределение каров по склонам также свидетельствует о небольших масштабах прежнего оледенения в горах Корякского нагорья. Работами многих исследователей, однако, показана обширность древнего оледенения, ледники здесь в равной степени покрывали склоны северных и южных румбов [Колосов Д. М., 1947; Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., 1964]. Таким образом, можно считать, что основное питание ледников осуществлялось не из каров, как в горах Южной Сибири, а с прилежащих к долинам склонов, но главным для существования ледников было, по-видимому, даже не это. В Корякском нагорье и хребтах Аниюском и других, расположенных западнее вплоть до Сунтар-Хаята, развито большое число широких перевальных сквозных долин, служивших, по Д. М. Колосову (1947), «ледосборными полями», на которых происходило главное накопление фирна. Поэтому судить по вертикальному расположению сравнительно небольшого числа каров в горах Северо-Востока о размерах прежнего оледенения нельзя.

Таким образом, в выработке каров кроме затененности северных склонов большую роль играли ветры главных направлений: в горах Южной Сибири — западных румбов, на севере и северо-востоке — северных, южных, юго-восточных и в меньшей степени юго-западных. Эти ветры перераспределяли снег, оседающий в ветровой тени понижений различного происхождения. Такой вывод не противоречит данным С. В. Томирдиаро (1972), который считает, что в высоких широтах во время оледенения усиливался западный перенос, но в нижних слоях тро-

посферы господствовали теперь несуществующие восточные ветры. На склонах гор Северного Забайкалья расположение каров по сторонам света более равномерное, чем в горах Южной Сибири, что свидетельствует о значительном древнем оледенении. Анализ расположения каров по сторонам света на этом не может считаться полностью законченным, так как он выполнен почти без учета высоты расположения каров. Требуется детальный анализ экспозиции каров, заложенных выше и ниже снеговой линии (кары без ледников), и расположения так называемых «завинчивающихся» каров, когда кары с высотой постепенно меняют свою экспозицию на северную и северо-восточную. Он поможет решить вопрос о месте первоначального заложения кара (в эрозионной ложбине или нет и т. д.). Необходимо особое сравнение экспозиции каров, расположенных в морском и континентальном климатах. Оно позволит более достоверно отделить влияние солнечной экспозиции на развитие каров от ветрового перераспределения снега и его концентрации.

Морфология нивальных ниш

Важным для объяснения развития высокогорного рельефа и решения ряда палеогеографических вопросов антропогена является понимание причин зарождения каров. Кар с его характерными формами — порогом, котловиной и крутой задней стенкой — создается только ледником. Однако в горах часто встречаются формы, внешне сходные с ледниковыми карами, но выработанными только с участием снега. В геоморфологии представление о большой роли снега в выработке каров начало развиваться на сибирском материале. И. П. Толмачевым (1899) в Кузнецком Алатау впервые описаны кары, в создании которых подчеркивалась ведущая роль подснежной эрозии.

Широкое распространение нивальных форм рельефа связано с особенностями климата Сибири. Н. А. Солнцевым (1949) подчеркнуто, что мягкие зимы в морском климате с часто повторяющимися оттепелями не создают подходящих условий для длительного существования снежников, и поэтому удельный вес нивации в таких районах весьма мал. Чем суровее и продолжительнее зима, тем лучше условия для сохранения и накопления снега, и снежники в таких районах создаются особенно мощные. Перераспределение снега ветром и его аккумуляция создают подходящие условия для нивации даже в районах с относительно небольшим количеством осадков.

В горах всякая впадина на склоне, где накапливается снег, разрабатывается в полую нишу, постепенно разрастающуюся в своих размерах под действием нивации. Такими впадинами могут быть эрозионные воронки верховьев рек, описанные А. М. Коротким (1968) в Южном Сихотэ-Алине. Разработка

нивальных ниш может начаться по тектонически раздробленным местам при пересечении дизъюнктивов на участках, отстающих в поднятии блоков и т. д. [Кравцов Г. С., 1962]. Характерную морфологическую деталь зрелой нивальной ниши представляет несколько наклонная или почти горизонтальная площадка, ограниченная более крутыми склонами и открытая в одну сторону. Нивальная ниша — обязательный этап развития любой впадины, которая позднее может быть преобразована в кар. Нивальные ниши часто развиваются выше границы леса, но они могут образовываться и на других высотах (рис. 5).

Как показывают исследования, снег не задерживается на крутых склонах, он скатывается к подножию в виде лавин, разрабатывая склон, поэтому условия для формирования нивальных ниш на крутых склонах менее благоприятны, чем на пологих. Вследствие этого среди альпийского рельефа нивальных ниш меньше, чем на плоскогорных участках пьедесталов альпийских гребней. Более широкое развитие ниш на плоскогорье выше границы леса определяется также возможностью большей концентрации снега на подветренных склонах, где нивальные ниши могут быть в результате этого тесно прижаты одна к другой. Так, на Алтае, по Катунскому хребту, в междуречье рек Сугаш и Озерная мелкие нивальные впадины соединены вместе и образуют продольные гребню хребта вырезы, заполненные снегом.

Нивальные ниши имеют разнообразную форму, часто определяемую первоначальной неровностью поверхности [Денгин Ю. П., 1930; Рихтер Г. Д., 1948; Солицев Н. А., 1949; Пичугина Г. К., 1959; Коржуев С. С., 1959; Долгушин И. Ю.,

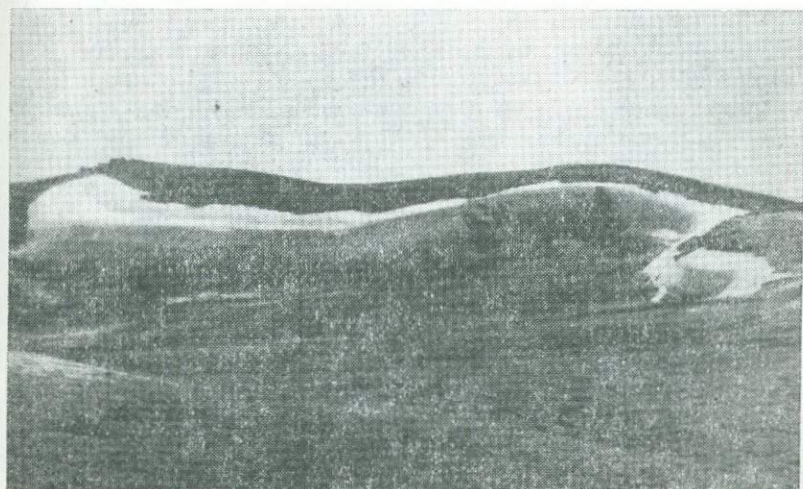


Рис. 5. Нивальные ниши в Южно-Чуйском хребте на Алтае.

1961; Федоров В. П., 1961; Чичагов В. П., 1963; Буров В. П., 1964; Ивановский Л. Н., 1967; Тимашев И. Е., 1970; Минина Е. А., 1972; Асоян Д. С., 1975; Агафонов Б. П., 1975]. Среди разных по форме нивальных ниш встречаются выемки в виде чаши или кресла с крутыми или более пологими склонами и довольно ровным плоским дном. Подобные формы описаны в Кузнецком Алатау, в Центральном Забайкалье, на севере в бассейнах рек Котуя и Маймечи, на Алтае, в Саянах, в Хамар-Дабане, Верхоянском хребте, на Чульманском плато.

По описаниям на Алтае, в Саянах, Кузнецком Алатау, Байкальском, Верхоянском и Баргузинском хребтах, Корякских горах и на плато Бырранга нивальные ниши часто располагаются ступенчато, одна над другой, что свидетельствует об их одновременном развитии на самых различных уровнях [Пичугина, Г. К., 1959; Ивановский Л. Н., 1967; Тимашев И. Е., 1970; Говоруха Л. С., Макеев В. М., 1970; Шпиль П. С., 1972].

Если при формировании нивальных ниш одновременно с нивацией важную роль играет водная эрозия, форма ниши заметно меняется. Это особенно бросается в глаза вблизи границы леса на открытых скатах со значительными уклонами. По Н. А. Солнцеву (1949), эрозионно-нивальные ложбины — формы, переходные между эрозионными ложбинами и нивальными нишами.

В горах эрозионно-нивальные ложбины распространены повсеместно; они, как правило, располагаются под не очень крутыми гребнями или обрывами плоскогорных участков, там, где накапливается снег. Таяние этого снега обеспечивает эрозию впадины, которая вытягивается вниз по склону. Часто эрозионно-нивальные ниши развиваются в старых карах, разъедая их стенки. По ложбинам происходит бурный снос обломочного материала, оседающего на дне кара. Нивально-эрозионные ложбины — места частого схода снежных лавин, камнепадов и небольших обвалов. При очень бурной эрозии ниши могут целиком утрачивать свою форму и приобретать характер воронки с разветвляющимися руслами временных потоков, зимой заносимых снегом.

Размеры эрозионно-нивальных ложбин различны, однако, как правило, они достаточно большие и превосходят размеры нивальных ниш. Водная эрозия быстро разрабатывает такие формы, и они вытягиваются от верхней кромки почти до основания крутого склона, достигая сотен метров в длину. Кверху эти формы быстро расширяются, напоминая старый полуразрушенный кар. Эрозионно-нивальные ложбины могут располагаться рядами и оказываться каналами схода лавин и селей. Часто эрозионно-нивальные ниши в благоприятных условиях могут быть местом формирования ледников висячего или полувисячего типа.

Нивальные кары и их преобразование в ледниковые

Дальнейшая эволюция нивальных ниш может привести к расширению впадин в нивальные кары, которые в литературе упоминаются сравнительно редко, по-видимому, потому, что многие из них ошибочно принимаются за настоящие ледниковые кары. Нивальный кар отличается от ниш большими размерами и более определенной формой, имеющей вид гигантского кресла. Характерные признаки нивального кара — плоское днище и менее крутые, чем у ледникового кара, боковые стены. Нивальный кар — форма более древняя, чем ниша, но сформировавшаяся без участия ледника. Подобные кары описаны, например, в горах Забайкалья В. П. Федоровым (1961): днища этих каров здесь достигают 1000 м и ограничиваются склонами крутизной 25—30°; Д. С. Асояном (1975) — на Чульманском плато, где плоские днища каров имеют ширину до 600 и глубину 60 м (рис. 6). В. Р. Алексеев, А. И. Сизиков и А. В. Кириченко (1971) описали в хребте Удокан кары, днища которых наклонены под углами 10—15°. Они имеют ширину до 500 м, а длину до 1 км. По сообщению авторов, порог каров обычно отсутствует.

Морфологическое сходство нивальных и ледниковых каров указывает на близость их происхождения, и в литературе до сих пор обсуждаются критерии для отделения нивальных ка-

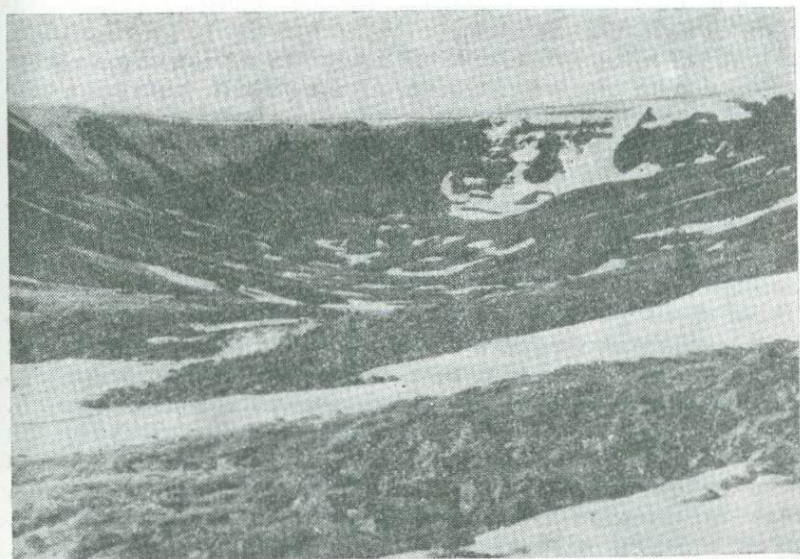


Рис. 6. Нивальный кар в Хамар-Дабане.
Фото В. Б. Дробота.

ров от ледниковых. Нужно иметь в виду, что многие кары имели сложный режим своего развития — нивация сменялась деятельностью ледника и обратно, поэтому вопрос отделения каров ледниковых от нивальных приобретает остроту особенно тогда, когда на склонах гор других следов оледенения не наблюдается. Примером могут быть кары Кузнецкого Алатау, описанные В. П. Буровым (1964). Он приводит примеры зарождения «современных» каров на склонах древних каров и на гольцах. Древние кары, по его мнению, нивально-ледниковые. Современное карообразование здесь протекает не менее интенсивно, чем прежде. «Этот процесс хорошо прослеживается в теплые летние месяцы, когда днем происходит интенсивное оттаивание склонов, а ночью вымораживание и промерзание» [Буров В. П., 1964, с. 210]. Из этой выдержки следует что В. П. Буров характеризует типичные нивальные кары, которые неоднократно занимались ледниками.

На Алтае Е. А. Минина (1971) отмечает древние ледниковые цирки. Днища их окружены довольно пологими (30°), задернованными, частично залесенными склонами. «Характерными элементами этих цирков являются очень плоские заболоченные днища с отметками 1600—1700 м» (с. 114). Наши наблюдения в долине р. Мульты в Катунском хребте Алтая также установили крупные циркообразные расширения, расположенные ниже границы леса (несколько ниже маралсовхоза). Кроме циркообразности впадины других следов деятельности ледника такие цирки не имеют, и нет гарантии, что эти формы создавали ледники, а не одна нивация.

В горах Южного Забайкалья в истоках р. Чикой и в массиве Сохондо по склонам Даурского хребта Ю. П. Деньгин (1930) провел исследование каровой лестницы из десяти каров, лежащих в интервале высот 1740—2070 м. Он отмечает, что кары расположены по западному склону хребта. По характеру описанных каров не вызывает сомнения, что некоторые из описанных Ю. П. Деньгиным кары являются нивальными. В 1963 г. В. П. Чичагов опубликовал работу, в которой в тех же районах упоминается наличие «современных карообразованных форм»; однако автор не сообщает о каких-либо закономерностях распространения этих форм и останавливается очень кратко на их происхождении. Наконец, В. В. Заморуев (1966а), занимаясь древним оледенением Буркал-Шебетуйских гольцов, отметил, что полностью развитые кары, с центральным переуглублением и перегораживающим ригелем, встречаются редко. Большая часть каров лишена озер, и центральное переуглубление, столь характерное для ледниковых каров, выражено плохо. Таким образом, в горах Южного Забайкалья, по-видимому, широкое распространение получили нивальные кары «небольших» размеров, развитые преимущественно на западных склонах. Такие же формы неясного генезиса описаны А. А. Волоса-

товым и Я. И. Полькиным (1952) на севере Среднесибирского плоскогорья.

И. Е. Тимашев (1963), описывая следы древнего оледенения в Хараулахских горах, в противоположность мнению Д. М. Колосова (1947), который считал, что каровые ниши способны создаваться только ледниковыми процессами, обоснованно утверждает, что снежники — это главный агент, эродирующий предвершинные участки склонов и создающий формы, сходные по своим морфологическим чертам карам ледникового происхождения, и подчеркивает, что здесь более широко развиты нивальные кары. Д. С. Асоян (1975), отметив на Чульманском плато наличие крупных цирков (ширина цирка 500 м), пишет, что происхождение цирка на высоте 820 м остается неясным. Автор не без оснований предполагает, что цирк имеет нивальное происхождение.

Нивальными карами и нишами на севере Забайкалья занимался В. Б. Выркин (1975, 1978), который изучал механизм формирования нивальных ниш в хребтах Удокан и Хамар-Дабан. Он подчеркнул, что формирование нивальных ниш и каров во многом зависит от континентальности климата. Нивальные ниши и кары с «плоскими днищами» описаны в работе Ю. Ф. Чемякова (1961) по восточным горным системам от Станового нагорья до Камчатки. Часто нивальная форма представляет собой воронку с заметно расширенным краем. Подобные формы встречаются в гольцах Алданского района, Эльконского массива, Западных Янгов и кряжа Зверева. Как пишет И. Ю. Долгушин (1961), снежники приурочены к самым вершинам эрозионных борозд или же к задним стенкам карообразных понижений, дающих начало долинам. Высота формирования нивальных ниш на западе Алданского нагорья достигает 1000—1100 м.

Нивальные ниши и кары, заполненные снегом, могут быть приняты за ледниковые образования, и по ним можно сделать неверные выводы. Морфология сходных с ними форм ледниковой структуры требует постановки детальных стационарных исследований. Важно получить количественные показатели скорости их развития, выявить ритмы усиления денудации и ее ослабления в течение хотя бы ближайшего времени. Все это поможет достовернее оценить их возраст и время преобразования в настоящий кар. Вместе с тем описанные формы являются началом формирования нормального ледникового кара. Любая впадина на склоне, прежде чем стать каром, должна пройти этап преобразования в нивальную нишу, и только после того, как в ней появится ледник, начнет развиваться ледниковый кар.

Пути образования ледникового кара из таких нивальных форм рельефа могут быть, по-видимому, неодинаковыми. Один способ выработки кара описан С. Г. Бочем (1946) на примере каров Урала. Автор, используя данные Люиса, отметил, что

нивальная ниша по мере выветривания горных пород постепенно расширяется и углубляется, если даже климат не меняется. «... Мощность снега постепенно увеличивается в силу увеличения крутизны задней стенки и улучшения условий затенения и, следовательно, условий снегонакопления» [Боч С. Г., 1946, с. 219]. С. Г. Боч считает, что в такой нише создаются все условия для превращения фирнового снега в фирновый лед, а дальше начинается выпахивающая деятельность льда. Еще определеннее высказался Л. Д. Долгушин (1951), который доказал, что кар может быть создан без понижения нижнего уровня хионосферы и изменения высоты снеговой линии. Кар может образоваться в результате эволюционного развития нивальной ниши вследствие разрастания в ней снежно-фирнового образования, после того как снежник превращается в ледник. Нивация подготавливает условия для превращения ниши в кар, а после его образования продолжает его расширять, увеличивая размеры кара (рис. 7).

Второй путь преобразования ниши в кар возможен при достаточно быстром опускании нижнего уровня хионосферы. По И. С. Щукину (1960), нивальная ниша ниже снеговой линии при ее опускании во время оледенения будет аккумулировать снег такими темпами, что может быстро образоваться ледник, способный сформировать кар. Как показывают наши исследования на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967], в горах, которые расположены своими вершинами выше «уровня 365», и сейчас можно найти доказательства, подтверждающие эту схему. С другой стороны, первый способ развития каров можно наблюдать почти во всех горах Сибири и Дальнего Востока. Например, об этом свидетельствуют работа П. С. Шпиня (1971) по Кузнецкому Алатау; в Саянах — наши наблюдения в хр. Кантегирском, Ойском, а также работы Г. М. Томилова (1965), М. Г. Гросвальда (1965), и других; в хр. Хамар-Дабан — наблюдения В. В. Заморуева (1967а); в хр. Кодар — В. С. Преображенского (1960); на севере Верхоянского хребта — исследования Д. К. Башлафина (1970).

Проблема соотношения указанных способов зарождения каров для гор Сибири имеет большое значение в связи с той ролью, которую многие отводят высоте днищ каров при определении величины депрессии снеговой линии. В самом деле, если принять правомерность действия первого пути образования кара, то его днище может быть значительно ниже уровня снеговой линии там, где до накопления снега уже была впадина какого-нибудь генизиса. К сожалению, в Сибири сама проблема даже не ставилась, и некоторыми исследователями свободно принимается, что днище любого кара должно отражать прежнюю высоту снеговой линии. Такой весьма упрощенный подход к оценке высоты древней снеговой линии допускается многими исследователями, которые по высоте днищ в горах



Рис. 7. Схема преобразования ниши под влиянием снежной эрозии [по С. Г. Бочу, 1946]. I—III — последовательность развития ниши.

определяют буквально все климатические изменения плейстоцена и даже голоцена.

К сказанному нужно добавить, что второй путь преобразования нивальной ниши в кар при понижении снеговой линии также весьма сложен. Депрессия снеговой линии может вызвать заполнение понижений снегом и образование ледника. Небольшие понижения также могут заполняться снегом, а ледники в них не образуются и кары не возникают. Лишь постепенно по прошествии некоторого времени в связи с расширением ниши снега в ней накопится столько, что станет возможным и возникновение ледника. Но в этом случае кар уже не будет соответствовать первоначальной величине депрессии снеговой линии. Указанное соотношение путей зарождения каров, очевидно, будет меняться от одной гляциологической провинции к другой в связи с неодинаковыми условиями накопления снега, его количества и перераспределения. Пути зарождения каров будут меняться и в связи с неодинаковым расчленением склонов. Расчлененные склоны с большим количеством впадин разного размера и расположенные ниже снеговой линии способствуют накоплению снега и нивальной разработке котловин и понижений. В этом случае дошедшая до определенного уровня на склонах водная эрозия может быть причиной того, что созданные ее действием эрозионные воронки будут расположены на одном уровне, благодаря чему кары также вытянутся в цепочку на одной высоте. Создается иллюзия возможности установления по такой цепочке прежней высоты снеговой линии. Вероятно, подобная картина существует в Саянах, на Алтае, в горах Прибайкалья и т. д.

В геоморфологии методика, дающая возможность отличать кары, возникшие двумя путями, не разработана. В настоящее

время можно только принять, что кары, возникшие путем эволюционного расширения нивальных ниш и без понижения уровня хионосферы, формируются в зависимости от первоначальных впадин, т. е. поодиночке. Кары, развивающиеся при понижении снеговой линии, по-видимому, расположены более концентрированно, как бы образуя некоторые сгущения. Впрочем, пока это только предположение, ибо и первоначальные, главным образом эрозионные, впадины могут быть примерно на одном уровне, обеспечивая некоторое сгущение каров и без понижения снеговой линии. Этот вопрос требует дальнейших исследований.

Разрушение и перестройка каров

Кары в горноледниковых странах Сибири и Дальнего Востока выглядят свежими, их стенки крутые и скалистые. Многие кары постепенно перестраиваются, засыпаются, а стенки разрушаются, снижаются и выполаживаются. Этот процесс протекает, по-видимому, однозначно, но пути преобразования каров крайне сложны. По И. С. Щукину (1960), процесс угасания каров выражается в их заполнении обломочным материалом и в эрозии порогов. Интересные наблюдения в Хибинских горах провел А. Д. Арманд (1960), который подчеркивает, что в настоящее время и без ледников продолжается увеличение размеров цирка и каров, прежде всего за счет действия интенсивной нивации, одновременно происходит перестройка и превращение их в ложбины. Он описывает пустые кары, где смыкаются конусы выноса и осыпи противоположных склонов. Заполнение каров обломочным материалом уменьшает поле деятельности нивации и сильно сокращает рост кара. Исследования на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967] показали, что можно выделить кары неустойчивые по своему развитию и устойчивые (рис. 8).

Кары неустойчивые, как правило, заканчивают свое развитие при ослаблении нивации перестройкой в ложбины. Кары устойчивые завершают свое развитие образованием сквозного прохода и перевальной седловины на противоположную сторо-

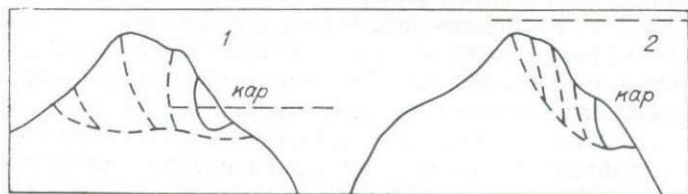


Рис. 8. Последовательность развития кара при разной высоте снеговой линии.

1 — снеговая линия проходит вблизи дна кара (образование прохода); 2 — то же, выше вершины (образование ложбины).

ну хребта. Неустойчивые кары встречаются там, где снеговая линия расположена значительно выше кара. При ослаблении питания снегом такой кар может перестроиться в крупную снегосборную воронку, где зарождаются снеговые лавины. Неустойчивые кары могут быть местом накопления снега и формирования небольших ледников. Как правило, стенки неустойчивых каров прикрыты осыпями не меньше, чем до половины высоты склонов, и поэтому нивация в каре ослаблена. Без удаления обломочного материала от подножия склонов дальнейшее существование такого кара становится невозможным. Вследствие развития нивации на участках открытых склонов следы прежней ледниковой деятельности быстро уничтожаются. Кар постепенно вытягивается в сторону водораздела, превращаясь в ложбину. Подобные ложбины отмирающих каров исследованы слабо, хотя широко распространены в горноледниковых странах Северной Азии. На юге, на территории Атлантико-Азиатской провинции, они описаны нами, например, на южном склоне Курайского хребта. В Саянах мы их наблюдали в хребтах Ойском и Араданском недалеко от оз. Ойского и в бассейне р. Ус. В горах этой провинции подобные ложбины шириной в несколько сот метров заполнены обломочным материалом каменных потоков, осыпей и старыми моренами (рис. 9).

В Якутии и на севере Забайкалья картина развития и преобразования каров меняется. Резко континентальный климат обуславливает сильное выветривание скальных пород, их раз-



Рис. 9. Перестройка кара в нивально-каровую ложбину.

дробление; накопление обломков приводит к быстрому засыпанию каров и уничтожению следов древнего оледенения. Стенки каров теряют свою первоначальную крутизну и снизу все более изолируются от нивации. В верхних частях склонов образуются многочисленные лавинные воронки, которые книзу сменяются лавинными желобами. Эти формы совершенно меняют первоначальный облик кара, который засыпается также огромными скоплениями продуктов выветривания, доставляемыми сюда лавинами. Подобные кары можно наблюдать в хр. Кодар на высотах 1400—1500 м [Выркин В. Б., 1978]. В Южно-Муйском хребте прежние кары с высотой стенок 500 м совершенно не походят на ледниковые; их стенки изрезаны лавинными желобами, которые наверху расширяются и переходят в конусообразные воронки, днища долин и бывших каров загромождены обломочным материалом частых снеговых лавин, осыпей и обвалов. В целом теперь это уже не кар, а огромная воронкообразная ложбина, постепенно переходящая в заполненную обломочным материалом долину, по которой с большим трудом определяются следы прежнего оледенения [Алексеев В. Р., Кириченко А. В., 1972]. Сходные процессы описаны в Верхоянском хребте, где после оледенения развивалась эрозия, которая превратила ледниковые кары самых высоких вершин и гребней в водосборные воронки [Гроздецкий Н. А., Наймарк А. А., Тимашев И. Е., 1969], в южной части Хараулахских гор чашеобразные формы по виду напоминают кары. Возможно, что некоторые из них — это сильно переработанные ледниковые формы, ибо они приурочены к древним трогам [Тимашев И. Е., 1963]. В хр. Чельбаус (Олекминский становик) отмечена дальнейшая сильная переработка ледниковых форм, которые часто изменены до неузнаваемости [Коржуев С. С., 1959]. Здесь многие долины замыкаются в виде обширных полуцирков, крутые склоны которых изборождены многочисленными мелкими рывтинами.

В горах Сибири и Дальнего Востока распространены устойчивые кары. Как уже указывалось, процесс разрушения таких каров может оканчиваться проломом задней стенки на противоположную сторону горного хребта, образованием прохода и выделением карлинга (рис. 10). Основным условием такого развития оказывается удаление обломочного материала от стенок кара, благодаря чему постоянно происходит их экспонирование и дальнейшее выветривание горных пород стенок кара. В действующем каре, который занят ледником, подобное удаление происходит с помощью ледника, выносящего морены из кара. Разработка образовавшегося прохода может значительно ускориться, если из кара с ледником через сниженный гребель тыльной части кара лед стекает на противоположную сторону хребта или в соседнюю долину. По-видимому, во время оледенения этот способ разработки и преобразования кара был широко



Рис. 10. Разрушенная задняя стенка кара и проход в соседнюю долину
в хр. Годар.

Фото Л. А. Пластинина

развит, о чем свидетельствуют также крупнейшие ледники гор Средней Азии [Костенко Н. П., 1970].

В некоторых благоприятных случаях транспортировка грубообломочного материала может быть осуществлена солифлюкцией и другими агентами переноса. Количественные масштабы такой транспортировки продуктов выветривания остаются малоизвестными. Удаление обломочного материала из кара часто приводит к формированию каменных потоков и каменных глетчеров. Они выдвигаются из многих каров в виде причудливых языков длиной 2—4 км и при этом скрывают характерные детали рельефа кара — котловины, скалистые пороги [Гросвальд М. Г., 1959; Зыкова А. И., 1962; Заморуев В. В., 1963; 1965; Агеев К. С., Дитмар А. В., 1964; Ивановский Л. Н., 1962б, 1967]. Достаточно ли обеспечивает подобная транспортировка продуктов выветривания дальнейшее развитие кара, остается неясным. Следовательно, в определенной степени высоко лежащие проломы с одной стороны хребта на противоположный могут быть некоторым показателем длительного существования постоянно удаляющего обломочный материал ледника, и по высоте таких горных проходов можно приближенно судить о прежнем положении снеговой линии, при которой ледник был достаточно устойчивым.

Пролом задней стенки кара ведет к резкому снижению его обрамления и ослаблению снегового питания, т. е. к постепен-

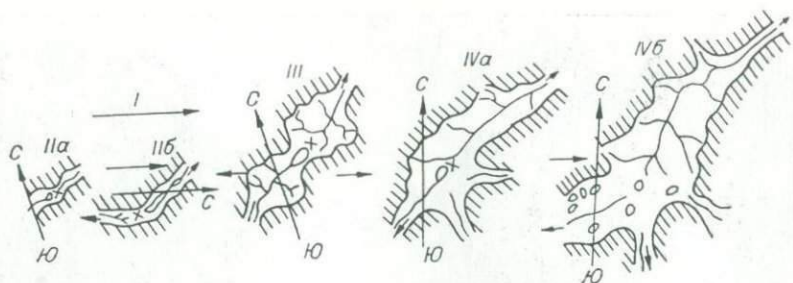


Рис. 11. Последовательный ряд развития перевальных полей в центре Западного Верхоянья [по Д. М. Колосову, 1947].

I — первичные водоразделы; II — сквозные ледниковые перевалы (а — перевал Омочев — Мал. Дюганжа, б — Учახын — Абалы); III — расширенные ледниковые перевалы (перевал Солончанский); IV — главные перевальные поля области ледосбора (а — Бутуня — Хатанья — Бол. Дюганжа, б — Аркачан — Себен — Саганджа).

ному угасанию не только ледника, но и кара. Подобные проходы в горах, подвергавшихся оледенению, встречаются от Алтая до Чукотского полуострова. Они лежат на разной высоте, и можно проследить все стадии их формирования, что сделано нами на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967], а на северо-востоке, в Корякском нагорье — Д. М. Колосовым (1947) (рис. 11). Крайняя стадия разрушения каров описана В. А. Федорцевым (1938) в хр. Улахан-Сис к северу от Алазейского плоскогорья, где «кигиляхи располагаются полукругом, занимая края пологих чаш, являющихся вершинами рек» (с. 10). По мнению В. А. Федорцева, кигиляхи — это не что иное, как остатки цирков, разрушающих гранитные массивы. Сходные образования мы наблюдали в Ойском хребте в Западном Саяне. Здесь, в истоках рек Буйбы и Кебежа, старые разрушенные кары часто образуют пологие чаши диаметром от нескольких сот метров до километра. По сторонам проходов из одного речного бассейна в другой поднимаются отдельные сглаженные скалистые пики высотой от 10 до 70 м. Приведенные материалы по развитию каров не охватывают всей сложности и особенностей их угасания. Этот процесс ждет своего дальнейшего исследования.

Образование эквипленов в горах

Известный исследователь рельефа Альп Е. Рихтер [Richter E., 1900] один из первых полагал, что в результате развития каров разделяющие их гребни могут полностью уничтожиться. Он считал, что если расширение каров происходит быстрее их углубления, то на месте уничтоженного гребня должна образоваться плоская поверхность, лежащая на уров-

не днищ каров. Следовательно, созданные оледенением альпийские формы по истечении некоторого времени полностью разрушаются. Этим он объяснил поверхность выравнивания в Норвегии и Альпах.

У нас эти идеи распространились благодаря работам П. П. Пилипенко (1915) и особенно И. С. Щукина (1948), который, принимая, что древние денудационные поверхности могут быть очень разнообразными по своему происхождению, пространственному распространению и топографическому положению, описывает порядок выработки поверхности ледниковой эрозии и денудации. Он сообщает, что если скорость полного уничтожения каровых стенок была значительной, то формирование выровненных участков водоразделов не выходило за рамки ледникового времени. По мере разрушения водоразделов отступающим каром фирны противоположных склонов хребта, по его мнению, соединяются, а водоразделы покрываются сплошным покровом фирна и льда. При дальнейшем выветривании и солифлюкции водоразделы снижаются и выравниваются.

Выровненные приводораздельные участки горноледниковых стран севера Азии, лежащие на разных высотах ступенчато, уже давно привлекали внимание исследователей. В Сибири идея о каровом «сбывании» водоразделов получила развитие особенно после работ И. А. Молчанова (1934) и М. А. Усова (1934). Первый из них считал, что образование плоских белогорий и сарамов в Восточном Саяне есть результат «прошедшего до конца процесса развития каров» (с. 16). При смыкании каров противоположных склонов хребта образуются не только горные проходы, часто встречающиеся в Саянах, но также «при более интенсивном процессе и продолжительности сложная система каров, зародившаяся в разных частях массива, который приведет к полному сбыванию его до уровня дна этих каров, подобно морской абразии» (там же). М. А. Усов (1934) признал возможность подобного выравнивания альпийского рельефа и назвал такие равнины «эквицленами».

Идеи этих исследователей Сибири отличны от идей И. С. Щукина тем, что И. А. Молчанов признавал «сбывание» хребтов до уровня каровых днищ только сбоку, тогда как И. С. Щукин допускает уничтожение высоких частей гор и выравнивание путем воздействия фирно-ледникового покрова еще и сверху. Некоторые исследователи горного рельефа Сибири продолжали развивать основные положения указанных авторов и распространили их идеи на все большие территории. Так, С. Ф. Дубинкин (1940) доказывал существование эквицлена на территории урочища Чалок-Чад на Алтае. Он привел блок-диаграмму, которая, по его мнению, должна убедить читателя в справедливости идеи формирования поверхности выравнивания в результате «сбывания».

О значении отступления стенок каров в выработке выровненных поверхностей на Алтае писали Л. Н. Ивановский (1970б) и Е. А. Минина (1970). В этой горной стране роль каров в сглаживании альпийского рельефа ограничена и определяется развитием древних каров, заложенных еще во время появления первых ледников у поднимающейся горной страны. Е. А. Минина (1973) описывает ширину эквиПЛенов в 10 км, а их протяженность — 15—20 км. При скорости отступления склонов кара в 0,5—0,7 мм/год для образования эквиПЛена шириной в 10 км нужно около 2 млн. лет. Трудно себе представить существование ледника все это время в каре и на одном уровне; по-видимому, развитие эквиПЛена подобной ширины — не только результат карового «сбрасывания», но и водной эрозии, активной до формирования цирка. Мы полностью согласны с А. И. Спиридоновым (1961), что образование выровненных участков за счет развития каров происходит в более скромных размерах, чем предполагают И. А. Молчанов и С. Ф. Дубинкин.

С критикой теории эквиПЛенов выступил С. С. Воскресенский (1962). По его мнению, факты, установленные на Алтае, свидетельствуют о древности поверхностей выравнивания и их неледниковом генезисе. Вот его аргументы.

1. Поверхности выравнивания находятся на разных высотах в пределах одного и того же хребта, постепенно снижаются и погружаются под отложения, выполняющие межгорные котловины.

2. Древние поверхности развиты лучше не там, где особенно интенсивно развиты кары, — в центральных районах горной страны, а на окраине, где следов древнего оледенения не наблюдается.

3. На древних поверхностях выравнивания обнаружены остатки третичных и четвертичных отложений, также базальтов.

4. Не выяснены масштабы морозно-солифлюкционных процессов. По-видимому, они не были решающими в образовании выровненных поверхностей горных хребтов.

По нашему мнению, многие из приведенных доказательств относятся и к другим горным странам Сибири и Дальнего Востока. Теория эквиПЛенов — всего лишь только красивое логическое построение и не может объяснить существование обширных равнин выше границы леса в горах Сибири и Дальнего Востока.

К. К. Марков (1948) выделил геоморфологический уровень снеговой линии. Он характеризуется сочетанием своеобразных рельефообразующих процессов. Построив этот уровень для определенного отрезка времени, например для времени максимума последнего оледенения, исследователь получает метод, который позволяет изучать взаимодействие нивации и неотектонических движений земной коры, т. е. процессов эндо- и экзогенных. Взгляды К. К. Маркова требуют дальнейшей конкре-

тизации, так как они носят слишком общий характер. В этом убеждают исследования М. В. Тронова (1954), который, анализируя фактическое расположение каров и малых форм оледенения на Алтае, пишет, что объединенная зона развития малых форм оледенения со специфическими геоморфологическими процессами в ней может достигать мощности 500—600 м и что она соответствует представлению о геоморфологическом уровне снеговой линии, но требует дальнейшей разработки этого представления. С этой точки зрения выработка единой поверхности выравнивания на уровне снеговой линии невозможна, так как деятельность нивации всегда распространяется по вертикали, по крайней мере, на 500—600 м, а в горах с морским климатом северо-востока Сибири и Камчатки — еще больше.

Несмотря на четкие выводы М. В. Тронова, не встретившие в литературе каких-либо возражений, в последнее время продолжается обсуждение вопроса о формировании выровненных поверхностей большой площади на уровне снеговой линии. По мнению Е. М. Щербаковой (1965, с. 131), «гляциально-нивальный уровень денудации (уровень снеговой линии) играет в настоящее время в горах подчиненную роль, но в ледниковые эпохи имел огромное рельефообразующее значение». В другой работе Е. М. Щербакова (1961) развивает взгляды И. С. Щукина. Процессы, возникшие в ходе выравнивания, она разделяет на три группы: 1 — плоскостное воздействие фирнольда на подстилающие породы поверхности высокогорных междуречий; 2 — усиленное воздействие талых струй и мерзлоты, сосредоточенных вдоль нижнего края фирноледяного покрова, вдоль снеговой линии; они срезают возвышенности, выступающие над этим уровнем; 3 — линейное воздействие льда на коренные породы.

Согласно Е. М. Щербаковой, срезание пород нивальными и мерзлотными процессами протекает по широкому фронту, если высокие междуречья покрыты облегающим фирнольдом и реальная снеговая линия ближе всего соответствует понятию климатической снеговой линии, когда она не зависит от мелких форм рельефа и продолжается на больших расстояниях. По нашему мнению, выделяемые три группы процессов неравноценны по своему значению. Главными являются процессы 2-й группы, так как именно они срезают основные неровности альпийского рельефа. Процессы 1-й и 3-й групп только лишь обрабатывают поверхность, создаваемую ранее.

По Е. М. Щербаковой, процесс усиленного разрушения вдоль снеговой линии происходит тогда, когда сближаются два уровня снеговой линии — реальный и теоретический (климатический), что возможно только, по мнению этого автора, во время оледенения. Такое замечание не может быть принято, так как подобное сближение возможно только при опускании снеговой линии ниже уровня моря. В обычных условиях гор

средних широт подобного слияния не происходит. Во время оледенения произойдет параллельное перемещение вниз всех процессов. Нивация будет развиваться на более низких уровнях, и особенно в понижениях, где концентрируется снег. Если ниже по склону хребта рельеф расчленен слабее, тогда возможно некоторое сближение снеговых линий. В том случае, если склоны будут более расчлененными, т. е. улучшатся условия для накопления снега, может произойти даже некоторое отдаление друг от друга снеговых линий — реальной и климатической. Как видно, в виде частного случая можно представить себе только некоторое сближение снеговых линий, и поэтому возможность формирования обширных равнин в горах на уровне снеговой линии не может считаться доказанной.

Размещение каров по высоте

В горах Сибири и Дальнего Востока действующие кары и цирки расположены вблизи снеговой линии, однако высота, на которой их можно встретить, сильно меняется. Все действующие и уже полузасыпанные старые кары расположены в интервале 1500 м. Общий промежуток высот местонахождения каров от Чукотского полуострова до Алтая составляет почти 3500 м. Наибольшее число каров врезано в склоны между уровнями современной и древней снеговых линий, т. е. в интервале высот приблизительно 500—600 м.

В ледниковых областях многие действующие кары расположены выше снеговой линии. Они могут быть закрыты сплошным покровом снега и фирна и вследствие своей труднодоступности изучены еще слабо. Ниже расположены многочисленные свежие кары, в которых иногда встречаются остаточные ледники, а в котловинах часто находятся озера. Уже значительно ниже, вблизи границы леса, находятся фрагменты отдельных сильно разрушенных каров, заполненных обломочным материалом. На крутых склонах таких каров намечаются только контуры котловины и прорезанный эрозией порог коренных пород. Закономерности распределения этих каров, их высотное положение в горных странах остаются невыясненными, так как подобные кары единичны. Таким образом, в горах Сибири и Дальнего Востока различаются кары, расположенные в зоне значительно ниже снеговой линии, где они разбросаны и не образуют единого высотного уровня; кары, заложенные между современной и древней снеговыми линиями, где они врезаны в склоны весьма густо и могут концентрироваться вдоль определенных уровней, и кары, слабо исследованные, находящиеся выше современной снеговой линии. Здесь кары погребены под снегом и расположены реже.

Закономерность размещения каров, описанная выше и определяемая положением современной и древней снеговых линий, выдерживается у хребтов, поднимающихся своими вершинами в настоящее время до «уровня 365». Хребты с меньшими высотами, едва превосходящими по высоте границу леса, но имеющими сравнительно широкие и плоские приводораздельные поверхности, несут кары только нижних высотных поясов, однако, благодаря концентрации снега, такие кары продолжают оставаться достаточно свежими.

Описанный порядок расположения каров существенно осложняется неодинаковыми условиями развития каров в странах с морским и континентальным климатом. Для анализа этого вопроса нужно еще раз обратить внимание на «уровень 365» и снеговую линию на ледниках. Высотный промежуток между ними меняется в зависимости от степени континентальности и широты места. Кары могут развиваться только там, где существуют ледники, а при большом интервале между этими двумя уровнями, который имеется в морском климате на Камчатке, в Корякском хребте и отчасти на Алтае, разбросанность и число каров по склону значительно больше, чем в хр. Сунтар-Хаята и Буордахском массиве, расположенных в резко континентальном климате. Из этого можно сделать вывод, что в континентальных условиях кары более надежны для восстановления прежней высоты снеговой линии. Напротив, там, где много осадков и большая концентрация снега в понижениях, надежность установления древней высоты снеговой линии по днищам каров меньше и определение ее значительно труднее. Этот вывод имеет принципиальное значение для различного рода палеогеографических оценок.

Для горных хребтов, достигающих «уровня 365», характерно расположение современных действующих каров и цирков непрерывными цепочками, часто огибающими возвышенность со всех сторон. Для древних каров, лишенных ледников, подобная картина иногда прослеживается только в интервале между современной и древней снеговыми линиями, что уже давно замечено в горных странах. Подобное расположение каров объясняется не только положением склонов, но и определенным высотным положением доледниковых впадин, в основном эрозионных. Роль и соотношение этих причин до конца не ясны, и мнения исследователей расходятся.

Д. В. Лопатин (1969), исследуя кары хр. Кодар, заметил, что кары, располагаясь по сторонам света в определенном порядке, как бы «завинчиваются» снизу вверх. Нижний кар с южной экспозицией по склонам того же хребта сменяется карами, которые с нарастанием высоты больше обращаются к северу. По нашему мнению, это явление может быть связано только с независимостью самых нижних каров от экспозиции и с их возникновением в доледниковых эрозионных впадинах.

Ярусность каров и неотектоника

В отличие от многих других экзогенных форм рельефа горных стран кары и цирки почти не исследовались или исследовались не систематически с точки зрения зависимости их развития от неотектонических движений. Обычно считается, что кары развиваются на наиболее высоких и испытывающих быстрое поднятие морфоструктурах. Это положение, хотя и не вызывает какого-либо сомнения, слишком общее и по существу мало что объясняет. Известно также, что крупные цирки приурочиваются к разного рода тектоническим понижениям, пересечениям разломов, зонам дробления и т. д., а кары часто расположены по определяющим разрывным дислокациям или вблизи них на продолжении долин, тянущихся вдоль таких ослабленных зон.

В последнее время исследователи гор уделяют много внимания «ярусности каров». Простые кары, не связанные друг с другом, по мнению этих исследователей, концентрируются около вполне определенных уровней — «каровых ярусов». Вблизи подобного яруса число каров наибольшее, а ниже и выше по склонам их меньше, но на некотором удалении число их вновь увеличивается, наблюдается новое сгущение каров, отмечающих еще один ярус, и т. д.

В литературе нет единого мнения о том, существует ли вообще подобная ярусность расположения каров, а те исследователи, которые ее признают, называют разные причины возникновения этой ярусности. Имеются большие расхождения и в том, сколько ярусов каров в горах: одни насчитывают два-три, другие четыре или семь, двенадцать и даже больше [Зейлик Б. С., 1961; Козловская С. Ф., 1961; Корнилов Б. А., 1961; Геоморфология Восточной..., 1967; Максимов Е. В., 1968, 1972; Соловьев В. В., Ганешин Г. С., 1971; Асоян Д. С., 1975; Миллер В. Г. 1976]. Как правило, все исследователи решительно связывают наблюдаемую ярусность каров с изменениями высоты снеговой линии и в редких случаях объясняют ее другими факторами. Приведенные литературные материалы показывают отсутствие каких-либо критериев для выделения числа «ярусов» или «уровней» каров. Часто, по-видимому, только желание подтвердить стратиграфическую схему, разрабатываемую тем или иным исследователем горных стран, решает число «ярусов» каров, устанавливаемых в горах. Например, одни исследователи определяют число ярусов каров по количеству ледниковых эпох, а другие — по числу стадий оледенения; наконец, имеются исследователи, которые одни каровые ярусы относят к стадиям оледенения, а другие — к ледниковым эпохам. Так, С. Ф. Козловская (1961), выделяя два яруса каров на высоте 120—130 и 700—900 м над дном долины на севере Среднесибирского плоскогорья в бассейне р. Кочечумо,

относит их соответственно к зырянскому и сартанскому оледенениям. Группа геологов под руководством Б. С. Русанова, занимаясь обобщением материалов по горным странам Якутии, заключила, что в карах фиксируется «три уровня снеговой линии». Один из них отвечает современному положению, а два других отмечены площадками групп каров. «Площадки нижней и верхней групп древних каров разобщены интервалом в 400—500 м, причем верхняя группа имеет значительно лучшую сохранность, чем нижняя» [Геоморфология Восточной..., 1967, с. 338]. Д. С. Асоян (1975) на Чульманском плато описал кары на уровне 1050—1150 и 1400 м. Первые он сопоставил с зырянским оледенением, вторые — с сартанским.

В. Г. Миллер (1976) по замерам высот площадок 188 каров в верхнем течении р. Индигирки уже нашел четыре выраженных в рельефе древних уровня снеговой границы. Один из них с развивающимися выше этого уровня ледниками, соответствует современному положению. Три остальных уровня, отмечаемые площадками обширных групп каров, расположены на различных высотах. Автор выделяет всего 21 разновысотную группу каров с интервалом по высоте между ними в 50 м. По его гипотезе, каждая группа, где происходит сгущение числа каров, должна отвечать оледенению. Причем наиболее плохо сохранившиеся уровни каров соответствуют наиболее древнему, среднеплейстоценовому, оледенению.

В. В. Соловьев и Г. С. Ганешин (1971) в пределах Центрального Сахалина, Северного и Южного Сихотэ-Алиня и Приморья устанавливают три яруса каров, определяя по ним три уровня снеговой линии, которые соответствуют трем оледенениям — каровому, чамгинско-анюйскому и нанивско-приморскому долинным. Б. С. Зейлик (1961) установил уже семь уровней каров (ярусов) в Срединном хребте Камчатки, а Е. В. Максимов (1968, 1972) в пределах Восточного Саяна и других горных систем Сибири доказывает существование даже 12 ярусов каров. Таким образом, здесь четко видно, что число ярусов зависит от того интервала высоты, который берет исследователь; Е. В. Максимов при установлении числа ярусов брал интервал через 100 м, а В. Г. Миллер — через 50 м.

Вместе с этим некоторыми исследователями были высказаны сомнения в целесообразности считать доказанным наличие каровых ярусов и проводить их сопоставление с ледниковыми эпохами и стадиями оледенения. В. В. Заморуев (1967б, 1975) исследовал кары и их ярусность в Хамар-Дабане, где проанализировал высотное расположение 200 каров в интервале 800 м. В результате было выяснено, что кары не тяготеют к определенным высотным уровням, а группируются вокруг некоторой средней линии, полого поднимающейся от периферической части хребта к осевой. Анализируя имеющиеся материалы, автор доказал, что кары расположены в высокогорных райо-

нах равномерно в пределах значительного интервала высот и не группируются вблизи отдельных уровней. Если такая группировка все же имеется, то ее следует объяснить местными условиями развития каров. Следовательно, сопоставлять этапы оледенения с ярусами каров малообоснованно. Л. С. Троицкий (1976) на Полярном Урале установил, что число уровней и высотный диапазон развития каров существенно изменяются на разных участках хребта, а каровые ледники располагаются на любых высотных уровнях. Какой-либо ярусности в расположении пустых каров и занятых ледниками Л. С. Троицкий не наблюдал. На Урале имеется всего один ярус каров. По Л. С. Троицкому, высоты уровней каров непосредственно не связаны со снеговой линией и тем более не зависят от ее влияния, так как все каровые ледники на Урале находятся на сотни метров ниже климатической снеговой линии.

В связи с изложенным автором настоящей монографии [Ивановский Л. Н., 1976] подчеркнута, что в решении проблемы ярусности каров гор Северной Азии гляциогеоморфология в нашей стране находится еще в стадии накопления материала. Однако сказанное не может служить оправданием к довольно произвольному использованию гипотезы «каровой ярусности» при различного рода палеогеографических построениях. По-видимому, одна из главных ошибок при изучении ярусности каров — это отсутствие во многих работах всестороннего освещения проблемы, ее нельзя сводить только к изменениям высоты снеговой линии во время оледенения. В литературе, посвященной карам, наблюдается недоучет роли других факторов, могущих быть причиной ярусного расположения каров, например: выдержанное по высоте распределение доледниковых впадин, которые были местами формирования каров на горных склонах, о чем пишет также И. С. Щукин (1976); наличие доказанных дифференцированных и сводовых тектонических движений горной страны; длительная история развития каровых ниш, начиная со времени достижения горами границы леса. Этим и другим факторам карообразования посвящен ряд работ. Б. С. Зейлик (1961) пришел к выводу, что на Камчатке ступени каровой ярусности представляют собой остатки днищ неоднократно переуглубленных речных долин в их верховьях. Переуглубление речных долин произошло в результате равномерно проявившихся неотектонических поднятий на значительной территории. И далее автор сообщает, что вершины современных долин находятся примерно на одной и той же высоте (950—980 м). Единство базиса эрозии определяет в данном случае положение вершин V-образных долин. По мнению Б. С. Зейлика, для объяснения порядка расположения каров нужно допустить неоднократное относительное понижение базиса эрозии, которое связано с одновременным равномерным поднятием.

Другим примером попытки учета неотектонических движе-

ний при изучении ярусности каров могут быть исследования М. А. Душкина (1967) в Центральном Алтае. Автор приводит высотное положение разновозрастных каров вблизи массива Ак-Туру. Кары, заложенные в рисское время, оказались поднятыми к настоящему моменту по сравнению с разновозрастными карами в соседнем бассейне р. Джело на 300—400 м.

Л. Г. Бондарев (1976) полагает, что только при дифференцированных контрастных движениях возникают «каровые аномалии» — резкие отличия в гипсометрическом положении группы пустующих каров по сравнению с общим фоном. Этот автор даже ставит вопрос о возможности определения по высотному положению каров скорости относительного поднятия «аномального» участка горной страны.

Неотектонические движения в горной стране, как видно, не могли не сказаться на разновысотности каров. Вместе с тем доледниковое положение впадин на склонах гор, их разбросанность и сгущение могут быть обусловлены местными причинами хода регрессивной эрозии и интенсивностью выветривания в тектонически раздробленных зонах.

Многими исследователями доказывается, что некоторые (особенно большие по размерам) кары начали формироваться в начале антропогена и имеют, следовательно, возраст много сотен тысяч лет. Естественно, что при подобном возрасте кары должны были пережить последовательно все прошедшие ледниковые эпохи и стадии, и поэтому пока не имеет смысла заниматься сопоставлением таких каров с ледниковыми эпохами и стадиями, принимая главным критерием возраста их высотное положение.

Таким образом, до сих пор нет единого мнения о существовании ярусности каров, но и те исследователи, которые считают ярусность каров доказанной, не могут прийти к единому взгляду на природу этой ярусности. Главной причиной образования ярусности расположения каров одни считают гляциоклиматическую — изменение высоты снеговой линии; другие — более или менее постоянное положение снеговой линии на склонах, испытывающих тектоническое поднятие; третьи делают попытки связать наблюдаемые явления с тектоническими подвижками и одновременно с изменениями высоты снеговой линии, однако не объясняют их взаимозависимости. Решение проблемы ярусности каров гор Северной Азии нужно искать во всестороннем к ней подходе, в горах имеются склоны, где уловить концентрацию каров вдоль определенных линий можно, но «сгущение» каров по некоторым высотным уровням в ряде горных стран все же прослеживается. Частота таких сгущений и их причины могут быть местными, но косвенно они контролируются положением снеговой линии и характером неотектонических движений, т. е. историей горной страны. В общем виде можно согласиться с мнением И. С. Щукина (1976) в том, что

«в некоторых случаях выдержанный уровень днищ ледниковых цирков отмечает высокое положение снеговой линии времени их образования» (с. 63). Одновременно И. С. Щукин признает, что расположение цирков по высоте может обуславливаться и не климатическим фактором. Таким образом, И. С. Щукин, как и другие исследователи, ставит вопрос о необходимости поиска критериев для разделения каров, обусловленных климатом, и каров, развивающихся благодаря местным особенностям горных склонов [Долгушин Л. Д., 1963; Ивановский Л. Н., 1965, 1967, 1976]. Проблема ярусности каров продолжает оставаться еще в стадии накопления материала. Нам кажется, что изучение ярусности каров нельзя отделить от уяснения природы и истории развития ступенчатых каров, широко развитых в горах.

Морфология ступенчатых каров и их происхождение

В лучшем положении, чем исследование ярусности каров, находится изучение проблемы ступенчатых каров. Уже давно замечено, что кары могут располагаться, как бы врезаясь друг в друга и образуя ступенчатые кары, иногда вызываемые ступенчатыми каровыми долинами. Ступенчатые кары встречаются почти во всех горноледниковых странах Сибири и Дальнего Востока, особенно в Восточных Саянах, на Алтае, в хребтах Кодар, Удокан, реже — в хребтах Верхоянском, Улахан-Сис, еще реже — на Крайнем Севере и Северо-Востоке, на Чукотском полуострове, а также на Дальнем Востоке в хр. Эзоп. При рассмотрении ступенчатых каров нужно помнить о большом сходстве некоторых типов их с продольной ступенчатостью трогов, имеющей принципиально отличный характер (рис. 12).

Морфологически в горах выделяются два основных типа ступенчатых каров. К первому относятся кары, расположенные один над другим и врезанные один в другой. Они образуют новую, более сложную форму рельефа, чем простой одиночный кар, или ряд каров, расположенных один над другим. Первый тип ступенчатых каров образует ступенчатую каровую долину, в которой можно наблюдать, как более молодые кары врезаются в более древние. Классические примеры таких ступенчатых каров можно найти в хребтах Южного Верхоянья [Щурбаев Ф. И., 1971], в хребтах Кодар [Преображенский В. С., 1960; Лопатин Д. В., 1969], Удокан, Токинский Становик, Суннагин [Геоморфология Восточной..., 1967], Унгдар [Юровский В. Н., 1960]; в Западном и Восточном Саянах [Молчанов И. А., 1934; Гросвальд М. Г., 1965], Баргузинском хребте [Щуркан Ф. И., 1968], на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967].

Второй тип ступенчатых каров представлен цирками или амфитеатрами, которые также встречаются в горах, а некото-

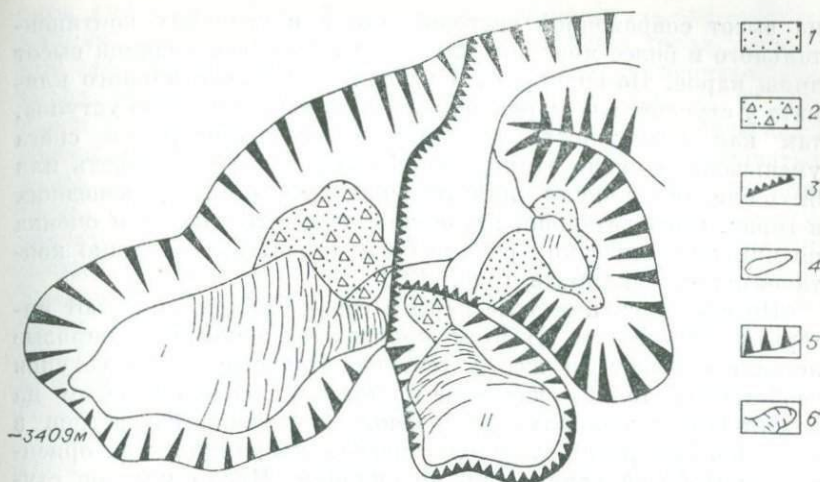


Рис. 12. Ступенчатые кары долины р. Мульта (Алтай).

I—III — ступени каровой лестницы. Превышение I над II около 100 м, II над III — 50—70 м. 1 — осыпи; 2 — моренные отложения; 3 — обрывы; 4 — озера; 5 — крутые склоны; 6 — ледники.

рые из них в настоящее время заняты ледниками. Размеры амфитеатров могут быть весьма значительными (5—7 км в поперечнике, а в некоторых случаях даже больше 10 км). Например, амфитеатры в хр. Ыскатен на Чукотском полуострове достигают ширины 4 км при длине до 10 км [Яценко А. А., 1969б]. Огромны цирки на Алтае, некоторые из них ступенчатые. Длина их может достигать 12 км и больше, а ширина — около 10 км. Амфитеатры являются более сложной формой ступенчатых каровых образований, как правило открывающихся в большой трог. В их пределах могут быть развиты все описанные формы каров, а также нивальные ниши и нивальные кары.

Для ступенчатых каров сибирских гор характерно одно и то же количество уступов. Число их изменяется от двух до шести, чаще всего наблюдается три-четыре уступа [Ламакин В. В., 1952; Ладохин Н. П., 1954; Преображенский В. С., 1960; Корнутова Е. И., 1961; Корнилов Б. А., 1962; Корнилов Б. А., Тимофеев Д. А., 1962; Антропогенные отложения..., 1964; Гросвальд М. Г., 1965; Ивановский Л. Н., 1967; Цуркан Ф. И., 1968; Яценко А. А., 1969б; Цхурбаев Ф. И., 1971]. Отсутствие систематических исследований ступенчатых каров по горным странам пока не дает возможности проанализировать, как высоты каровых ступеней изменяются при переходе от одной гляциологической провинции к другой и как при этом меняется современная снеговая линия. Опыт подобного анализа на Алтае показал, что увеличение континентальности климата существенно влияет на высоты уступов каров. Разни-

да высот современной снеговой линии в условиях континентального и более морского климата меньше, чем разница высот днщ каров. По-видимому, в условиях континентального климата у ступенчатых каров должно быть меньшее число уступов, так как возможность дополнительной концентрации снега уменьшена и число этих уступов должно соответствовать или быть близким к числу климатических изменений, происшедших в горах. Следовательно, изучение ступенчатых каров и оценка по ним климатических ритмов более плодотворны в резко континентальном климате (рис. 13).

По высоте ступенчатые кары в горах Сибири занимают интервал 300—400 м. В этом промежутке некоторые каровые лестницы имеют до шести уступов. Большое число уступов свойственно только каровым лестницам, расположенным на подветренных склонах. При меньшем постоянстве ветров в Восточно-Сибирской гляциологической провинции кары ориентированы более равномерно по склонам. Число уступов ступенчатых каров здесь не столь закономерно, как на юге — в Саянах и на Алтае. При исследовании каровых долин обычно ищут объяснение их ступенчатости в существовании перепадов продольного профиля тальвега долины, которые акцентировались ледниками во время оледенения. Это положение, верное в отношении некоторых уступов трогов и, возможно, оправданное для части уступов каровых долин, не может исчерпывающе объяснить закономерную ступенчатость многих врезанных один в другой каров. Трудно себе представить, чтобы в различных горных странах огромной территории Сибири и Дальнего Востока и даже в отдельной горной стране при разных амплитудах неотектонических поднятий существовало одинаковое число уступов доледниковых впадин. Однако формирование снежных пятен в подобных понижениях может протекать избирательно, но подчиняясь изменениям вы-



Рис. 13. Типичный ступенчатый кар в горах Южной Сибири.

I—IV — ступени каровой лестницы. 1 — моренные отложения; 2 — палеозойские породы.

соты снеговой линии. Конечно, уступы могут соответствовать линиям дизъюнктивов, которые встречаются в горах. Подобные структуры, определившие образование ступенчатости в карах, отмечены исследователями [Лунгерстаузен Г. Ф., Раковец О. А., 1964]. Однако одними только тектоническими особенностями объяснить образование в горах ступенчатых каров невозможно. Закономерно повторяющаяся ступенчатость, высоты уступов, их ориентировка, независимость ступенчатости от литологии — все это приводит к необходимости решать проблему ступенчатости каров комплексно. Традиционное объяснение закономерности строения ступенчатых каров предусматривает ритмичные высотные изменения снеговой линии, формирующейся на ледниковых телах, залегающих в доледниковых впадинах. Это положение в общем правильное, но должно быть дополнено.

Морфология ступенчатых каров дает основание предположить, что в их морфологии определенную роль могла играть ступенчато расположенная система эрозионных впадин, выработанных при общем региональном поднятии территории. Подобные ярусы впадин могли послужить первоначальной основой для разработки каров в прогрессивную фазу оледенения. Во время этого этапа оледенения уже возникшая ступенчатость служила причиной сохранения ледников в затененных понижениях, где к тому же были условия для дополнительной концентрации снега. Ледники в таких местах (много ниже снеговой линии) могли сохраниться длительное время, если судить по тому, что в настоящее время они встречаются на 1000 м ниже снеговой линии. Конечно, это не значит, что на склонах каров по отдельным выемкам и углублениям, возникшим при выветривании, не могли возникнуть новые нивальные ниши, постепенно эволюционирующие в ледниковые кары. При этом образовались новые ступени амфитеатра. В частности, так был описан процесс формирования ступенчатости каров на Алтае М. В. Троновым (1948) и Л. Н. Ивановским (1967). В долине Ак-Туру в Центральном Алтае наиболее молодой кар на склоне северо-восточной экспозиции оказался врезанным в стенки старого цирка другой экспозиции. Естественно, что в таких случаях высоты уступов самые различные и зависят от местных условий.

Интересно отметить, что на наветренных склонах подобные уступы не встречены.

Из вышесказанного следует, что происхождение ступенчатых каров выяснено не до конца. На материале, который в дальнейшем будет получен в горах Сибири и Дальнего Востока, расположенных в разных природных зонах с разными высотами и различным климатом, можно будет решить эту сложнейшую проблему палеогляциогеографии.

Использование каров и их ступенчатости для оценки величины депрессии снеговой линии

До настоящего времени в палеогеографии и геоморфологии широко распространен метод оценки депрессии снеговой линии по высотам днищ пустых каров. Примером могут быть исследования Ю. Ф. Чемякова (1961), который обработал материалы по высотам днищ каров всех главнейших хребтов Дальнего Востока и сделал попытку оценить величину депрессии снеговой линии во время оледенения. Им построены изохионы — линии одинаковой высоты снеговой линии на склонах хребтов Дальнего Востока. Еще смелее проводит такую оценку Е. В. Максимов (1966а, 1968), который в каждом горном хребте находит снеговые линии, отвечающие восьми стадиям деградации последнего оледенения, сопоставляет уровни каров с конечными моренами долин и делает далеко идущие выводы о единстве ледниковых процессов в горах разных гляциологических провинций.

Серьезное возражение против подобных палеогеографических реконструкций выдвинул Л. Д. Долгушин (1963), который предложил пересмотреть установившийся в геоморфологии взгляд на значение каровых лестниц для выявления изменений высот снеговой линии во время стадий оледенения. Многие каровые ледники в горных странах Северной Азии существуют на сотни метров ниже теоретической снеговой линии благодаря большой концентрации снега в понижениях. Следовательно, кары фиксируют только местное положение снеговой линии в конкретных условиях рельефа при определенном значении концентрации снега. Разбросанность каров в иных горных районах по вертикали отмечалась и другими авторами [Aigner A., 1930; Короткевич Е. С., 1972].

Подтверждая выводы Л. Д. Долгушина, Л. Н. Ивановский (1965, 1967, 1976) на примере каров Алтая и других гор Сибири подчеркнул, что многие кары формировались в прогрессивную фазу оледенения и что их заложение нельзя связывать со стадиями регрессивной фазы. В. В. Заморуев (1967б) на примере каров Хамар-Дабана решительно возражал против попыток применения высот днищ каров для оценки депрессии снеговой линии. Попытки определить высоту снеговой линии стадий деградации оледенения по высоте днищ каров неправильны, так как основное число каров начало формироваться во время прогрессивной фазы оледенения, а ледники регрессивной фазы только приспосабливались к уже имеющимся формам.

Кроме всего сказанного, нужно иметь в виду, что кары, возникающие под влиянием деятельности ледников метелевого и лавинного питания, на самых различных высотах могут развиваться один над другим одновременно. Это явление известно не только в горах Сибири и Дальнего Востока. Так, А. Д. Ар-

манд (1960), описывая кары и цирки Хибин, отмечает их большую вертикальную «разбросанность» (от 500 до 900 м над ур. м.). Он объясняет этот разброс каров по высоте «не изменениями положения снеговой линии, а унаследованным развитием цирков по эрозионным долинам, профиль которых отражает ярусное строение рельефа» (с. 74). Он подчеркивает, что в цирках нижнего яруса снега не меньше, чем в верхних. На Чукотском полуострове между бассейнами р. Чевтун, зал. Лаврентия и Мечигменской губой, по данным М. Т. Кирюшиной (1939), ледники занимают каровые ниши друг над другом. Интересно, что перед этими ледниками расположены конечные морены, также находящиеся на различных высотах. По нашим наблюдениям, на Алтае, в бассейнах рек Мульта и Кок-Узeka в Чуйско-Катунском горном районе расположена система ступенчатых каров, состоящая из четырех площадок и трех уступов, на двух вышележащих находятся каровые ледники, разрабатывающие кресловины на разной высоте. Подобное расположение и формирование ледников теоретически вполне оправдано и объяснено М. В. Троновым (1954). Ледниковые образования, формирующиеся на разных высотах и в зависимости от морфологии склонов и концентрации снега, отвечают какому-то изолированному объему хιονосферы, расположенному значительно ниже ее сплошной границы (рис. 14).

Приведенные данные свидетельствуют о том, насколько спорно использование дниц пустых каров при оценке депрессии снеговой линии. Во всяком случае, исследователям нужно учитывать образование каров в прогрессивную фазу оледенения, а также искать критерии для различия каров, разрабатывающихся на уровне снеговой линии и формирующихся много ниже снеговой линии при большой концентрации снега. Возможно, такие критерии в разных странах будут различными, однако до сих пор этот вопрос остается открытым. Пока можно принимать среднюю из высот отметок дниц каров за приближенное высотное положение снеговой линии во время всей ледниковой эпохи в целом. Высотная граница развития каров соответствует границе прежнего оледенения, причем нижний предел развития каров отвечает, по-видимому, самому низкому положению снеговой линии в понижениях.

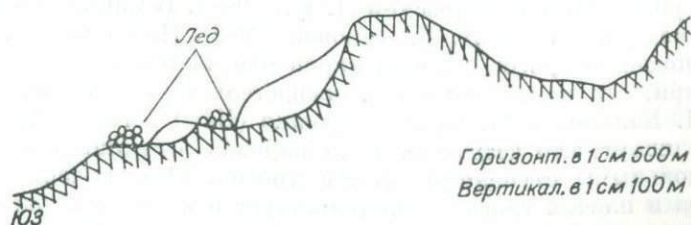


Рис. 14. Ледники в ступенчатом каре на перевале между р. Чевтун, зал. Лаврентия и Мечигменской губой [по М. Т. Кирюшиной, 1939].

Определение времени развития ступенчатых каров и их отношения к какому-либо колебанию снеговой линии (наступление или регрессии оледенения) остается до сих пор нерешенной проблемой. Иногда считается, что верхние кары наиболее молодые, а нижние — самые древние [Ламакин В. В., 1952; Чемяков Ю. Ф., 1960; Геоморфология Восточной..., 1967; Миллер В. Г., 1976; Бискэ С. Ф., 1978], и наоборот — верхние кары наиболее древние, а нижние — самые молодые [Говоруха Л. С., Макеев В. М., 1970]. Такая несогласованность объясняется возможностью образования каров на разных уровнях одновременно и разновремененно. Об этом же писал У. Хольтедаль (1958), который отметил, что в Норвегии «цирки, расположенные на разных уровнях, могут образоваться одновременно» (с. 313). Одновременность и разновременность формирования на разных уровнях каров в горах Сибири на протяжении ряда лет изучались автором настоящей монографии [Ивановский Л. Н., 1965, 1967, 1976].

В горах Сибири и Дальнего Востока считается почти общепринятым, что вышележащие кары наиболее молодые. По времени происхождения их относят к последнему оледенению или даже голоцену, сопоставляют их уступы со стадиями деградации зырянского оледенения [Сопоева А. С., Цхурбаев Ф. И., 1971; Борисов А. А., Миляева Л. С., 1973]. Но это положение остается недоказанным.

Анализ морфологии ступенчатых каров, напротив, показывает, что наиболее молодыми могут быть кары, расположенные на нижних уступах каровой лестницы. Такие кары, хотя и выглядят «дряхлами», часто засыпаны и разрушены, с выположенными склонами, заложены позже, чем расположенные выше по склону. Самый высокий кар имеет обычно наибольшие размеры, так как его стенки дольше всего подвергались действию нивации, но самое интересное то, что днище самого верхнего и самого большого кара продолжается в плечах следующего за ним трога. Подобное явление впервые отмечено Д. М. Колосовым (1947) в долинах Корякского нагорья. На Алтае днище самого верхнего и наибольшего кара соответствует плечам трога в ряде долин [Ивановский Л. Н., 1967]. В Саянах подобный переход установлен А. И. Зыковой (1962). По-видимому, такое соотношение трогов и днищ каров отмечается и вне пределов Сибири, о чем, например, свидетельствуют исследования С. П. Бальяна и Н. В. Думитрашко (1964) в горах Армении. Они пишут, что четыре ступени каровой лестницы сменяются продольными ступенями плечей трогов. Продолжение днищ каров в плечах трогов свидетельствует о их одновозрастности и поскольку большинство исследователей плечи трогов относят к среднечетвертичному времени, верхние кары также были заложены не позднее середины четвертичного периода.

Если установлено, что самый высокий и большой кар заложен не позднее среднечетвертичного оледенения, то врезанные в него кары моложе его. Поэтому важны наблюдения над плечами трогов, находящихся ниже плеч, которые продолжаются в днище наиболее высоко расположенного кара. Верхние кары могут быть верхнечетвертичными и даже голоценовыми, но они не достигают тысяч метров в поперечнике. В наиболее высоких хребтах некоторые из высоко заложенных и наиболее древних каров до сих пор покрыты ледниками. В ходе деградации оледенения такие кары открывались и подновлялись нивацией. Конечно, еще не все кары Алтая и Камчатки вышли из-под ледникового покрова и находятся на высоте современной снеговой линии.

Кары могут закладываться в самое разное время, начиная с момента, когда горы поднялись до уровня, на котором в понижениях склонов накапливался снег и формировались ледники (начало антропогена — конец неогена).

Большие размеры самых высоких каров и последовательное уменьшение размеров врезанных в них все более низких каров дают возможность предположить, что вся эта лестница заложена в прогрессивную фазу оледенения. Е. А. Минина (1972) наиболее крупные кары считает среднечетвертичными (самаровскими), а последовательно врезанные кары меньших размеров — зырянскими и сартанскими. Однако такая привязка каров по их размерам к ледниковым эпохам выглядит малоубедительно. Исследования И. В. Буссена, А. С. Сахарова (1959) в массиве Луяврурт (Ловозерские тундры) позволили сделать вывод, что «...наиболее вероятно относить эпоху интенсивного развития цирков к первой половине четвертичного периода» (с. 67). Изучение объема и массы моренных накоплений в карах Северного Урала, а также скорости разрушения в настоящее время стенок каров привело Л. С. Троицкого и соавторов (1966) к выводу, что кары формируются многие сотни тысяч лет и что начало их возникновения должно быть отнесено к нижнечетвертичному времени. Во время среднечетвертичного и последующих оледенений один и тот же кар и цирк занимался ледником и все более разрабатывался. Наибольший кар должен быть поэтому наиболее высоким, так как он дольше всех разрабатывался и находился более длительное время в сфере снеговой линии.

Интересные данные о возрасте каров на Камчатке приводят И. В. Мелекесцев, Т. С. Краевая, О. А. Брайцева (1970), которые пишут, что все стратовулканы делятся «на четыре возрастные группы: голоценовые, поздневерхнеплейстоценово-голоценовые, верхнеплейстоценовые и средневерхнеплейстоценовые» (с. 33). Оказалось, что вулканы первых двух возрастных групп имеют только ниши, занятые снежниками-перелетками и ледниками небольших размеров. Вулканы, относящиеся

к третьей и четвертой группам, совсем иные. «Их склоны расчленены прекрасно выраженными трогами, заканчивающимися в верховьях типичными карами» (с. 34). Следовательно, кары на склонах вулканов развиваются не с голоцена, а раньше.

О продолжительности формирования каров свидетельствуют также расчеты Л. П. Черновой (1976). Она применила к решению проблемы скорости экзарации карового ледника физический подход, подсчитала энергетические возможности ледника и сопоставила их с количеством энергии, нужной для преобразования коренной породы ложа ледника в морену. По ее расчетам, при мощности ледника 100 м и скорости течения льда 3 см в сутки величина денудации составляет десятые доли миллиметра в год (0,2 мм). Если исходить из названной величины, то выработка кара глубиной 200 м только за счет одной экзарации происходит 1 млн. лет, т. е. для формирования кара глубиной в сотни метров нужны миллионы лет.

Имеются также ступенчатые кары, из которых самый большой расположен в средней или нижней части каровой лестницы, а наименьший — наверху. Об этом, например, для гор Северо-Западного Прибайкалья писал В. В. Ламакин (1952). С. С. Воскресенский (1962), характеризуя кары Саян и Алтая, отметил, что «кары самых верхних ярусов гор не шире, чем кары на нижней границе ледниковых форм, хотя они гораздо дольше подвергались воздействию льда» (с. 250).

Таким образом, возраст каров может быть весьма различным и по карам можно судить довольно уверенно только об амплитуде перемещения нижней границы оледенения.

С проблемой возраста ступенчатых каров тесно связана возможность сопоставления каровых лестниц с моренами стадий оледенения. Некоторые исследователи сопоставляют каровые уступы со стадиями последнего оледенения. Таковы работы Е. В. Максимова (1970, 1972). Недавно Ф. И. Цхурбаев (1971) изучил каровую лестницу на юге Верхоянского хребта, состоящую из четырех уступов. Самую нижнюю ступень он связывает с первым, максимальным, оледенением, а три вышележащие — с моренами стадии позднплейстоценового оледенения. Все это необоснованно, так как сопоставлять уступы каровой лестницы или яруса каров со стадиями регрессии оледенения, как уже говорилось выше, нужно с очень большой осторожностью. Можно считать доказанным только то, что ступенчатые кары выражают некоторую ритмичность развития альпийского рельефа. Отвечает ли эта ступенчатость ритмам прогрессивным или ритмам дегляциации или их сочетанию, до конца не ясно. Неизвестны критерии, по которым можно было бы отделить кары, отвечающие ритмичным изменениям снеговой линии, от каров, которые развиваются из нивальной ниши благодаря постепенному ее увеличению в размерах и возрастанию запасов снега.

ЭКЗАРАЦИОННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ В ДОЛИНАХ

Ледниковые долины, их признаки и распространение

В горных странах Сибири и Дальнего Востока развиты долины, поперечный профиль которых отличается от обычных речных долин. Для него характерна крутизна нижних частей склонов, которые книзу постепенно выполаживаются и незаметно переходят в широкое пологовогнутое дно долины. Эту нижнюю часть ледниковой долины Э. Рихтер [Richter E., 1900] назвал за ее характерную форму трогом (трог — по-немецки корыто) [Щукин И. С., 1960]. Следовательно, трогом принято считать долину, которая обработана ледником и имеет поперечный профиль в виде корыта. Термин «трог» принимается как форма, в создании которой обязательно принимали участие ледники. Но сама по себе корытообразная форма долины может быть создана и не ледниками. Часто одни и те же долины одними исследователями на всем их протяжении считаются троговыми (ледниковыми), другими отрицается этап их ледникового развития.

Разные мнения о природе корытообразного профиля долин объясняются, по-видимому, и тем, что мы не понимаем до конца всю сложность механизма выработки такого профиля. До сих пор не удалось восстановить те ледниковые процессы, которые приводят к созданию корытообразного профиля долины. По А. Е. Шайдеггеру (1964), «поперечный профиль напряжений у основания ледника, видимо, совсем не исследован; то же самое относится к профилю равновесия текущего льда, если речь идет о его взаимодействии с ложем... Поэтому поперечный профиль альпийских долин с точки зрения механизма его образования представляет полную загадку» (с. 382). Далее он подчеркивает, что все существующие объяснения корытообразного профиля ледниковых долин не более чем гипотезы.

Вопрос о том, ледниковая это долина или нет, до сих пор не может решаться однозначно. Исследования показывают, что ледники далеко не всегда придают долинам облик корыта (рис. 15).

В горах Восточно-Сибирской гляциологической провинции распространены ледниковые долины с ящикообразными и трапцевидными поперечными профилями, в таких долинах много

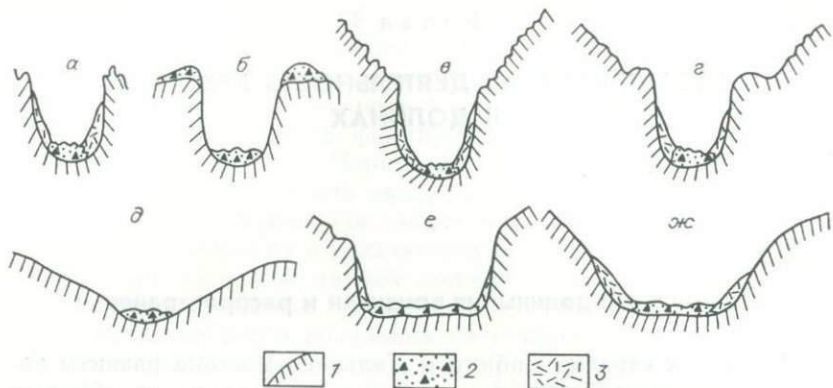


Рис. 15. Схематические разрезы ледниковых долин.

1 — коренные породы; 2 — моренные отложения; 3 — склоновые отложения. Троги: а — каровых долин; б — плато; в — с наклонными плечами; г — с плечами горизонтального положения; д — плоских долин; е — ящикообразные ледниковые долины; ж — трапециевидные ледниковые долины.

места занимают морены [Билибин Ю. А., 1955]. Корытообразный профиль долины здесь не сформировался вследствие малой мощности ледников и мерзлоты под ледниками. По П. А. Шумскому (1947, 1962), энергия оледенения — это мерило способности ледника производить геологическую работу: ледник воздействует на ложе тем сильнее, чем больше его мощность и скорость движения по ложу. С. В. Томирдиаро (1972), ссылаясь на Н. А. Шило, считает, что движение ледников имело характер пластичного течения, а не глыбового скольжения, поэтому происходило некоторое расширение долин, а не их углубление.

Скорость движения ледника уменьшается в пологих долинах, благодаря чему эрозия ослабевает. В. Н. Олюнин (1965) в Восточном Саяне показал, что трог здесь вырабатывались только по участкам долин при сравнительно большом уклоне ложа ледника и значительной массе движущегося ледника с мореной. Таким образом, исследователи признают, что ледниковая долина может быть и не трогом.

Размеры древних ледников очень значительны, но троговая форма долин прослеживается на сравнительно коротких расстояниях. Например, в Корякском хребте Д. М. Колосов (1947) описал древние ледниковые долины длиной 350 км. Даже на юге Сибири, в Саянах и на Алтае, длина ледников достигала 100 км [Гросвальд М. Г., 1965; Девяткин Е. В., 1965]. При столь больших ледниках настоящий корытообразный профиль долин (трог) встречается не всегда. Троги сравнительно небольшой длины указываются для долин Кронцого ледникового узла [Преображенский В. С., Модель Ю. М., 1965], Алтая [Ивановский Л. Н., 1967]. По данным Ю. П. Пармузина (1973), в хр. Сунтар-Хаята трог есть только вблизи современ-

ных ледников. На юго-западном склоне того же хребта В. В. Заморуев (1976) видел только отдельные участки долин, которые имеют хорошо выраженную корытообразную форму поперечного профиля. Как правило, в хр. Сунтар-Хаята преобладают долины ящикообразной формы.

Часто трогами называют независимо от их профиля те долины, которые в прошлом вмещали ледники. Так, Б. С. Русанов и другие [Геоморфология Восточной..., 1967], описывая древнее оледенение Верхоянского хребта, на карте показывают длину трогов в десятки километров. М. М. Корейша (1963) в отличие от Ю. П. Пармузина в хр. Сунтар-Хаята описывает трог шириной 3—4 км и длиной в десятки километров. Другой исследователь долины р. Индигирки — Л. Л. Берман (1947) — сообщает, что троговый поперечный профиль долины сохраняется только на протяжении 35—40 км. На северо-западной окраине Среднесибирского плоскогорья, в горах Хараелах и Ламских вблизи озер Лама, Мелкого и Глубокого, Ю. С. Куликов (1963) описывает в долинах рек Микчанды, Икона, Тальмы и других типичные трог двух оледенений шириной до 2—2,5 км и длиной в десятки километров. Как видно, одну и ту же долину могут называть по-разному, но когда ее называют трогом, то имеют в виду обязательно ледниковую обработку.

Анализ материалов многолетней дискуссии о древнем оледенении Средневитимской горной страны между В. А. Обручевым (1916, 1928, 1931) и А. К. Мейстером (1910, 1913, 1917) показывает, что для горных стран Сибири и Дальнего Востока следует разграничить трог так же, как было сделано для Урала Л. С. Троицким (1966а). Он выделил: 1) типичные ледниковые трог с яркими следами экзарационной и аккумулятивной деятельности ледников; 2) ледниковые долины без ясных следов деятельности ледников; 3) долины, имеющие троговый облик, но формировавшиеся без участия ледников.

Для ледниковых долин первой группы характерна ступенчатость продольного профиля, трог перегораживаются ригелями, днища местами переуглублены, по склонам ледниковой долины видна пришлифовка и другие следы деятельности движущегося ледника. В крутые борта трога врезаны маргинальные и эпигенетические каналы, на днище трога залегают моренные отложения, по притокам открываются висячие долины-троги и т. д.

Вторая группа долин отличается отсутствием видимых следов древнего оледенения. О том, что они формировались при участии долинных ледников, свидетельствует поперечный профиль, а также их местонахождение в зоне развития каров и типичных ледниковых трогов. Подобные долины характерны для горных стран и описываются многими исследователями.

Выработка корытообразного профиля долины возможна и без участия долинных ледников. Троговой характер долины

может быть создан процессами выветривания, солифлюкции, осыпания и оползания обломочного материала по крутым склонам долины. Такие долины встречаются значительно ниже ясно выраженных трогов в полосе среднегорного рельефа, покрытого в настоящее время лесом. Можно согласиться с С. А. Стрелковым (1965), что склоны речной долины часто имеют вогнутый профиль, как у трога, и что подобная форма характерна для любого денудационного склона.

Таким образом, только путем всестороннего подхода к анализу морфологии долины может быть сделан правильный вывод о происхождении ее корытообразного профиля.

Морфология поперечных профилей ледниковых долин

Типизация ледниковых долин может быть осуществлена по их поперечным профилям. Они в известной степени отражают историю развития оледенения, поэтому важно подметить особенности их морфологии в разных гляциологических условиях и условиях рельефа. На Алтае выделены троговые долины, плоскогорий, плоских долин, глубоких долин с наклонными плечами, глубоких долин с горизонтальными плечами [Ивановский Л. Н., 1967]. В других горных странах в связи с изменением условий развития оледенения — иные типы долин, но в общем типы поперечных профилей ледниковых долин повторяются (см. рис. 15).

Прав А. А. Яценко (1969а), считавший, что облик ледниковых долин меняется в зависимости от их возраста, гипсометрического положения и приуроченности к тому или иному рельефу. В дополнение к выделенным на Алтае на северо-востоке Якутии отмечаются еще ледниковые долины ящикообразного и трапецевидного поперечных профилей без плеч [Билибин Ю. А., 1955].

Выделяются наиболее свежие и высоко расположенные троговые долины, еще недавно заполненные льдом. В верховьях этих трогов в настоящее время могут быть небольшие ледники. Стены трога в этих долинах выражены хорошо, они очень скалисты и поднимаются до острых боковых водоразделов, увенчанных часто пикообразными вершинами. Плечи у таких трогов в связи с их молодостью отсутствуют. Видимо, троговые долины образовались уже после того, как в других долинах прошло переуглубление и выработались плечи. Возникновение таких трогов может быть связано с постепенным отступанием тыльной стенки кара и с последующей разработкой образовавшейся впадины. Подобные троговые долины могут также быть результатом разработки прежней эрозионной воронки заполнившими ее снежниками и ледниками. Для гор Сибири и Дальнего Востока проблема их развития почти не разработа-

тивалась, предполагается большая роль карового выветривания [Пилипенко П. П., 1915; Молчанов И. А., 1934].

Другой тип поперечного профиля трогов характерен для участков, расположенных в пределах плоскогорья. Если трог начинается в пределах высоких гор, то там его плечи выражены достаточно отчетливо, но при выходе в пределы плоскогорья, которое примыкает к высоким горам, вместо плеч вдоль склонов трога на поверхности плоскогорья поднимаются валы боковых морен. Многие исследователи такие трог считают позднелейстоценовыми. В среднечетвертичное время, по их мнению, плоскогорье было покрыто сплошным оледенением, а позднее, при уходе ледника, закладывались новые долины, разрезавшие плоскогорье. В позднелейстоценовый период долины заполнялись ледниками и преобразовывались в трог. По краям и дну таких трогов в настоящее время сохраняются морены. Но морены могут быть отложены не среднечетвертичными ледниками, а ледниками сартанского оледенения, когда происходило переполнение трога льдом и его растекание в сторону плоскогорья. Сам же трог преобразован ледником из эрозионной долины, сформировавшейся задолго до оледенения.

Древние ледники заполняли не только глубокие долины, разработанные доледниковой эрозией, но и долины, которые не углублялись реками до оледенения, так как регрессивная эрозия не проникла к верховьям этих долин. Такие долины, как правило, имеют пологие склоны и слабонаклонные тальвеги, днища их часто заполнены рыхлыми породами. О возможности стока древних ледников по таким древним долинам Алтая сообщал И. Г. Гранэ (1915). С. Л. Троицкий (1966а, б) считает, что на западной окраине гор Таймыра все трог заложены по древним эрозионным долинам. Древние ледники, занимая подобные долины, придавали им полого-корытообразный профиль. Дно такого трога постепенно поднимается к водоразделу и иногда его пересекает. Для подобных трогов характерно слабое развитие или даже отсутствие таких элементов рельефа, как стены, плечи и борозда сглаживания. В результате ледниковое происхождение долины можно установить только по поперечному профилю и по мореным отложениям, часто заполняющим днища трогов; на коренных породах можно встретить следы механического воздействия ледника на подстилающие породы.

В некоторых случаях подобные трог в верховьях не имеют цирка и образуют сквозную долину, пересекающую водораздел. Такие трог-перевалы описаны в Корякской горноледниковой стране, в районе мыса Шмидта на Чукотском полуострове [Колосов Д. М., 1945, 1947], в районе Чульманского плато [Асоян Д. С., 1975], в Саянах [Молчанов И. А., 1934; Гросвальд М. Г., 1965], в Хараулахских горах [Тимашев И. Е., 1975], на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967]. Некоторые исследователи считают, что ледники не могут как-либо воздействовать

на плоские древние долины, оставляя их в первоначальном виде [Ефимцев Н. А., 1961]. Нужно отметить, что используемые ледниками древние долины могут представлять интерес в чисто практических целях, так как в них встречаются россыпи полезных ископаемых [Лебедев В. Г., 1948; Шило Н. А., 1961; Мирчинк С. Г., 1961; Хворостова З. М., 1970; Орлянкин В. Н.; 1973].

В том случае если молодая эрозия успела до нового наступления ледников выработать глубокие долины, которые позднее использованы ледниками, то такие долины были переработаны в глубокие трого-долины корытообразного поперечного профиля. На склонах этих трогов развиты характерные элементы рельефа — троговые стены, края, реже можно наблюдать линию пришлифовки, выше края трога — наклонные или горизонтальные плечи. Во многих долинах встречается верхний конец трога и трого сменяются широкими цирками — амфитеатрами. Большое развитие получили висячие долины — трого и ступенчатость продольного профиля дна трога. В литературе все эти элементы трогов описаны крайне неравномерно, лучше всего исследованы плечи горизонтального положения и ступенчатость продольного профиля. Уже отмеченные детали морфологии трогов свидетельствуют о большом многообразии гляциального рельефа. Но по поперечному профилю все переуглубленные ледниками долины можно разделить на три типа.

Первый тип характеризуется развитием наклонных плеч, представляющих собой доледниковые остатки склонов долин. Наклонные плечи развиты в сравнительно узких и глубоких долинах. Как правило, наклонные плечи сильно изрезаны наиболее молодой эрозией. На больших высотах они осложнены нивальными нишами и карами, огромными водосборными воронками, ниже переходящими в узкие желоба стока, у основания которых располагаются мощные конусы выноса и осыпи. Высота края трога с наклонными плечами над его дном составляет приблизительно $1/3$ высоты водораздела. Наклонные плечи трогов свидетельствуют о переуглублении и расширении долины. Величину этого переуглубления можно оценить по наклону плеч, если продолжить плоскости противоположных склонов до их пересечения.

Второй тип ледниковых долин имеет поперечный профиль в форме трапеции или ящика. Эти долины, как правило, широкие (больше 3 км), днища их заполнены рыхлыми породами — ледниковыми, речными и др. Все долины обычно достаточно пологие и местами заболоченные; по-видимому, движение льда по таким долинам было медленным.

Наибольший интерес представляет третий тип ледниковых долин — трого с плечами горизонтального положения. При изучении таких трогов важно знать их морфологию: высоту края, превышение плеч над днищем, размеры плеч и их наклон,

характер перехода плеча к вышележащему склону долины, высоту борозды сглаживания. Без этих сведений очень трудно судить о том, действительно ли перед нами вложенные трогги или случайные выступы горных пород, поэтому нужно рассмотреть отдельно детали морфологии трогов с плечами почти горизонтального положения.

Происхождение вложенных трогов горноледниковых стран Сибири

В настоящее время в горах Сибири и Дальнего Востока обычно описывают два вложенных один в другой трога. На Алтае они установлены К. Г. Тюменцевым (1916, 1936), Л. И. Семихатовой (1928), К. В. Радугиным (1941), Л. Н. Ивановским (1962, 1967). О вложенных трогах в Саянах сообщали Э. И. Равский и другие [Антропогенные отложения..., 1964], А. И. Зыкова (1962), М. Г. Гросвальд (1965); в истоках р. Лены — В. П. Маслов (1947); в Северо-Байкальском нагорье — А. Г. Золотарев (1958); в Верхоянском хребте — Ф. И. Цхурбаев (1971), Н. А. Гвоздецкий, А. А. Наймарк, И. Е. Тимашев (1969), И. Е. Тимашев (1975); в горах Сунтар-Хаята и Буордахском массиве — Л. Л. Берман (1947), И. А. Некрасов, Е. В. Максимов, И. В. Климовский (1973); в горах Восточной Якутии — Б. С. Русанов и другие [Геоморфология Восточной..., 1967]; в хр. Янкан — Н. Н. Гераков (1963). В хр. Кодар В. С. Преображенский (1960) проследил постепенное повышение плеч трога вниз по долине. В Верхнеангарском хребте А. А. Яценко (1950) обнаружил в троговых долинах прекрасно выраженные плечи. О наличии «террасообразных уступов — плечей трогов» в кряже Зверева сообщили И. Ю. Долгушин (1961) и С. С. Коржув (1959). Ю. С. Куликов (1963) на северо-западе Среднесибирского плоскогорья в горах Хараелах по Малой Ламской долине отметил наличие «структурных уступов — плечей трога». В Буркал-Шибетуйских горах Г. С. Ананьев (1962), а затем В. В. Заморуев (1966а) в одной долине описали ясно выраженные плечи трога. О двух комплексах рельефа ледникового времени и вложенных трогах в Южно-Муйском хребте сообщает В. Р. Рудавин (1967). Вложенные трогги в хр. Эзон на Дальнем Востоке изучал В. Р. Анисимов (1958). В горах Сихотэ-Алиня плечи трога по долине р. Бомболи описал В. И. Готванский (1969); на Северо-Востоке СССР — Д. М. Колосов (1947); на Чукотском полуострове — М. Т. Кирюшина (1939) и А. А. Яценко (1969а, б); на Камчатке, в Срединном хребте — Н. Н. Кожемяка (1966); в ледниковых долинах возвышенностей Курильских островов — Г. М. Власов (1959а, б), Л. П. Лапшин (1970).

Таким образом, в горноледниковых странах Сибири и Дальнего Востока в ледниковых долинах имеются плечи трогов со сходными высотами (200—300 м), наибольшие высоты плеч отмечены на Камчатке. Сходные высоты плеч трогов от Алтая до Чукотского полуострова требуют объяснения, которое будет найдено только путем комплексного подхода и понимания механизма эрозии и экзарации.

Уступы на склонах трогов могут быть созданы различными причинами. В последнее время в отечественной литературе появились работы, в которых образование плечей трогов объясняется морозным выветриванием на уровне так называемой черно-белой линии (пограничной линии ледник — склон) [Симонов Ю. Г., 1962; Башенина Н. В., 1965]. По-видимому, морозное выветривание может создать на склонах трогов неширокие наклонные площадки. Но таким выветриванием невозможно объяснить большую ширину плечей, совпадение дниц боковых трогов с плечами магистральных трогов и дницами самых верхних каров каровой лестницы, а также уменьшение высоты плеч трогов вверх по долине, как это наблюдается в Верхоянском хребте [Колосов Д. М., 1947], в хр. Кодар [Преображенский В. С., 1960], на Алтае [Ивановский Л. Н., 1967]. По Н. В. Башениной (1965), плечи трогов должны быть шире на склонах северной экспозиции. В действительности ни один из исследователей этого не описывает. Тем не менее иметь в виду возможность некоторого расширения долин по границе ледник — склон необходимо. И. С. Шукин (1976) полагает возможность образования плеча трога путем слияния дниц древних соседних цирков, расположенных выше дна долины. Несколько неожиданно диагностируются плечи трогов на Полярном Урале В. Н. Охотниковым и А. Н. Чумаковой (1977). По их мнению, нагорные террасы по бассейну р. Щучьей есть плечи трога «единого древнего ледника, круто спускавшегося в Западно-Сибирскую низменность» (с. 16). Известно, что формированию нагорных террас посвящена огромная литература и пока никто не связывал нагорные террасы с древними ледниками, точнее, с остатками древних долин, в которые врезаны молодые ледниковые долины. Представления В. Н. Охотникова и А. Н. Чумаковой смешивают принципиально разные формы рельефа на горных склонах.

При исследовании плечей трогов в горных странах часто не учитывается возможное наличие борозды сглаживания, которую принимают за плечо трога, хотя имеется только один трог. Подобная ошибка допускалась некоторыми исследователями трогов. По Г. К. Луису (1955), признаком, позволяющим распознать в широких наклонных сглаженных поверхностях, расположенных ниже борозды сглаживания, настоящие плечи (остатки от древней долины) или, наоборот, край сглаживания молодого трога, служит величина угла наклона этой

сглаженной поверхности. Если сглаженная поверхность ниже борозды сглаживания имеет угол наклона в сторону трога равный или больше, чем средний угол наклона в целом, то она является краем сглаживания молодого трога; в обратном случае можно с известной степенью приближенности считать ее остатками дна древней долины. С этой точки зрения трог в горноледниковых странах Сибири имеют настоящие плечи. Отличительной особенностью их является горизонтальное положение или, во всяком случае, их угол наклона значительно меньше, чем средний угол наклона склона долины в целом.

Г. Луис (1955) подчеркивает, что плечи трогов особенно хорошо развиты в ступенчатых горных странах с выровненными поверхностями. Это объясняет наличие плеч во многих горных странах Сибири. Ступенчатость рельефа определяет большое число местных базисов эрозии, которые способствуют расширению долины. Немаловажное значение в образовании уступов на склонах ледниковых долин имеет литология и структура участка горной страны, о чем писал В. В. Заморуев (1977), используя последние данные Г. Монжувана по Альпам. Впрочем, подобные уступы, связанные с литологией и структурой, уже давно известны в Сибири и мало похожи на настоящие плечи, имеющие ширину в некоторых долинах свыше 100—150 м. Настоящие плечи представляют собой остатки днищ широких долин.

Существование плечей трогов во многих случаях Л. Г. Бондарев (1976) объясняет тектоническими дислокациями. Он обратил внимание на то, что в зоне сгущения тектонических трещин, которые могут отстоять друг от друга на десятки и даже сотни метров (Приказбекский район), по мере врезания реки на склонах долин под действием силы тяжести происходит оседание крупных блоков по этим трещинам вдоль оси долины. Долины приобретают облик узких грабенных тектоно-гравитационного происхождения с характерным ступенчатым профилем. Во время оледенения ледник оставил чехол морены на склонах и ступенях, а на бровках и перегибах склонов появились бараньи лбы и курчавые скалы. Прав Л. Г. Бондарев, писавший, что при палеогляциологических построениях вложенные трог должны быть проверены с точки зрения их возможной связи с тектоникой.

Существование плечей трогов доказывает прерывистость процесса углубления долины. Однако первоначальная идея Г. Гесса [Hess H., 1904] о «вложенных» трогах, созданных только за счет экзарации, должна быть оставлена. «Умозрительность» этой гипотезы достаточно детально показана В. В. Заморуевым (1977) и не требует нового освещения. В Сибири чаще всего вложенные трог рассматриваются по схеме: вложенные трог — результат последовательно сменяющихся водной эрозии — поднятия — водной эрозии — ледниковой об-

работки. Эти идеи особенно активно развивал Д. М. Колосов (1947) для гор северо-востока Сибири. Мы считаем, что их нужно распространить на все горноледниковые страны Сибири и Дальнего Востока и подтвердить еще раз вывод Д. М. Колосова о том, что вложенные трогои встречаются только в горных областях, подвергавшихся поднятию. Сделанный вывод показывает перспективность детального изучения морфологии вложенных трогов при оценке интенсивности неотектонических поднятий, речной и ледниковой эрозии.

Однако В. В. Заморуев (1977) подверг сомнению палеогеографическую ценность вложенных трогов, но он при этом имел в виду (как можно понять из его статьи) только поперечные профили ледниковых долин. По нашему мнению, целесообразнее использовать плечи трогов главным образом в их продольном профиле.

Использование продольных профилей плечей трогов в палеогеографических целях

Анализ морфологии плечей трогов имеет большое значение при восстановлении истории развития рельефа и древнего оледенения горных стран, так как троговые плечи изменены эрозией и выветриванием значительно меньше, чем склоны долины. Важные результаты получены Д. М. Колосовым (1938) в Западном Верхоянье по долине р. Ингори (рис. 16). Он проанализировал продольный профиль молодой ледниковой долины, которая врезана в дно предыдущей на глубину 120—150 м. Вверх по долине днище и плечо трогоа сближаются и в приводораздельной части настолько сходятся, что не могут быть разделены. Он объясняет это тем, что межледниковый врез, отделивший плечо от днища, продвигаясь вверх по долине, не успел захватить отрезок долины в верховьях, где и был приостановлен ледником. По данным Ю. А. Билибина (1939), в левых

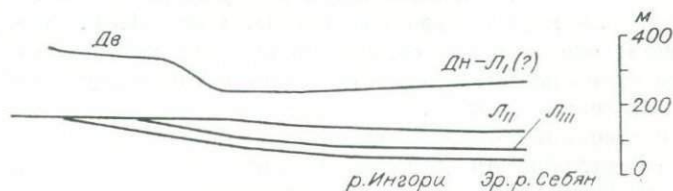


Рис. 16. Схема продольного профиля долины р. Ингори в Западном Верхоянье.

Дв — верхняя денудационная поверхность; Дн — Л I — нижняя денудационная поверхность; Л — днище верхних трогов; Л II — днище нижних трогов; Эр — современный эрозионный профиль [по Д. М. Колосову, 1947].

притоках р. Аллах-Юны наблюдаются два трога, вложенных один в другой. Высота плеч трогов непостоянна и изменяется от 70 до 250 м в нижнем течении притоков. Детальные исследования в долине р. Чевтун в северо-восточной части Чукотского полуострова провела М. Т. Кирюшина (1939). В ее работе опубликован профиль, на котором показано постепенное схождение плеча трога, речных террас и днища долины. Если в устье р. Чевтун высота плеч трога над руслом реки составляет 155 м, то в верховьях у истоков реки — только 100 м; следовательно, полного слияния плеч трогов и днища не происходит, по-видимому, потому, что ледник в межледниковое время покидал верховья реки и эрозия прорезала днище долины в истоках реки. Изложенные материалы обобщены Д. М. Колосовым (1947). Он предложил в горноледниковых районах Северо-Востока СССР при изучении трогов и их плеч принять метод продольного профилирования плеч, с тем чтобы оценить деятельность ледника, эрозии и неотектонических поднятий.

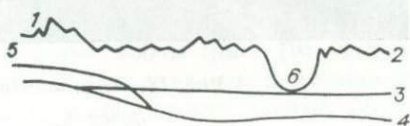
О том же явлении схождения плеч трогов и их днищ писали Б. С. Русанов и другие [Геоморфология Восточной..., 1967, с. 340]: «Межледниковое эрозионное углубление долин не везде распространялось до самых верховьев, благодаря чему, в ряде случаев, сохранились нетронутыми участки трогов первого оледенения, лежащие высоко в горах». Н. П. Ладохин (1954) сообщает, что в Баргузинском хребте по истокам рек Кудылкан и Шумилиха высота плеч трогов составляет всего 35—50 м. Ниже по течению она увеличивается и у долин рек Большой и Кабаньей достигает 400—450 м. Об изменении высоты плеч трогов р. Верхний Шебетуй в Буркал-Шебетуйских гольцах пишет В. В. Заморуев (1977); правда, отмечаемые им плечи ледниковых долин имеют неясный генезис.

Детальные исследования продольных профилей плеч и днищ трогов в долинах Алтая показали, что явление схождения плеч и днищ трогов вверх по долинам распространено значительно чаще, чем это можно было представить. На примере долины р. Кара-Ир нами [Ивановский Л. Н., 1967] установлено путем анализа продольных профилей троговых плеч и днищ трогов, что в верховьях долин во время межледниковья сохранились небольшие ледники. По-видимому, схождение плеч и днищ трогов вверх по долине для гор Южной Сибири — явление обычное (рис. 17).

Таким образом, на основе анализа расположения плеч и днищ трогов можно установить следующие важные моменты

Рис. 17. Схема продольного профиля трога Кара-Ир на Алтае.

1 — главный водораздел; 2 — боковой водораздел; 3 — плечо трога; 4 — гальвер долины; 5 — ледник Кара-Ир; 6 — боковой трог.



истории развития рельефа и элементы палеогеографии: 1) наметить границу проникновения регрессивной эрозии вверх по долине; 2) установить возможность сохранения ледников в верховьях долин во время межледниковья и размеры этих ледников; 3) определить величину врезания как следствие неотектонических движений; 4) выяснить некоторые способы формирования сквозных долин-перевалов и сетчатого оледенения горной страны; 5) проследить изменение ледника вдоль долины. Однако возникает ряд трудностей. Во-первых, в имеющихся описаниях нет указаний на существование ригелей, которые перегораживали бы плечи поперек их простирания, не отмечается также высоких уступов на плечах, которыми изобилуют современные днища трогов. Во-вторых, продольный профиль плеч оказывается настолько полого выработанным, что несравним даже с профилем речных террас, расположенных ниже плеч трога. В этом отношении весьма показательна работа М. Т. Кирюшиной (1939). Речные террасы р. Чевтун имеют, по крайней мере, четыре перегиба профиля, а профиль ложа ледника «первого» и долинного оледенений весьма плавно поднимается к верховьям реки. Плавный профиль плеч трогов наблюдался и на Алтае (рис. 18).

Указанные материалы еще недостаточны для окончательного вывода, но они позволяют сделать два предположения: 1) плечи трога на самом деле являются днищем нормальной



Рис. 18. Ледниковая долина хр. Кодар.

Фото А. В. Кириченко.

речной долины доледникового времени и не подвергались воздействию ледника; 2) перед новым наступанием ледника реки успевали настолько выровнять продольный профиль трога, что ясных следов древнего оледенения не сохранилось. Пока этот вопрос остается нерешенным.

Большинство исследователей принимают плечи трогов за остатки днищ ледниковых долин среднечетвертичного возраста. В доказательство этого приводится наличие во «врезанных» трогах морен позднеплейстоценового оледенения. На плечах трогов находят остатки дневных морен и другие следы деятельности ледников. Некоторые исследователи доказывают, что плечи трогов соответствуют днищу древнего трога нижнеплейстоценового оледенения, и также находят на них древние всхолмленные морены и ледниковую обработку скал [Золотарев А. Г. 1961]. Отдельные исследователи склонны относить плечи к последней ледниковой эпохе и считают их чуть ли не стадийными [Бобин Е. С., 1933]. Возраст плеч трогов, как и их генезис, до настоящего времени остается до конца не выясненным. Как уже указывалось, следы древнего оледенения на поверхности плеч могут быть созданы позднеплейстоценовыми ледниками. Признание среднечетвертичного возраста плеч трогов пока не вносит ясности в исследование этого сложного вопроса.

Интересные данные, которые могут оказаться важными для оценки возраста плеч трогов, сообщает Г. М. Власов (1958, 1959а) по исследованиям на о-ве Парамушир и на юге Камчатки. Здесь плечи трогов непосредственно переходят в морскую террасу. Возможность сопоставления троговых плеч с террасами имеется и в других горных странах. Например, исследования высоких террас р. Катунь на Алтае показывают возможность их сопоставления с плечами трогов ее притоков [Ивановский Л. Н., 1967]. Такие исследования должны быть продолжены, тем более что в настоящее время оценен возраст галечников этих террас [Разрез новейших..., 1978].

Следовательно, главное в исследовании плеч трогов — это отделение настоящих плеч от ложных, для чего необходимо получить полное представление об их морфологии, изучить их соотношение с другими формами рельефа, установить возраст плеч и их отношение к тем неотектоническим движениям, которые воздействовали на формирование горноледникового рельефа Сибири и Дальнего Востока.

Экзарация в трогах и ригели

Днища ледниковых долин в продольном профиле имеют неровности, высоты которых достигают 100 м (рис. 19). Эти неровности, уступы, ригели считаются следами деятельности древних ледников. Продольная ступенчатость трогов объяс-

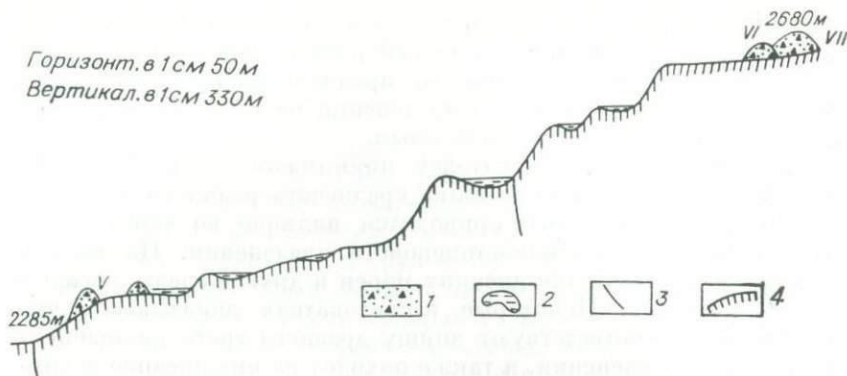


Рис. 19. Ригели долины р. Тюте (Алтай) между конечными моренами IV и VI стадий оледенения.

1 — конечные морены; 2 — озера; 3 — дизъюнктивы; 4 — коренные породы; IV—VII — стадии оледенения.

няется неравномерностью экзарации дна долины. Знание закономерностей развития экзарации в трогах имеет не только теоретическое значение. Известно, что преувеличение роли экзарации может нанести вред по постановке разведочных и поисковых геологических работ, задержать открытие перспективных районов и их освоение в ледниковых областях [Шило Н. А., 1961; Хворостова З. М., 1970]. В настоящее время все большее число исследователей признают экзарацию, развивающуюся селективно не только в зависимости от подстилающих пород, но и от различных физико-географических условий гляциологических провинций. В одном случае даже небольшие ледники углубляют свои долины на сотни метров [Душкин М. А., 1972, 1974], а в другом — маломощные долинные ледники Северо-Востока СССР при пластическом течении льда и неоттаивающей мерзлоте совсем не углубляют своих долин [Томирдиаро С. В., 1972].

Большая сложность процесса экзарации ледников видна из работы Л. П. Черновой (1976), которая на примере изучения ледников Кавказа и привлечения данных литературы по многим горным странам пришла к выводу, что скорость экзарации у различных ледников (как доказывал и П. А. Шумский) пропорциональна удельной энергетической мощности ледника у дна, т. е. скорости скольжения и толщине ледника. Экзарация тем значительнее, чем крупнее отделяемые частицы горной породы.

Часто процесс неравномерного развития экзарации вдоль долин слишком схематизируется. Так, В. Г. Миллер (1970) на основании исследований в Якутии считает, что в области разгрузки ледник не ведет экзарации. У конца ледника сохраняется россыпь, которая может иметь промышленное значение.

Напротив, в среднем течении ледник ведет интенсивную экзарацию, уничтожая древние россыпи. По В. Г. Миллеру, неправильно относить процессы, наблюдаемые у конца ледника, на весь его профиль от конца до фирнового бассейна и таким путем делать вывод о том, что ледник не ведет экзарации.

В действительности распределение зон экзарации, транспорта и аккумуляции носит крайне сложный характер. Ю. А. Лаврушин (1969, 1976) на примере строения одного из ледников Шпицбергена схематично выделил до десяти комплексов и зон его деятельности, начиная от склона, который поставляет обломочный материал для срединных и поверхностных морен, и кончая комплексом отложений флювиогляциальной равнины. Зона собственно экзарации сравнительно невелика по своей протяженности, она располагается ниже зоны «динамически пассивного» льда фирновой мульды и продолжается до зоны преобладающего транспорта донной морены. Размеры отдельных зон и комплексов меняются в связи с изменениями размеров ледника. Кроме того, далеко не для каждого ледника можно найти все выделенные Ю. А. Лаврушиным «зоны» и «комплексы». На многих ледниках Алтая и Средней Азии отсутствует, например, зона «мертвых» льдов. Такие ледники, как Ядринцева в Южно-Чуйском хребте, Корымду в горах Биш-Иирду на Алтае, ниже активного льда составляют почти ровную поверхность флювиогляциальной площадки. Не по всем долинам, занимаемым ледниками, развиты такие формы, как цунговые бассейны и ригели. По-видимому, интенсивность ледниковой экзарации и характер ее проявления весьма различны. Материалы Ю. А. Лаврушина и наблюдения в ледниковых долинах Сибири свидетельствуют о том, что каждый ледник и каждая ледниковая долина требуют конкретного изучения границ выделяемых «зон» и «комплексов». Местные условия, главным образом ложе ледника, его рельеф, сам ледник, определяют ход экзарации или аккумуляции, а они могут постоянно меняться во времени и быть самыми различными.

В развитии описанных представлений Ю. А. Лаврушина сделана попытка хотя бы схематично обосновать возможность определения мест экзарации ледником при помощи зависимости площади бассейна, максимальной мощности ледника, средне-взвешенного годового слоя вещества (в переводе на лед) и ширины поверхности ледника при глыбовом скольжении [Орлянкин В. Н., 1973]. Поскольку эти величины в ходе истории оледенения меняются, то можно себе представить, насколько сложно оценить место наиболее активной экзарации ледника даже в течение одной стадии. Очевидно, что определение мест экзарации по формулам, предложенным В. Н. Орлянкиным (1973), будет приблизительным и отвечает какому-то отрезку времени, когда параметры ледника достаточно хорошо известны.

Переуглубления и ригели являются хорошим показателем неравномерной деятельности ледника по его продольному профилю. Морфологию ригеля на примере долин хр. Удокан Е. В. Павловский (1933, с. 77) описывает следующим образом. Перед ригелем долина несколько расширяется, образуя полуцирк, устьевая часть которого сложена высокими (5—10 м) валоподобными образованиями. Этот вал составлен главным образом курчавыми скалами, реже одновременно присутствуют холмы валунных глин. И «бараньи лбы», и моренные холмы, формирующие вал по крыльям его, вытянуты вдоль долины, средняя же часть ригеля состоит из элементов, вытянутых поперек долин. Склон ригеля покрыт крупными валунами или ничем не связанными, или включенными в красно-бурую глину. Относительная высота ригелей колеблется от 50 до 150 м. Иногда ригели располагаются цепью один ниже другого. Валы ригелей служат плотинами для небольших озер. Подобные ригели широко распространены в горах, где было оледенение, однако они до сих пор исследованы еще слабо, их происхождение вызывает споры.

В учебниках по геоморфологии утверждается, что ригели развиваются на основе неровностей днищ доледниковых долин. После отступления ледника днище долины может преобразовываться и морозным выветриванием. Особенно интенсивно процесс морозной выработки неровностей профиля трога происходит в долинах северной экспозиции. Первоначальные уступы дна долины в результате выветривания отступают, площадки перед ригелем выколаживаются.

В продольном профиле ледниковых долин наблюдается различное количество ригелей, последовательно расположенных один за другим. Подобное расположение ригелей и сопровождающих их углублений некоторые исследователи связывают со стадийностью оледенения. Такой вывод сделал Н. А. Шумилов (1964) для хр. Кодар и Восточного Саяна. Правда он оговаривается, что закладываться некоторые уступы (но не ригели) могут и по другим причинам. Автор не разработал принцип отделения «настоящих» ригелей от не ригелей. В этом отношении характерна долина р. Тюте на Алтае, где между конечными моренами IV (гшниц, кочурлинская) и VI (историческая) стадий оледенения находится, по крайней мере, шесть ригелей. Отделить здесь «настоящие» ригели от «ненастоящих» вряд ли возможно (см. рис. 19). Применение системы последовательно расположенных ригелей в целях определения числа стадий оледенения неправомерно. Об этом уже писал Г. А. Авсюк (1948), который подчеркивал, что разработка ригелей может происходить в условиях глыбового движения льда, при достаточной мощности ледников и уклонов тальвега. Распределения экзарационных усилий в леднике, их перемещение в зависимости от фаз его развития, смены видов течения и т. п.

индивидуальны для различных ледников. Поэтому количество ригелей бывает неодинаковым даже в смежных долинах и не может являться показателем для определения числа стадий оледенения. Примером этого положения могут быть данные Р. Флинта (1963), согласно которым ригели приурочены к участкам коренных пород со слабой трещиноватостью; такие места в долинах подвергаются экзарации слабее, чем более раздробленные участки пород (селективная экзарация).

Как показали исследователи, ригели часто приурочены к тектоническим уступам днища долин. Ледники перед такими уступами обработали скальную поверхность и превратили ее в «бараньи лбы»; ниже уступа расположены понижения, в настоящее время заполненные обломочным материалом [Ладохин Н. П., 1954; Ивановский Л. Н., 1962а; Максимов Е. В., 1972; Щербакова Е. М., 1976].

Большую роль в формировании ригелей придает тектоническому фактору Л. Г. Бондарев (1976). По его мнению, нужно отказаться от существующего представления о том, что ледник обрабатывает готовые «неподвижные» тектонические формы. Для объяснения ригелей следует учитывать синхронное проявление тектоники и экзарации.

Ригели могут быть образованы в боковой долине перед ее слиянием с главной. Объяснение таких ригелей дано Д. М. Колосовым (1947) на примере Корякской горной системы. Он пишет, что при слиянии двух ледников возникали условия для усиления или ослабления экзарации и для образования положительной или отрицательной ледниковой формы. При слиянии ледников происходит торможение и отжимание льда, причем в леднике совершаются складчатые деформации. Наибольшая эрозия в боковой долине развивается перед слиянием ледников, наименьшая — в месте слияния, где в результате отжимания масс льда эрозия ослабевает — формируются ригели. По мнению Д. М. Колосова, рассмотрение ледниковой эрозии в связи с развитием складчатых деформаций внутри системы движущихся ледников позволит дать прямой ответ на вопрос о причинах неравномерного развития ледниковой эрозии. Это объяснение для приустевых ригелей нужно признать наиболее удачным (рис. 20).

В трогах могут встречаться ригели, возникающие при слиянии магистральных долин и долин притоков. Такие ригели описываются в горных странах Сибири и, по мнению Н. П. Ладохина (1954, с. 152), «...представляют собой типичные приустевые ступени, образованные в местах, где резко возросла масса льда и его углубляющая работа». И. С. Щукин (1960), разделяя эту точку зрения на образование ригелей, считает вместе с тем, что уступы есть не что иное, как границы распространения регрессивной эрозии в доледниковое время. В горах Сибири каких-либо наблюдений в этом направлении пока почти не проводилось.

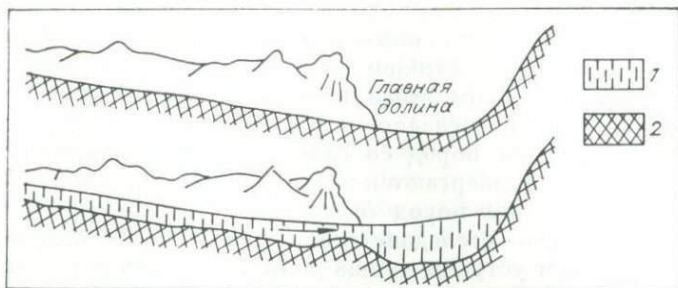


Рис. 20. Схема образования устьевых ригелей и предустьевой котловины в боковых ледниковых долинах [по Д. М. Колосову, 1947].

1 — лед; 2 — коренные породы.

Разбор возможных причин образования ригелей приводит к выводу, что ледник может создавать ригели только совместно с другими причинами (тектонические явления, неоднородность литологии, наличие первоначальных неровностей по днищу долины и т. д.). Различная и очень сложная зависимость экзарации ледника от особенностей самого ледника, его размеров, скорости движения льда, напряжений в толще ледника — все это обуславливает в благоприятной обстановке выработку ригелей и котловин. На примере обширных районов древнего оледенения в Сибири и на Дальнем Востоке может быть получен материал, который даст возможность решить вопрос о генезисе ригелей. По-видимому, каждый из ригелей должен исследоваться конкретно, их возникновение должно в первую очередь связываться с местными причинами селективной экзарации ледника, динамики оледенения и тектоники.

Подпрудные озера в ледниковых долинах

В ледниковых долинах горных стран в большом количестве распространены озера, значительное число которых связано с деятельностью древних ледников. Наибольшее внимание исследователи уделяют крупным озерам, расположенным в обработанных ледниками тектонических впадинах (озера Таймыра, Пutorаны, Телецкое на Алтае). Многочисленные современные озера в районах оледенения расположены обычно перед конечными моренами, ригелями, в карах. Они изучены слабо, хотя их красотой восхищается каждый, кто бывал на их берегах. Еще слабее исследованы озера, занимающие котловины старых каров. В горах таких озер насчитываются тысячи.

В прошлом ледниковые озера были более характерным явлением, чем в настоящее время, и В. В. Сапожников (1949) даже выделял «озерный период», который пережили горы. Следы древних озер представлены многометровыми толщами

горизонтально залегающих рыхлых отложений, галечников, песков, глин. К сожалению, данных по скорости заноса горноледниковых озер в Сибири еще недостаточно. Только в некоторых долинах Алтая, Саян, Хамар-Дабана и Верхоянья проведены более детальные исследования отложений древнеозерных котловин и оценен возраст отложений озер и коррелятивных им морен с помощью радиоуглеродного метода [Заморуев В. В., 1971а; Кинд Н. В. 1972; Разрез новейших..., 1978]. Часто озерные отложения состоят из осевшей «ледниковой муки» и могут быть ленточными. Анализ ленточных глин в Сибири проводился при общих геологических работах, и поэтому результаты такого изучения остаются спорными. В последние годы начались более целеустремленные исследования ленточных глин на Алтае. С помощью анализа ритмично-слоистых отложений исследователи пытались оценить время, которое требовалось для их формирования, и делали ряд палеогеографических выводов. Такую попытку изучения ленточных глин провели П. А. Окишев, А. Н. Рудой, Н. Г. Герасимов (1978). Одновременно с ними опубликованы результаты исследований А. А. Свиточа [Разрез новейших..., 1978]. Результаты этих работ несколько неожиданны, так как при установлении продолжительности формирования отдельных пачек ленточных глин отличаются, по крайней мере, на порядок величин. Если в первом случае речь идет о тысячах лет, которые требовались для отложения пачек ленточных глин, то во втором — только о сотнях. В связи с этим следует согласиться с Р. Флинтон (1963), который писал: «Происхождение механических ритмично-слоистых отложений еще мало изучено, и многое в этом процессе остается неясным» (с. 303). Правы, конечно, П. А. Окишев и соавторы, когда пишут, что определение литологических критериев «годичности» озерно-ледниковых осадков — это главная проблема в изучении ленточных глин. Только решение этого вопроса позволит определить понятия «годичная лента», «сезонный ритм», «внутрисезонная слоистость», установить действительный временной «шаг» в ленточных глинах и научиться отличать слоистость внутригодовую от годичной. Таким образом, перспективность применения метода значительно увеличится при дальнейшей разработке критериев отличия внутрисезонной слоистости от годичной.

Как показывают наши совместные работы с В. А. Паньчевым, наиболее перспективны исследования ленточных глин в магистральных долинах гор ниже границы леса и при значительных перепадах высот перед древним озером. В отложениях таких озерных котловин чаще всего встречаются органические остатки (древесина, торфяные прослойки и пр.), которые дают возможность временные подсчеты, произведенные по ленточным глинам, подтвердить радиометрическим методом. Следует иметь в виду, что, как правило, выше границы леса такие

отложения органики в озерных осадках не встречаются [Титова З. А., 1957].

Во внутригорных котловинах исчезнувшие озера кроме отложений оставили береговые линии, абразионные и аккумулятивные террасы, прибрежные валы, сильно размытые дельты, а в узких долинах — еще и заиленные и заболоченные цунговые впадины. Все эти формы исследованы недостаточно, и их генезис вызывает споры. Нет единого мнения о соотношении упомянутых форм рельефа с конечными моренами. Продолжается острая дискуссия о том, соответствуют ли древние озера во внутригорных котловинах Южной Сибири оледенению [Ефимцев Н. А., 1961; Девяткин Е. В., 1965] или они существовали в межледниковое и доледниковое время [Шорыгина Л. Д. 1960; Шукина Е. Н., 1960]. Продолжаются споры о генезисе озерных форм рельефа [Попов В. Е., 1962б; Девяткин Е. В., 1965; Окишев П. А., 1970, 1973].

Древние ледниковые озера перед моренами и ригелями сохранились до настоящего времени. Большинство из них образовалось в связи со стадиями позднеплейстоценового оледенения, которые обусловили формирование конечных морен и очередность возникновения озер. К настоящему времени некоторые озера осушены и следы их существования сохранились на склонах долин. Подпрудные озера по размерам были больше каровых. Длина их могла достигать нескольких километров, глубина — десятков метров. Особенно большими были озера внутригорных котловин (десятки километров в длину и сотни метров в глубину). Такие озера подпруживались боковыми ледниками и их моренами и могли быть кратковременными [Девяткин Е. В., 1965].

Крупные озера при деградации ледников вызвали образование грандиозных селей. Такие потоки прорвавшихся озерных вод производили опустошительные наводнения и создавали формы рельефа и отложения, во многом сходные с моренными [Ивановский Л. Н., 1967]. Некоторые исследователи недооценивают возможности подобных явлений в горах и принимают во всех случаях спорные по генезису отложения и формы рельефа за ледниковые, полагая, что озера глубиной в сотни метров при ледниковой подпруде могут осушаться без нарушения режима стока [Окишев П. А., 1970]. В результате масштабы оледенения могут преувеличиваться и огромное богатство и своеобразие геоморфологических процессов в горах сводится к одному — деятельности ледников.

Типизация висячих долин

Во всех горных странах Северной Азии широко распространены висячие ледниковые трогги и висячие долины, не связанные с оледенением. Можно выделить три основных типа вися-

чих долин. Первые два — результат деятельности ледников и нивации, а третий — результат речной эрозии, которая проявляется с разной интенсивностью в главной долине и в долинах притоков. Формирование висячих долин первого типа представляется следующим образом. В доледниковое время днища долин главных рек и устьев притоков находились почти на одном уровне. В начале оледенения в связи с тектоническим поднятием возникло переуглубление главных долин эрозией, а затем наступающими ледниками, более мощными, чем ледники боковых трогов.

Висячие долины **первого типа** отмечаются в горах многими исследователями, считающими их ледниковый генезис бесспорным. Для их характеристики важно установить величину переуглубления главного трога по отношению к боковому. Высоты приустьевых ступеней в горах встречаются самые разнообразные — от нескольких десятков метров до 500—600 м. Часто наблюдается слияние днища висячей долины с плечом главного трога, что доказывает их одновозрастность.

Различия в высотах приустьевых ступеней должны быть объяснены эрозией разной интенсивности. Поскольку интенсивность эрозии зависит не только от мощности потока, но и от тектонических движений, естественно, что скорость и величина врезания увеличиваются при наиболее интенсивном поднятии. Следовательно, наиболее высокие висячие долины развиты в районах не только большой мощности ледников, но и наиболее интенсивного поднятия. Закономерности изменения высот висячих долин тем не менее почти не изучались, и высоты, как правило, даются приблизительно.

Второй тип висячих долин связан с каровыми ледниками. По нашим представлениям, образование висячих долин второго типа — результат нивально-ледниковых и эрозийных процессов на склонах гор. Первоначально возникает нивальная ниша, в которой может образоваться ледник. Молодой кар быстро увеличивается в размерах, происходит отступление тех тыльных стенок, где дольше лежит снег. Кар удлиняется и приобретает облик слепой долины. По исследованиям на Алтае можно наметить несколько ярусов слепых висячих долин. Эти ярусы отвечают той ступенчатости, которая имеется у ступенчатых каров. Таким образом, высота висячей долины отвечает одному из уровней каровой лестницы.

Третий тип висячих долин встречается не только в ледниковых районах, но может находиться значительно ниже, в среднегорных хребтах. Первый исследователь этих долин В. А. Обручев (1951) подчеркнул, что главную роль в их образовании играет деятельность речной эрозии. Главная река ведет интенсивный донный размыв; слабые боковые притоки не успевают углубить русло до уровня быстро врезающегося главного потока. Это усиление донного размыва в главных

долинах исследователи объясняют активизацией неотектонических поднятий. Висячие долины третьего типа не являются трогами, они развиты ниже ясных следов древнего оледенения во многих горных странах.

Таким образом, висячие долины первого типа — важнейшее звено ледникового рельефа в горах, показывающее взаимоотношение ледника главной долины и ледника-притока. По этим формам можно судить о том, как далеко вниз по магистральной долине проникали ледники прошлого. Висячие долины второго типа не являются показателем величины ледника в главной долине, так как созданы деятельностью ледника и нивации в каровой долине на склонах хребта. Учет особенностей происхождения и морфологии висячих долин в горах предупредит от ошибок при восстановлении длины магистральных ледников.

Ярусные (маргинальные каналы) и эпигенетические долины

В горноледниковых странах Северной Азии характерной формой рельефа ледниковых трогов являются ярусные долины, которые представляют собой аналоги маргинальных каналов областей материковых оледенений [Обручев С. В., 1959]. Ярусные долины возникают последовательно на все более низких уровнях по краям ледника при его деградации в результате донного размыва, который ведут потоки талых вод. Таким образом, считается, что ярусные долины — свидетели постепенного уменьшения мощности ледника при его деградации. Характерные морфологические особенности ярусных долин уже описаны в литературе и нет нужды на них останавливаться [Шавловский Е. В., 1933; Обручев С. В., 1959; Гросвальд М. Г., 1961; Ивановский Л. Н., 1967; Курушин Р. А., Николаев В. В., 1970].

Ярусная долина — характерная форма рельефа трогов, свидетельствующая о древнем оледенении. Но, например, Н. А. Флоренсов (1960) считает ущелья на склонах трогов Саян и вблизи оз. Ничатка свежими сейсмодислокациями типа трещин и рвов. Эти дислокации связаны с очень сильными землетрясениями, такими, как Северо-Хангайское и Гоби-Алтайское. М. Г. Гросвальд (1961), проанализировав положение ущелий на склонах трога и их морфологию, пришел к противоположному выводу: на склонах вдоль трога ущелья имеют экзогенное происхождение, их сходство с сейсмогенными ущельями только внешнее. Об экзогенном происхождении этих ущелий, по его мнению, свидетельствуют следующие факты: а) отсутствие вблизи ущелий предполагаемых трещин отрыва, следов других нарушений; б) массивность пород, отсутствие в них свежих трещин; в) несоответствие простирания ущелий и разрывов, выведивших лаву четвертичных вулканов в Сая-



Рис. 21. Схема расположения дренажных каналов в районе оз. Ничатка (Северное Забайкалье).

1 — граница оледенения; 2 — валы береговых и конечных морен; 3 — ярусные долины; 4 — ложбины стока; 5 — линии водоразделов; 6 — озера [по Р. А. Курушину и В. В. Николаеву, 1970].

нах и Прибайкалье; г) приуроченность всех без исключения ущелий к областям древнего оледенения, их отчетливая парагенетическая связь с краевыми формами древнего оледенения, например, моренами и др.» (с. 143) (рис. 21).

На Алтае, по данным В. Е. Попова (1962б) и Л. Н. Ивановского (1967), ярусные долины развиты только в зоне свежих конечных морен. Причем особенно хорошо такие долины развиты у мысов, выдающихся в сторону долины и на поворотах. В долинах рек Джасатор, Чаган-Узун, а также на плато Укок по р. Алахе наблюдается до трех-четырех ярусов долин на крутых склонах трогов. Согласно Р. А. Курушину и В. В. Николаеву (1970), проводивших специальные исследования по прямолинейным ущельям на склонах трогов в Восточном Саяне, по механизму образования можно выделить три основные формы дренажных каналов: ярусные долины (маргинальные каналы), долины прорыва и ложбины подледникового стока. Первая образуется талыми водами вдоль края ледника. Вторая разрабатывается в результате прорыва ледниковых вод через местные водоразделы и представляет собой частный случай первых. Третья вырабатывается деятельностью ледниковых вод, текущих от краев ледника к днищу трогов и по бортам трогов под ледником. Все эти формы в массовом количестве отмечены в Кодаре, Восточном Саяне, и на Алтае. Длина их изменяется от нескольких десятков метров до нескольких километров при глубине до 200 м.

До сих пор в литературе неизвестны ярусные долины в горах, расположенных к северо-востоку от Верхоянья. Пока трудно судить, является ли это следствием слабого исследования указанных районов или связано с особенностями таяния

ледников и стока талых вод по леднику; возможно, там сток по поверхности и по краям ледника был слабый и водные потоки не выработали эрозионных каналов по склонам трога.

Важно изучить ступенчатое расположение ярусных долин. Каждая такая долина фиксирует стационарное положение ледника во время его общей деградации. В литературе по Сибири и Дальнему Востоку нам известны работы, связывающие ярусные долины с ритмами развития оледенения, хотя их связь с конечными моренами отмечалась многими исследователями [Гросвальд М. Г., 1961; Ивановский Л. Н., 1967]. Возможность использования ярусных долин в палеогеографических целях еще не исчерпана. Должно быть установлено, каким ритмам развития оледенения отвечают ярусные долины; нужно исследовать их рыхлые отложения, приуроченность к тектоническим трещинам и т. д.

В долинах горных стран можно наблюдать, как река, вместо того чтобы направить свое течение по древней, хорошо разработанной долине, устремляется в обход ее — в узкое скалистое ущелье. Образование подобных ущелий связано с заваливанием старой долины обвалами, оползнями, аллювиальными и пролювиальными отложениями. Образование эпигенетических долин может быть обусловлено деятельностью древних ледников. Эпигенетические ущелья, связанные с древними оледенениями, можно разделить на три морфологических типа.

Первый тип вызван образованием озера перед конечной или боковой мореной, а также ледниковой подпрудой. Сток из озера при его переполнении направляется через понижения у моренной плотины или у склона старой долины. Новый водный поток может течь несогласно с направлением старого русла реки. В результате река, углубляя русло, врывается в коренные породы склона долины. Эпигенетические долины подобного генезиса описаны во многих горных странах Сибири [Обручев В. А., 1931, 1932; Нехорошев В. П., 1932; Шахов Ф. Н., 1933; Павловский Е. В., 1933; Билибин Ю. А., 1939, 1955; Ивановский Л. Н., 1960, 1967, 1976; Леонов Б. Н., 1973]. Формирование эпигенетического ущелья описано Ю. А. Билибиным (1955) в Якутии, в бассейне р. Аллах-Юны. «Долины притоков, не занятые ледниками, оказываются подпруженными ледником главной долины и, наполняясь водой, образуют озера» (с. 246). При переполнении озер они соединяются протоками, проложенными вдоль края ледника главной долины. В результате параллельно ледниковой долине создается эрозионная долина. Она может быть углублена до уровня дна ледниковой долины и при отступании ледника будет существовать самостоятельно, собирая всю воду притоков. Сходный характер формирования подобных долин описывает в Верхоянском хребте Б. Н. Леонов (1973). По его данным, «долины небольших рек, которые на протяжении нескольких

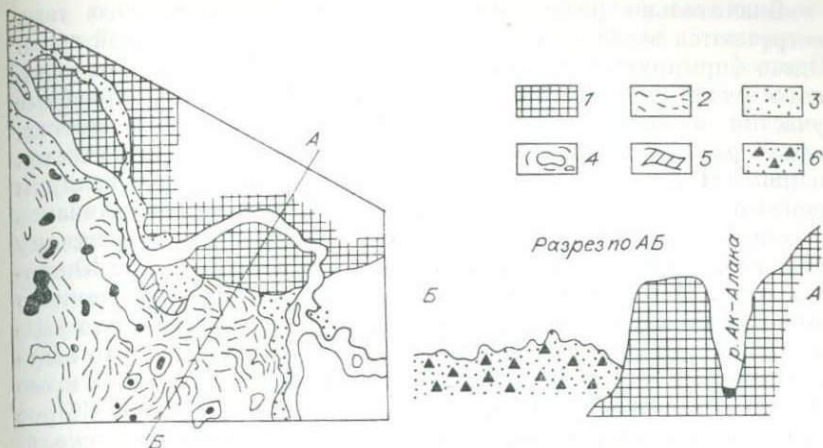


Рис. 22. Схема соотношения конечной морены и эпигенетического ущелья в бассейне р. Катунь.

1 — коренные породы; 2 — моренные гряды; 3 — аллювий; 4 — впадины с озерами; 5 — речные террасы; 6 — моренные отложения.

десятков километров могут тянуться почти параллельно долинам главных рек и не только не впадают в них, но даже перехватывают вершины ручьев, текущих в главные реки» (с. 64). Причина подобного поведения рек заключается в том, что во время оледенения по магистральной долине двигался ледник, который был преградой для водотоков, направляющихся к главной реке. Боковые притоки были вынуждены течь вдоль преграды и вырабатывать новые долины (рис. 22).

При формировании второго типа эпигенетических ущелий конечная морена заполняет часть древней долины и находится ниже уровня скалистого останца, отгораживающего прежнюю долину от новой! Образование таких ущелий происходит без возникновения озера, так как сток не прерывается. Вначале эрозия вырабатывает ярусную долину, которая находится вдоль ледникового края. Как подчеркнул С. В. Обручев (1959), новое русло может вырабатываться на границе между ледником и склонами, ледником и береговой мореной, внутри морены, между мореной и трогом. Каждый раз новое русло углубляется несогласно со старым. Такое углубление возможно у края стационарного ледника, где много воды. В это время перед ледником накапливаются моренные отложения, препятствующие стоку по старой долине. Примеры эпигенетических долин этого типа нами встречены на Алтае и в Саянах. В одной из долин останец высотой 150 м отгораживает реку от ее прежнего русла, выполненного мореной высотой 10—15 м. Ущелье этой реки представляет собой разработанную ярусную долину, выше которой река течет по широкой долине в пределах плоскогорья.

Значительно реже эпигенетические ущелья второго типа встречаются выше по течению ледника, где меньше талой воды. Здесь формируются короткие ложбины, отделяющиеся от главного русла скалистыми останцами. Как правило, подобные участки находятся в тектонически раздробленных местах, вдоль разломов. Примером таких ущелий может быть участок в нижнем течении р. Талдуры на Алтае. Долина р. Талдуры перед разломом резко сужается, а затем расширяется, сливаясь с долиной р. Чаган-Узун, которая проложена по мощному разлому. Этот разлом отделяет Северо-Чуйские горы от Южно-Чуйских. Отдельные скалистые останцы расположены немного выше сужения долины р. Талдуры, там, где происходило подпруживание и поднятие верхней поверхности ледника. Это вздутие ледника определило быстрый врез текущего по его краю потока и выделение короткой эпигенетической долины. Старое русло реки теперь выполнено речными отложениями и несколькими останцами высотой в десятки метров.

Формирование эпигенетических долин происходит независимо от характера подстилающих коренных пород, но по окраинам впадин или вдоль бортов долины эпигенетические ущелья часто могут совпадать с разломами, границами блоков, оконтуривающими впадину или долину — грабен. В этом случае эпигенетическое ущелье развивается особенно интенсивно. Некоторые исследователи главную причину образования эпигенетических ущелий, заложенных по границам тектонических впадин, ищут не в эпигенезе, а в тектонических нарушениях вдоль края впадины. Так, С. А. Сладкопевцев (1973) пишет, что в горах широко распространены сужения, которые трудно отнести к эпигенетическим или antecedentным, такие ущельистые участки долин заложены по разломам или совпадают с узкими грабенами. Он описывает эпигенетическое ущелье в Самахинской котловине на Алтае по долине р. Коксу, исследованное еще Ф. Н. Шаховым (1933). По мнению С. А. Сладкопевцева (1973), приподнятость левого склона здесь необъяснима, если рассматривать ущелье р. Коксу как эпигенетическое, возникшее при смещении русла к левому склону долины и последующем врезании. Он считает, что в этом случае приподнятости левого склона не было бы, а выходы коренных пород останца находились бы ниже уровня морены. Подобный вывод не убедителен, так как на р. Коксу представлено эпигенетическое ущелье второго типа, возникшее из ярусной долины у конца ледника. Тем не менее следует отметить совпадение границ тектонических блоков с простираанием эпигенетического канала р. Коксу, как пишет С. А. Сладкопевцев.

Роль тектоники в формировании эпигенетических долин крайне преувеличена в работе И. В. Корешкова (1975), который утверждает, что «...ледник может своей мореной перегородить течение реки, как и река своими отложениями засыпать себе

путь (как обычно считается), что представляется нам не соответствующим действительности» (с. 34). Подобное категорическое утверждение не доказывается, не приводится ни одного конкретного примера, который бы показал, что тектоника — главная причина формирования эпигенетических долин. В принципе нельзя отрицать участия тектоники при выработке эпигенетических долин, но каждый раз это требует доказательства на примерах. В действительности конечные морены запруживают долины. Примером тому служат десятки озер, образованных подпрудой молодыми конечными моренами стадий послесартанского оледенения и даже осцилляций стадии актру (фернау). Конечные морены и сопровождающие их озера развиты в самых разнообразных долинах: широких и сравнительно пологих, крутых и узких.

Третий тип эпигенетических ущелий более сложен, чем два первых. Река иногда не только направляется в обход старой долины, но и прорывается в соседнюю. Примером может служить описанный на Алтае В. П. Нехорошевым (1932) и исследованный нами в 1961 г. участок долины р. Бойлюкем перед ее слиянием с долиной р. Бугузун.

Выше конечной морены Бойлюкем уходит в ущелье и дальше течет по долине, ранее ей не принадлежащей. В прошлом ледник наполнял долину и давал небольшой язык в соседнюю долину через низкий водораздел. В течение времени сток от этого языка осуществлялся в соседнюю долину. После отступления ледника перед мореной образовалось озеро и сток из него при его переполнении направился в сторону подготовленного ледниковым языком и эрозией понижения в соседнюю долину. Эпигенетические ущелья образуются более интересно при прорывах в соседние долины, перехватах, развивающихся на фоне неотектонических движений. Процесс образования таких долин можно проследить на примере отрезка долины р. Чуи выше устья р. Чибит в Центральном Алтае. Описание его дано во многих работах [Сперанский Б. Ф., 1937; Кузнецов Ю. А., 1939; Ивановский Л. Н., 1942, 1967; Обручев В. А., 1951]. Исследователи предлагают ряд объяснений образования этой части долины р. Чуи, но все признают важность моренной преграды, прорыва р. Чуи в сторону долины р. Маша-Юл и перехвата притоком р. Чуи р. Маша-Юл. Продолжается спор о возрасте поворота реки в новую долину, об интенсивности неотектонических движений на участке эпигенетического ущелья и о других второстепенных вопросах.

Эпигенетические долины горноледниковых стран являются в известной степени показателем роли древнего оледенения в перестройке ледниковой гидросети. В Сибири эта роль оценена еще не полностью, требуются дальнейшие исследования механизма поворота рек по новым направлениям, захватов соседних долин и влияния перераспределения стока между соседними бассейнами на ход развития рельефа.

МОРЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ГОРНЫХ СТРАН

Конечно-моренный рельеф — один из наиболее важных и интересных типов ледникового, в частности горноледникового, рельефа. Изучение моренного рельефа дает возможность установить ритм колебаний оледенений, оценить размеры древних ледников, их мощность и длину. Исследование конечных морен важно при определении тенденции развития оледенения — обратимого или необратимого развития ледниковых процессов. В горных долинах возраст галечников речных террас часто можно узнать путем изучения фациальных переходов конечно-моренных отложений в галечники. Конечно-моренные образования неоднородны по своему происхождению и могут отражать разные этапы жизнедеятельности ледника. Знание этих этапов очень важно при изучении развития рельефа ледниковых долин. Необходима генетическая типизация конечно-моренных образований для горных долин Сибири.

Проблема типизации конечных морен по их морфологии

В настоящее время возраст, стратиграфическое положение и литология конечных морен подвергаются всестороннему и детальному изучению во многих работах. Значительно слабее изучается морфология конечных морен. Очень часто сведения о морфологии конечных морен заканчиваются указанием на распространение в горах «ледникового комплекса», выделенного в Альпах. Этот комплекс состоит из: 1) языкового бассейна, заболоченного или занятого озерами, или заполненного моренным материалом; 2) моренного амфитеатра, который окаймляет языковый бассейн в виде дуг конечных морен; 3) переходного конуса флювиогляциальных накоплений, которые начинаются от внешних склонов конечных морен. В СССР идея о повсеместном распространении ледникового комплекса в трогах подвергалась критике. Нами установлено, что ледниковый комплекс представляет собой частный случай сочетания ледниковых форм рельефа.

К. К. Марков (1946) выдвинул важное положение об огромной роли географических условий при образовании моренного

рельефа. Развивая и конкретизируя это положение, М. И. Иверонова (1952, с. 52) подчеркнула, что «... своеобразие географической обстановки конкретного ледникового бассейна, определяя тип и жизнедеятельность ледника в целом и его отдельные фазы в частности, является решающей причиной формирования того или иного моренного рельефа». Она считает, что можно говорить о преобладании тех или иных форм моренного рельефа в горной стране, а не об одинаковом развитии одних и тех же форм во всех горных странах. Даже в пределах одной и той же горной страны физико-географические условия развития оледенения могут быть неодинаковыми, вследствие чего морфология конечно-моренных образований в соседних районах горной страны также различна.

Благодаря особенностям рельефа и климата горных стран во время древнего оледенения создано большое морфологическое разнообразие моренного рельефа. В разработке морфологической типизации этих форм в Сибири могут помочь данные М. И. Ивероновой (1952), согласно которым различным фазам деятельности ледника в период регрессии оледенения соответствуют различные формы моренных накоплений. Основных генетических форм конечно-моренных образований у горных ледников три. Первая состоит из валов фронтальной и боковых морен напора и насыпания, осложненных оседанием тающего льда (террасы оседания, наклонные и террасовые площадки и пр.). Эта форма служит показателем почти стационарного положения или надвигания ледника. Вторая — основная форма конечно-моренных образований — развивается при постепенном ухудшении питания ледника, тело активного ледника утончается, формируются зоны и участки «мертвого» льда, таяние «мертвого» льда приводит к образованию холмистогрядового рельефа. Третья форма формируется при дальнейшем сокращении ледника и его уходе в глубокую скалистую долину; когда поступление обломочного материала очень велико, а движение льда ослаблено, происходит слияние морен донных, внутренних, боковых и поверхностных в единый конечно-моренный язык — каменный глетчер. Таким образом, мы вправе предполагать, что «будет создана следующая совокупность конечно-моренных форм: дуга фронтальной морены — холмистогрядовый рельеф — каменный глетчер (в направлении вверх по долине)» [Иверонова М. И., 1952, с. 52] (рис. 23).

Некоторые исследователи конечно-моренные образования разделяют по их внешнему облику и в зависимости от возраста. Ю. И. Гольдфарб (1972) описывает морены в бассейне р. Колымы «деформированные», «дряхлые», «свежие». Этот же принцип используют и другие исследователи [Раковец О. А., Шмидт Г. А., 1963; Девяткин Е. В., 1965]. Несомненно, в палеогеографических целях этот метод деления конечно-моренных образований в известной степени плодотворен, од-



Рис. 23. Конечная морена в бассейне р. Муякан (Северо-Муйский хребет).
Фото А. С. Ендрихинского.

нако он никак не характеризует жизнедеятельность древнего ледника и потому оказывается односторонним. Подобный же недостаток имеется и у другой системы разделения конечно-моренных образований, предложенной Е. В. Максимовым (1972), который выделяет часто встречающиеся типы горных конечных морен.

1. Конечно-моренный ландшафт с неправильно взбугренным моренно-озерным рельефом.

2. Конечно-моренные комплексы, образованные дугообразными валами, выгнутыми вниз по долинам рек, и замыкающие системы боковых морен.

3. Конечно-моренные плотины-запруды, иногда наглухо перегораживающие долины.

4. Моренные контуры, выдвинутые из боковых долин в главную и иногда развернутые вниз по главной долине.

5. Конечно-моренные языки.

6. Забронированные глетчеры, по существу являющиеся конечно-моренными языками, еще сохранившими ледяное ядро и имеющими слабое наступательное движение.

7. Конечные морены в виде осыпей.

8. Конечные морены в виде серии уступов.

9. Обвальные конечные морены.

Типизация конечных морен Е. В. Максимова значительно уступает типизации М. И. Ивероновой. Выделяемые Е. В. Мак-

симовым типы морен основаны на их внешнем облике и положении, они трудно отличимы друг от друга, и различия в их генезисе слабо объясняются в связи со стадиями жизнедеятельности ледника. Во многих случаях тип морены выделяется по своему положению в долине и долине притока и плохо помогает восстановить историю оледенения. Отдельные типы конечных морен могут быть объединены между собой. По нашему мнению, для изучения конечно-моренных образований в Сибири и на Дальнем Востоке целесообразней использовать схему генетической типизации конечно-моренных образований, предложенную М. И. Ивероновой. Эта типизация обеспечивает объяснение положения конечных морен в долинах и их морфологии, она весьма плодотворно может быть использована и в палеогеографических целях.

Выделенные в Тянь-Шане морфологические типы конечно-моренных образований имеют свои аналогии в ледниковых долинах Сибири. Многообразие условий развития оледенения в Серрерной Азии определяет и большую сложность морфологии морен. В долинах встречаются формы конечных морен, которые в Сибири изучены еще недостаточно и положение которых в схеме М. И. Ивероновой неясно. Так, широко распространены моренные языки крупных ледников и холмисто-грядовый рельеф, которые возникают, видимо, как следствие сочетания основных морфологических типов. Схема М. И. Ивероновой должна быть дополнена разработками, которые учли бы и переходные типы между основными формами морен. Прежде чем перейти к рассмотрению морфологии конечно-моренного рельефа, нужно сделать некоторые замечания о закономерностях движения льда и его мореноформирующем значении.

Современные взгляды на движение льда и его мореноформирующее значение

Движение льда — один из главных факторов морфогенетической деятельности ледника. Познание закономерностей движения льда в теле ледника весьма важно для выяснения генезиса, механизма формирования моренного рельефа и его типизации. В настоящее время разрабатывается теория вязкопластического течения льда ледников, согласно которой течение льда начинается при любых самых малых напряжениях и предел текучести у льда отсутствует. Когда скорость течения льда мала, то ледник движется по законам вязкой жидкости. При увеличении скорости движения лед приобретает пластичность, и движение становится глыбово-блоковым, может выражаться в глыбовом скольжении по ложу и в скольжении пластин льда по плоскостям разрывов. Все типы движения существуют одновременно, но относительная роль каждого типа в раз-

ных местах ледника, как правило, неодинакова [Вялов С. С., 1960; Капица А. П., 1961; Шумский П. А., 1962; Калесник С. В., 1963; Флинт Р. Ф., 1963].

Общая скорость движения глетчеров составляется из скоростей вязкого течения и глыбового скольжения. В долинных ледниках с медленным течением господствует вязкое течение; это доказывается расположением огив, растеканием льда при расширении долин, обтеканием ледником встречаемых препятствий и т. д. В ледниках с быстрым течением льда развивается глыбово-блоковое скольжение.

По характеру движения льда выделяются верхняя, пассивная, и нижняя, активно движущаяся, части. Двучленное строение ледника хорошо заметно в среднем его течении, где он имеет достаточную мощность и где уклоны ложа значительны. Верхняя, «жесткая», толща ледника имеет важную особенность — она переносит на поверхности обломочный материал. Характерная особенность обломочного материала, переносимого на поверхности ледника, — его грубость, необработанность. В нижней части ледника происходит придонный перенос материала, оторванного в основном от ледникового ложа.

Для понимания механизма формирования морен имеет значение направление токов льда в поперечном и продольном сечениях ледника. Наибольшие скорости на поверхности ледника, лед которого движется по законам вязкой жидкости, располагаются по его оси, однако линия наибольшей скорости смещается то к правому, то к левому берегу в зависимости от изгибов ледника. Так или иначе по оси ледника обломки породы доставляются к концу ледника быстрее, чем близ склонов долины. При блоково-глыбовом движении, когда скорости могут распределяться равномернее, подобная закономерность скорости доставки скатившегося на ледник обломка может нарушаться.

Важно распределение скоростей и токов льда по продольному профилю ледника. Предполагается, что скорость должна убывать от поверхности ледника к днищу долины и что скорость движения льда у днища долины не равна нулю, — происходит соскальзывание льда по его ложу. Наибольшие скорости развиваются ближе к фирновой линии. Ближе к концу ледник становится тоньше и скорость падает. Благодаря этому уклон ложа долины вблизи конца ледника становится меньше, чем наклон продольной поверхности ледника. При большом трении льда о ложе у конца ледника и при увеличении уклона поверхности ледника происходит задираание слоев льда кверху. Описываемое задираание слоев льда вблизи его конца показывает, что вместе с погружением любого объема льда в зоне аккумуляции происходит его всплытие в зоне абляции. Причем это всплытие происходит вместе с вмещающейся мореной. В результате такого движения льда у конца ледника накапли-

ваются массы морены. При медленном движении ледника его приконцевая часть покрыта мореной, которая может перемещаться по поверхности ледника самостоятельно, путем соскальзывания обломков и развивающейся здесь солифлюкции [Иверонова М. И., 1952; Евтеев С. А., 1965а, б; Лаврушин Ю. А., 1969].

Характер питания ледника обломочным материалом имеет важное значение, так как от этого зависит морфология моренных накоплений. В ледниковых покровах и куполах, как показал С. А. Евтеев (1965а, с. 194), «мореносодержащая толща льда располагается в основании ледникового покрова в виде почти непрерывного горизонта». Питание ледника мореной осуществляется путем отрыва породы от днища, по которому перемещается ледник. Питание горных ледников мореной обеспечивается главным образом со склонов долины или цирка, поэтому морена горных ледников отличается крайней грубостью, обломки горной породы — с режущими гранями и ребрами и совершенно не окатаны.

В последние годы все больше стали уделять внимание пульсирующим ледникам. Они отличаются быстрым продвижением, которое на один-два порядка превышает «нормальные» скорости. Горизонтальное перемещение льда во время активной фазы пульсации обычно измеряется несколькими километрами. Активные пульсации продолжаются менее года — шесть лет, пульсации происходят повторно и равномерно периодически и не вызываются какими-либо внешними факторами (колебания климата или горные обвалы), стадии покоя продолжаются от 15 до 100 лет и более. Как пишут Л. Д. Долгушин и Г. Б. Осипова (1971, с. 213), «схематический механизм процесса следующий: когда в теле ледника напряжения достигают критических значений, превышающих сопротивление льда на разрыв и сдвиг, ледник раскалывается на блоки, что резко меняет условия его движения: медленное течение льда, обусловленное пластичностью, сменяется быстрым скольжением раздробленных масс льда по ложу и по внутриледниковым разрывам и сколам».

В результате быстрого движения пульсирующего ледника могут быть уничтожены старые конечные морены, расположенные перед ледником, и созданы новые, которые ошибочно можно принять за древние. В это время в боковых долинах, подпруженных льдом, происходят образование озер и прорывы ледниковых плотин, развиваются сели и моренный материал выносится в долину, формируются новые формы в виде псевдоморен и т. д.

В горах Сибири и Дальнего Востока в настоящее время известен пульсирующий ледник Бельченок длиной 19,2 км, который расположен в Ключевской группе вулканов [Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., 1971]. Весьма вероятно, что исследования в горах Северной Азии установят еще не один пульси-

рующий ледник. Но особенно важно исследовать следы древнего оледенения и установить морфологические особенности моренных образований, по которым можно было бы судить о прошлой деятельности пульсирующих ледников. Возможно, некоторые моренные формы созданы пульсирующими в прошлом ледниками, а такие морены не связаны с ритмами оледенения, т. е. не зависят от колебаний климата, и не могут служить основой палеогеографических реконструкций.

Фронтальные морены напора и насыпания

Господствовавшее еще в недавнем прошлом представление, что каждый ледник можно уподобить бульдозеру, который впереди себя толкает им же накопленные продукты выветривания и «сдирает» ранее отложенные породы, сейчас уже не поддерживается большинством исследователей. Напротив, многие уверены, что ледник, встречая на своем пути препятствия, обтекает их со всех сторон, а если они имеют небольшую высоту, то поднимается на них. Отсутствие единого взгляда на роль ледника при формировании конечных морен объяснимо, если учесть, что лед движется по-разному. «Эффект бульдозера» может иметь место при глыбово-блоковом скольжении, а при движении льда по законам вязкой жидкости ледник огибает встречаемые препятствия.

Главный способ накопления конечных морен у конца ледника в горах происходит за счет осыпания из обрывов льда. Лед горных ледников насыщен обломочным материалом во много раз больше, чем лед покровных ледников. Сам процесс осыпания морены у конца ледника описан в ряде работ, например, у ледника № 33 в хр. Кодар Ю. А. Штюмером (1962), на Алтае — Л. Н. Ивановским (1967) и т. д.

Процесс осыпания обломочного материала с ледников обеспечивает формирование конечно-моренных образований, лишенных во всей своей толще погребенного «мертвого» льда. Осыпание происходит с крутого конца ледника со сравнительно чистой поверхности льда. Моренный покров у конца ледника сравнительно незначителен или почти отсутствует, лед не защищен от прямого воздействия солнечных лучей и теплого воздуха. Сам ледник достаточно активен и дает много воды. Конец ледника отступает более или менее равномерно. При стабилизации конца или его медленном движении перед ним насыпается вал конечной морены в виде гряды, правильной дугой ооконтуривающей конец ледника. Примерами подобного формирования конечных морен могут быть морены ледников Алтая: Корымду, Джело, Малый Ак-Туру (левая сторона) и др.

В движущемся леднике существует некоторая упорядоченная ориентировка длинных осей обломков по направлению его течения. Эта ориентировка — следствие особенностей движения

льда как вязкопластического тела и как движения по плоскостям надвигов. Причем неважно, имеем ли мы дело с обломками размерами 10 м или глинистыми частицами [Евтеев С. А., 1965б]. Так же, как у ледников покровных, в горных ледниках накопление обломочного материала перед концом ледника путем осыпания определяет отсутствие элементарной ориентировки в расположении обломков морены. Обломочный материал не имеет ни слоистости, ни сортировки, крупные глыбы перемешаны с разнообразными по формам и размерам продуктами ледникового транспорта. При крутом конце ледника формируется более или менее симметричная моренная гряда без заметных следов механического воздействия ледника.

Образование фронтальной морены требует большого промежутка времени, в течение которого ледник находился почти в стационарном положении, но в природе такое положение не может продолжаться долго и фактически формирование конечной морены происходит при медленном продвижении вперед или при его медленном отступании. Примером может служить формирование конечной морены у ледника Малый Ак-Туру на Алтае. Конечная морена высотой до 30—35 м над дном долины расположена в 500—550 м от конца ледника Малый Ак-Туру. Фронтальная часть морены надвинута на взрослый лес, здесь из-под моренных отложений у основания вала лежат поваленные погибшие деревья. Время поломки этих деревьев радиоуглеродным анализом древесины определяется концом XVI и началом XVII в. (СОАН — 1618, СОАН — 1616, СОАН — 1426). Ширина вала конечной морены достигает 200 м. С внутренней стороны вала на сравнительно выровненной флювиогляциальной площадке растут лиственницы возрастом до 70 лет. Нами установлено, что продолжительность формирования этой конечной морены составляет не меньше 250 лет. Общее похолодание, начавшееся в конце XVI в. и вызвавшее наступление ледника в XVII в., достигло своего максимума. После этого и вплоть до середины XVIII — начала XIX в. ледник Малый Ак-Туру испытывал слабое отступление, во время которого отложен описанный выше вал конечной морены [Ивановский Л. Н., Панычев В. А., 1978].

Прав Е. В. Шанцер (1966), утверждая, что разграничение конечных морен напора и насыпных чисто условно и насыпные морены в какой-то мере испытывают динамическое воздействие ледника. Нужно отметить, что это воздействие сведено до минимума, когда ледник медленно отступает, а перед его концом происходит накопление моренного вала. Формирование напорной морены сводится к деформации моренной толщи. Подобные деформации осуществляются перед ледником в результате давления массы льда на горные породы, встреченные на его пути. Такой способ образования морены напора описан многими исследователями и наблюдался нами на Алтае. Кроме

того, как пишет Н. И. Кригер (1972), деформации морены могут происходить и в толще самого ледника. В процессе движения ледника в его толщу втягивается морена. Вследствие послыдного движения льда глыбового скольжения морена деформируется, и при достаточном количестве мелкозема могут формироваться складки, чешуйчатые надвиги и т. д. Исследования Н. И. Кригера касаются покровных ледников, но они могут относиться и к основным моренам горных ледников. Как правило, напорно-насыпные морены отмечают крайнее положение ледника во время стадии оледенения. Это важно, так как другие типы конечно-моренных образований часто могут фиксировать только этап деградации ледника.

Напорно-насыпная конечная морена представляет собой составную часть «ледникового комплекса» А. Пенка, развитого в горах севера Азии. В Саяно-Тувинском нагорье на существование ледниковых комплексов обратил внимание М. Г. Гросвальд (1965), детально описавший их от верховий р. Систег-Хема к нижнему течению р. Белина. Главный член ледникового комплекса — конечно-моренный вал — состоит из нескольких параллельных дуг конечно-моренных гряд. Этот вал в общем имеет ширину от 1 до 4 км при длине отдельных гряд от сотен метров до 3—4 км, а весь вал протягивается на десятки километров. Конечно-моренный вал имеет крутой внутренний склон и сравнительно пологий внешний. По мнению М. Г. Гросвальда (1965, с. 29), это «указывает на связь их происхождения с ледниковым напором». Состав моренного вала не одинаков, он меняется в зависимости от характера пород в областях сноса. При этом выделяется валунный материал дальнего и ближнего приноса, но штрихованных валунов до сих пор никем еще не обнаружено. Мощность конечной морены превышает 100 м. Другой пример морен напора описан в бассейне р. Берелех [Хворостова З. М., 1970]. Здесь в нижнем течении р. Оханджи расположено моренно-подпрудное оз. Малък длиной более 12 км. Конечно-моренный вал шириной 2 км с внешней стороны спускается к флювиогляциальной площадке, которая протягивается на 3,5—4 км. Ниже этой площадки последовательно отложены еще два конечно-моренных вала. Особенно крупный — нижний вал. Он имеет высоту до 100—150 м и достигает 6 км в поперечнике. Конечная морена надвинута на коренной рельеф, и его граница оконтуривается протекающей вдоль него р. Курбеля (рис. 24).

Особенно крупные и мощные валы напора образуются, когда ледник преодолевает обратный уклон своего ложа, например вползает из магистральной долины в боковую. Подобные морены напора описаны на Алтае, а недавно Л. Л. Исаева (1972) отметила их на севере Среднесибирского плоскогорья, где ледник проникал в боковые долины и «сгребал» доледниковый аллювий и делювий со склонов.

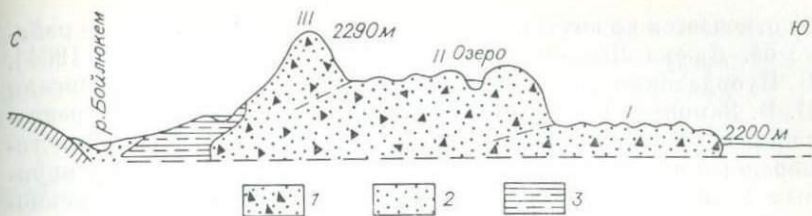


Рис. 24. Надвинутые конечные морены стадий на конечную морену максимума оледенения в хр. Чихачева.
Отложения: 1 — моренные, 2 — речные, 3 — озерно-болотные, I—III—конечные морены напора.

Своеобразные конечные морены напора описаны Н. К. Молотковым и Н. С. Семеновым (1972) в восточной части Северо-Байкальского нагорья по долине р. Средний Мамакан. Двигаясь в разных направлениях, ледники из соседних долин встречались в главной долине, а на их контакте формировались сложные конечные морены, которые авторы называют «совмещенными».

Судя по многочисленным описаниям, напорно-насыпные моренные валы образуют несколько поясов — от двух до восьми, а по сообщению А. С. Ендрихинского (1977) — до 13 на Становом нагорье. Причем каждая наиболее древняя конечная морена подразделяется на несколько налегающих одна на другую гряд. Например, на Камчатке в долинах рек Озерной, Камчатки, Юртиной и других в пределах конечно-моренного комплекса выделяется пять — восемь более мелких гряд осцилляций ледника [Брайцева О. А. и др., 1968]. То же самое можно наблюдать у Байкала, на Кодаре, Алтае, Анадыре и в других местах [Ладохин Н. П., 1954; Баранова Ю. П., 1960; Ивановский Л. Н., 1967; Лопатин Д. В., 1969].

Напорно-насыпные конечные морены, чаще всего представленные «ледниковыми комплексами», отмечают в общем конечные этапы наступания ледника или его стационарное положение. Следовательно, они могут служить показателем обратимого ледникового процесса, который развивается у устойчивых ледников [Ивановский Л. Н., 1961]. По числу конечных морен подобного типа можно оценить продолжительность устойчивости ледника и момент его перехода в неустойчивое состояние, когда формируются конечные морены другой морфологии.

Холмисто-грядовый моренный рельеф горных стран

В горах широко распространен холмисто-грядовый моренный рельеф. Его описание можно найти в работах по древнему оледенению. На Северо-Востоке СССР холмисто-грядовый рельеф

еф отмечается во внутригорных впадинах гор Черского и в районе оз. Джека Лондона [Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., 1964]. В Буордахском массиве холмисто-моренный рельеф описали В. В. Заморуев и Д. Б. Малаховский (1975). На севере Средне-сибирского плоскогорья, по С. А. Стрелкову (1965), холмисто-моренный рельеф находится почти всегда против выходов крупных долин в предгорья или котловины. Обширные моренно-холмистые поля к северу от хр. Удокан на Олекмо-Чарском плоскогорье отмечают Б. А. Корнилов и Д. А. Тимофеев (1962). Д. С. Асоян (1975) свидетельствует о развитии бугристо-западного рельефа, гряд, холмов и заболоченных впадин в толще морены на Чульманском плато Алданского нагорья. В Восточном Саяне В. Н. Олюнин (1965) описал холмисто-моренный рельеф в пределах котловин и пологих долин. На Алтае холмисто-грядовый моренный рельеф встречается на плоских нагорных прилавках хребтов, во внутригорных котловинах и пологих долинах [Попов В. Е., 1962б; Девяткин Е. В., 1965; Ивановский Л. Н., 1967]. В общем распространение холмисто-грядового моренного рельефа свойственно пологим участкам долин и плоскогорий, где ледники распластывались, теряя свою мощь и скорость движения.

К. К. Марков (1955) считает, что холмисто-моренный рельеф в горах формируется при деградации оледенения. При таянии «мертвого» льда происходит перераспределение моренного материала на леднике и в толще льда, в результате чего образуется инверсионный рельеф. Развивая это положение, М. И. Иверонова (1952) считает холмисто-моренный рельеф прямым индикатором «мертвого» льда, отделившегося от ледника.

Концепция «мертвого» льда недавно пересматривалась некоторыми авторами и изложена К. К. Марковым (1961). Главные возражения сводятся к тому, что холмистые морены иногда чередуются с друмлинами и, следовательно, как и первые, возникли под толщей льда. Лед оставался активным до своего полного растаивания, большие пространства «мертвого» льда отсутствовали, могли возникать только его ограниченные участки. К. К. Марков сообщает, что гипотеза «мертвого» льда в основном оставлена. Однако концепция «мертвого» льда еще привлекает внимание некоторых исследователей (например, в Скандинавии). Крупные поля холмисто-моренного рельефа во внутригорных котловинах гор Сибири легче всего объяснить с позиции гипотезы «мертвого» льда. Возможно, что до своего полного растаивания лед был подвижен, но его связь с основным телом горного ледника отсутствовала, это и было причиной его постепенного таяния и формирования инверсионного рельефа (рис. 25).

Правильное понимание генезиса холмисто-моренного и грядового рельефа имеет важное значение, так как обеспечивает

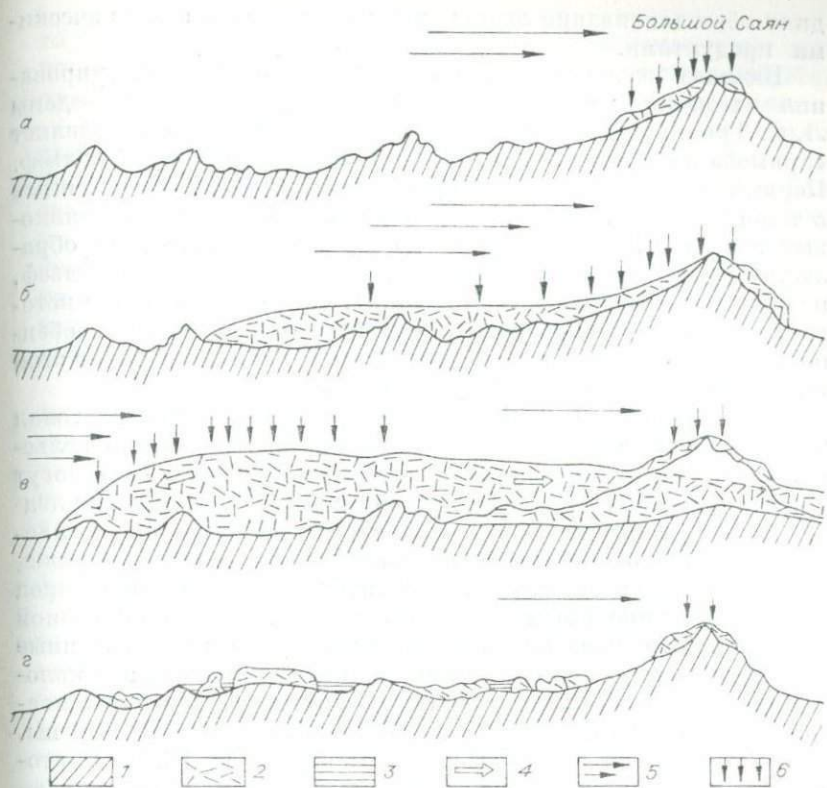


Рис. 25. Схема развития основных этапов азасского ледникового покрова и формирование «мертвого» льда в Восточном Саяне.

Фазы: а — долинных ледников, б — ледников подножий, в — ледникового щита, г — «мертвого» льда; 1 — древние породы; 2 — глетчерный лед; 3 — озерные бассейны; 4 — направление движения льда; 5 — направление основных влагонесущих ветров; 6 — осадки [по М. Г. Гросвальду, 1965].

решение вопросов развития ледниковых долин и древнего оледенения. Прежде всего, холмисто-моренный рельеф не может быть показателем стадийности или осцилляционности. Иногда он служит в известном смысле показателем неподчиненности ледника изменяющемуся климату и развитию необратимого ледникового процесса.

Детальных исследований морфологии холмисто-грядового моренного рельефа выполнено еще мало. Морфология холмисто-грядового моренного рельефа сложная. Примером этого может быть моренный рельеф на Камчатке. Т. С. Кравая и В. Н. Олюнин (1969) различают здесь сильно пересеченный и сглаженный холмисто-котловинный ледниковый рельеф, сложенный водно-ледниковыми и ледниковыми отложениями, сформировавшимися в условиях вулканической деятельности, когда происхо-

дило обезглавливание ледников и их засыпание вулканическими продуктами.

Важные исследования, вскрывающие процесс формирования холмисто-грядового моренного рельефа, проведены Л. С. Троицким (1970) на ледниках Шпицбергена. Он выделяет «прямой» и «обращенный» холмисто-грядовый моренный рельеф. Первый формируется из морен поверхностных, включенных в толщу льда и горизонтально залегающих во внутриледниковых пластах. После полного стаивания «мертвого» льда образуется инверсионный хаотический холмисто-моренный рельеф, не связанный со структурой ледника. «Обращенный» холмисто-грядовый рельеф образуется в связи со структурными особенностями мореносодержащей толщи ледника и размещения в этой толще внутриледниковых моренных пластов.

На примере ледника Натхорста Л. С. Троицкий исследовал механизм формирования грядово-холмистого моренного рельефа. По плоскостям разрывов и скалывания блоки льда могут временно выключаться из движения и смерзаться с ложем ледника. При вовлечении этих блоков в движение новая плоскость скола может быть не на контакте лед — грунт, а ниже, поэтому примерзший к основанию ледника пласт горных пород начнет движение вместе с ледником, не нарушая первичной текстуры. Эти первоначально горизонтально расположенные пласты к концу ледника принимают почти вертикальное положение и могут быть подняты к его поверхности. После вытаивания пластов льда остаются крутоставленные пласты морены, которые образуют гряды (рис. 26). Ссылаясь на Ж. С. Болтона, Л. С. Троицкий подчеркивает, что вытаивание крутопадающих пластов слоистого материала может образовать гряды, принимаемые за морены напора. Исследования Л. С. Троицкого

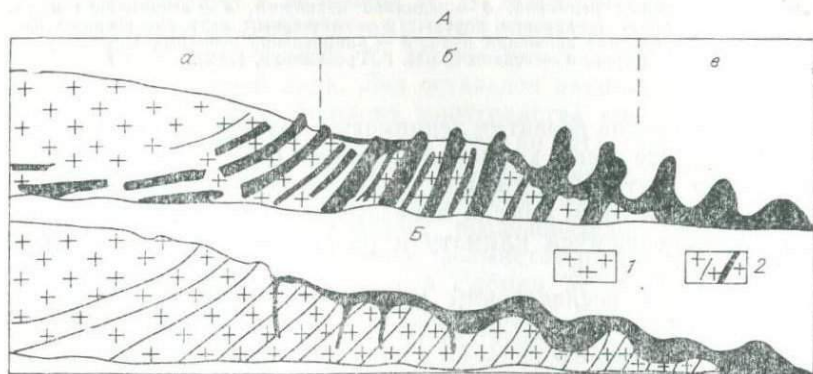


Рис. 26. Схема развития «прямого» (А) и «обращенного» (Б) холмисто-грядового моренного рельефа [по Л. С. Троицкому, 1970].

а — активный лед; б — «мертвый» лед; в — холмисто-грядовый моренный рельеф; 1 — лед; 2 — морена.

го имеют принципиальное значение, так как показывают сложность рельефообразования в ледниковой зоне и предостерегают от слишком смелых реконструкций истории оледенения.

В горах описывается сильно пересеченный и более сглаженный холмисто-грядовый моренный рельеф. Различия в его морфологии объясняются возрастом. Например, на Алтае более сглаженный холмисто-моренный рельеф соответствует древнему, возможно даже среднечетвертичному оледенению, а свежий, пересеченный и изобилующий термокарстовыми провалами, сформирован в молодые фазы позднечетвертичного оледенения [Девяткин Е. В., 1965; Ивановский Л. Н., 1967; Ивановский Л. Н., Титова З. А., 1971].

Холмисто-моренный рельеф не всегда может служить показателем стадии оледенения, поэтому его нужно отличать от напорных морен. Отличие холмисто-моренного рельефа заключается не только в его морфологии, но и в том, что напорно-насыпные конечные морены сложены обломочным материалом и, как правило, лишены ледяного ядра с самого начала их образования, тогда как холмисто-моренный рельеф в начале своего формирования имеет такое ядро.

Насыпные морены в разрезе не обнаруживают какой-либо сортировки или ориентировки обломочного материала (так же, как морены напора). Холмисто-моренный рельеф также может быть сложен неориентированным обломочным материалом, но, как показал С. А. Евтеев (1965а, б), ориентировка обломочного материала в толще мореносодержащего льда может носить и упорядоченный характер, обломки располагаются в толще льда длинными осями в направлении движения. При отчленении мореносодержащего льда от массы ледника могут создаваться такие условия, когда толща отложенной морены сохраняет ориентировку обломочного материала. Кроме того, как показали исследования Ю. А. Лаврушина (1969), в составе отложений холмисто-моренного рельефа, отличающегося большой сложностью, кроме абляционной, срединной и боковых морен встречаются флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки, которые могут сохранять первичную слоистость.

«Мертвый» лед при деградации ледника может образоваться блоками разных размеров. При значительной засоренности поверхности приконцевой части ледника мощным слоем морены лед предохраняется от таяния и тает выше по леднику. Вдоль границы особенно мощного покрова морены и поперек ледника образуется ложбина, постепенно углубляющаяся и все больше изолирующая приконцевую часть ледника. В результате вблизи конца ледника лед становится неподвижным и погребенным мореной. При этом перед ледником образуется псевдоконечная морена, по которой нельзя судить об обратимости ледникового процесса. Такие валы с ледяным ядром образуют довольно правильную дугу с холмами и беспорядочно расположенными

небольшими озерами. Подобный рельеф особенно часто встречается в Забайкалье и на Северо-Востоке СССР. Так, Ю. П. Баранова (1960) на Анадыре, характеризуя моренный рельеф подобного типа, отмечает, что такие морены нельзя принимать за напорные. Большие массы «мертвого» льда описывает М. М. Корейша (1963) у морен ледников хр. Сунтар-Хаята. Он отмечает, что большие количества «мертвого» льда в морене приводят к очень хорошему развитию внешних форм конечной морены. Это подтверждено вблизи многих ледников хр. Кодар, где конечные морены высотой от 30 до 120 м содержат мощные ледяные ядра [Штюмер Ю. А., 1962].

На Камчатке у современных ледников незадернованные морены с очень свежим обликом сложены неслоистым и несортированным материалом, часть холмов имеет ледяные ядра [Брайцева О. А., и др., 1968]. Такая же конечная морена с ледяным ядром описана В. С. Преображенским и Ю. М. Моделем (1965) в Кроноцком ледниковом узле перед ледником Корято в верховьях р. Большая Чажма. Интересно отметить, что высота вала над свободным ото льда пространством 30 м, а над поверхностью льда — 8—15 м. Отслаивание описываемых глыб льда, покрытых обломочным материалом морены, может происходить по-видимому, при достаточно сильной перегруженности мореной конца ледника, о чем, например, пишут Н. М. Сватков и Д. Г. Цветков (1965) для ледников района бухты Мачевна в Корякской горной стране.

Формирование крупных блоков «мертвого» льда может быть связано с быстрым распадом подпруженного ледника, часто залегающего в пологой и широкой долине или вытекающего во внутреннюю котловину. Значительная площадь льда у конца ледника отделяется и становится неподвижной, покрытой мореной. Теоретически расчеты образования «мертвого» льда при распаде крупного ледника произведены М. В. Троновым (1954, 1966) и проверены Л. Н. Ивановским (1956) на примере ледниковых долин Алтая. Отчленение крупных участков ледникового языка при деградации оледенения особенно характерно для ледников подножий, спускавшихся во внутриторные котловины, предгорья и по пологим долинам, где развивается подпруживание ледниковых масс. При таких условиях развитие холмисто-моренного рельефа обеспечивается необратимым ледниковым процессом, когда при новой депрессии снеговой линии распад ледника продолжается.

Таяние отделившегося «мертвого» льда происходит, по-видимому, этапами, что также не может не повлиять на рельеф морены. Так, В. П. Чичагов (1963) описывает распад ледникового массива Джержаятай-Ингондинской депрессии в Восточном Забайкалье. Этот массив вначале распался на несколько полей, причем поля отделились по наиболее пониженным местам котловины. Позднее началось бурное таяние оставшегося льда.

По мнению Э. И. Равского и других [Антропогенные отложения..., 1964], таяние «мертвых» льдов приводит к формированию ступенчатости морены, которая отмечается, например, в Мондинской котловине Восточного Саяна.

Своеобразные формы рельефа, образующиеся при таянии «мертвого» льда, описывает Н. Н. Арманд (1964) на Кольском полуострове. Она назвала его грядово-кольцевым рельефом морены. Разрушение крупного массива «мертвого» льда происходит крайне неравномерно в силу различной мощности морены, лежащей на поверхности. Первоначально целый массив льда постепенно распадается на отдельные глыбы, не связанные одна с другой. Пока глыбы, покрытые мореной, образовывали положительные формы рельефа, обломочный материал сползал с бугров и увеличивал мощность морены вокруг них. По мере таяния льда на месте ледяного бугра оставалась термокарстовая впадина. После окончательного исчезновения льда формировался грядово-кольцевой рельеф с многочисленными котловинами, занятыми озерами.

Другая форма конечно-моренных образований, связанных с отмиранием конца ледника, — моренные языки. Они непосредственно не связаны с концом ледника, перед которым может располагаться флювиогляциальная площадка или небольшое озеро. Моренные языки отлагаются на участках пологой долины, где скорости движения льда у приконцевой части ледника уменьшаются и во время деградации оледенения значительные участки ледника, покрытые мореной, отделяются и постепенно тают. Такие формы рельефа конечной морены описаны на Камчатке [Брайцева О. А. и др., 1968], в горах Алтая [Ивановский Л. Н., 1967]. На Алтае подобную форму можно наблюдать вблизи ледника Софийского в Южно-Чуйском хребте. Здесь моренный язык сформировался на более пологой части долины и до самого последнего времени еще содержал неподвижный лед. Выше расположено небольшое озеро, еще выше которого находится несколько низких молодых конечных морен насыпания. Описываемый моренный язык сформировался при деградации Софийского ледника в историческое время.

В настоящее время в горах Сибири и Дальнего Востока не образуется значительных участков «мертвого» льда, так как нет крупных распадающихся ледников. Современные ледники отступили в глубь гор, где даже небольшие изменения снеговой линии вызывали колебания ледников. Формирование «мертвого» льда в результате отделения небольших блоков льда, напротив, явление частое и распространено там, где энергия оледенения небольшая.

Таким образом, присутствие холмисто-моренного рельефа в горных долинах не показатель стадий отступления ледника или его остановки. Этот рельеф свидетельствует об отмирании конца ледника, который был подпружен. Детальное изучение морфоло-

гии крупных площадей холмисто-моренного рельефа дает также возможность судить о ходе деградации оледенения, развитии необратимого ледникового процесса, формировании рельефа приледниковой зоны и флювиогляциальных полей.

Каменные глетчеры

На протяжении малых ледников в настоящее время формируются сплошные моренные языки — каменные глетчеры. Они возникают при слиянии срединных, верхних, боковых и донных морен в условиях медленного движения отмирающего ледника. Длина таких конечно-моренных образований может достигать нескольких километров и занимать всю ширину долины. Старые каменные глетчеры начинаются часто в сухих теперь карах и коротких долинах [Иверонова М. И., 1950; Гросвальд М. Г., 1959; Ивановский Л. Н., 1967, 1977; Максимов Е. В., 1972; Горбунов А. П., 1975; Гобеджишвили Р. Г., 1978; Глазовский А. Ф., 1978].

Конечно-моренные образования типа каменного глетчера в ледниковых долинах севера Сибири исследованы недостаточно, например, остается неясным их распространение в долинах. Между тем исследования на Алтае показали их широкое распространение. В некоторых долинах здесь встречается десять и больше крупных каменных глетчеров. На восточном склоне Катунского хребта почти каждая долина занята не одним каменным глетчером. В некоторых долинах Алтая они достигают почти 4 км длины, часто боковые висячие долины целиком загромаждены языком каменного глетчера, причем скрыты неровности ложа долины, а питаются они обломочным материалом не только от ледника, но и от крутых склонов. Подобные каменные глетчеры становятся переходной формой с каменным потоком.

Средняя ширина языка каменного глетчера 250—300 м, известная максимальная — 500 м. А. Ф. Глазовский (1978) делит каменные глетчеры на языковидные и серповидные. Подобные формы обуславливаются обычно характером вмещающего их рельефа. В карах они чаще серповидные, в долинах имеют форму каменных языков. Внешний склон каменного глетчера крутой (30—35°). Высота лобовой части глетчеров достигает 50—60 м и больше. Многие каменные глетчеры по своим краям переходят в боковые морены, продолжающиеся на ледник. В средней части поверхность каменного глетчера изобилует провалами, свидетельствующими о постепенном таянии погребенного льда. Моренные языки пересекаются невысокими валами, которые отделяются ложбинами глубиной свыше 10—15 м. Каменные глетчеры сложены грубыми обломками горных пород различной величины или несколькими конечными мо-

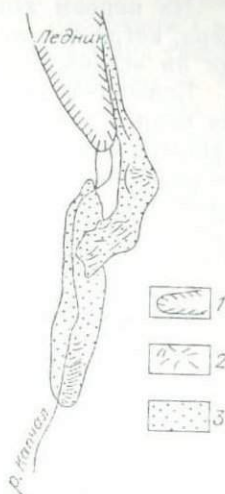
Рис. 27. Наложенный каменный глетчер по долине р. Капчал на Алтае.

1 — ледник; 2 — гряды на поверхности каменного глетчера; 3 — моренные отложения.

ренами послесартанских стадий, которые могут быть не только придвинутыми друг к другу, но и вследствие дальнейшего сползания надвинутыми одна на другую, более древнюю [Ивановский Л. Н., 1977].

На примере Кавказа и Памиро-Алая В. И. Бруханда (1976) предложил различать следующие разновидности каменных глетчеров: I — простой одноступенчатый, II — простой многоступенчатый наложенный, III — простой многоступенчатый неналоженный, IV — сложный многоступенчатый наложенный, V — сложный многоступенчатый неналоженный (рис. 27). Сама по себе морфологическая типизация каменных глетчеров представляет определенный интерес, однако выделение неналоженных каменных глетчеров приводит к тому (или может привести), что конечные морены стадий, расположенные последовательно по долине, фактически уравниваются с каменными глетчерами, имеющими другую морфологию. По нашему мнению, это делать не следует, так как восстановление жизнедеятельности ледника в послесартанское время усложнится. В предложенном разделении следует оставить только те каменные глетчеры, которые автор относит к «простым» и «простым наложенным» и сложным «многоступенчатым наложенным» (см. рис. 27).

Продолжительность формирования каменных глетчеров может быть весьма различной. Нами описаны каменные глетчеры на Алтае, которые охватывают не одну стадию послесартанского оледенения [Ивановский Л. Н., 1977], а В. И. Бруханда (1976) характеризует каменные глетчеры Памиро-Алая, развивающиеся в течение нескольких десятилетий. За весьма короткое время сформировался ряд каменных глетчеров и на Кавказе. Быстрое образование каменных глетчеров В. И. Бруханда связывает с ледниковыми пульсациями, которые отмечены в настоящее время как на Памиро-Алае, так и на Кавказе. Следует отметить, что для гор Сибири и Дальнего Востока настоящие пульсирующие ледники были, возможно, в прошлом, до значительного сокращения оледенения. Длительное развитие каменных глетчеров подразделяется на несколько этапов, по-видимому неодинаковых в разных горных странах и долинах. В общем виде выделяется четыре главных этапа.



На первом этапе происходит зарождение каменного глетчера, когда ледник уже отступил в верховья долины. В это время он все больше засыпается обломочным материалом.

Более совершенная форма каменного глетчера отмечается на втором этапе его развития. Она представлена «забронированным» мореной ледником. У таких ледников без специальных работ невозможно установить границу сплошного льда. «Забронированные» ледники могут включать блоки «мертвого» льда, но чаще лед продолжается до конца формирующегося каменного глетчера. В таких случаях важно решить вопрос, где искать конечную морену — у конца каменного глетчера или ближе к открытой части? Видимо, для этого нужно определить границу движущегося льда ледника, которая может быть скрыта под мореной.

«Забронированные» ледники известны в горах Алтая и Тянь-Шаня. Например, ледник длиной около 2 км лежит на юго-восточном склоне вершины Ирбисту в Юго-Восточном Алтае, его нижняя часть на протяжении 0,7—0,8 км забронирована мореной. Мощность моренного слоя возрастает вниз по течению и вблизи конца ледника превосходит 1,5 м. В средней части ледника морена собрана в поперечнике в изгибающиеся вниз по течению низкие гряды.

Каменный глетчер окончательно формируется в третий этап развития, во время которого на его поверхности выделяются четкие продольные и глубокие поперечные ложбины. Конец ледника не виден, поскольку он продолжается под моренным материалом. В некоторых случаях каменный глетчер сложен последовательно надвинутыми разновозрастными стадийными моренами. Таким образом, моренная толща такого глетчера немонолитна, увлажнение рыхлых отложений неравномерно, содержание льда и его происхождение различны. Все это определяет дифференциальные криогенные подвижки поверхностных слоев рыхлых отложений и пластические перемещения сцементированной вторичным и первичным льдом массы каменного глетчера. Отдельные участки конечно-моренного образования могут двигаться под влиянием различных склоновых процессов, другие же находятся в состоянии покоя. В результате образуются поперечные гряды, ложбины, уступы и пр. Наиболее древняя приконцевая часть каменного глетчера представлена фронтальным уступом и больше других перемешана со склоновыми отложениями и сцементирована инфильтрационным льдом. Задернованность поверхности каменного глетчера резко увеличивается по границам конечных морен стадий оледенения.

На четвертом этапе таяние ледника заканчивается, процесс мореноформирования прекращается, а древние моренные отложения постепенно смешиваются с продуктами выветривания склонов долины. Часто такой каменный глетчер трудно отли-

чить от каменного потока, особенно в старых карах. По-видимому, подобный каменный глетчер описан в Восточном Саяне М. Г. Гросвальдом (1959), где в одном из каров ледника уже нет, а каменный глетчер продолжает развиваться только за счет обломочного материала, поступающего со склонов. На Куррайском хребте Алтая долина Куэхтанара занята каменным глетчером длиной 3 км с фронтальным откосом высотой 30 м. Продольные ложбины, обычно ограничивающие каменный глетчер, засыпаны осыпями и конусами лавин, доходящими до середины долины. Благодаря этому поперечный профиль каменного глетчера здесь преобразован в вогнутый.

Исследования на Алтае показывают, что крупные каменные глетчеры развивались в течение ряда стадий оледенения голоцена. Они неоднократно испытывали межстадиальные вытаивания льда. В таких глетчерах единого одновозрастного и однотипного льда не сохранилось. Растаявший погребенный лед при последующем похолодании замещался вторичным льдом, например инфильтрационным (рис. 28).

Таким образом, в каждом каменном глетчере может содержаться лед более поздний, чем вмещающие его рыхлые отложения. Постепенно каменный глетчер теряет индивидуальные морфологические особенности, засыпается обломочным материалом, поступающим со склонов долины, и трансформируется в каменный поток, который может сползать еще ниже по долине по мере образования инфильтрационного льда, его пластических деформаций, а также в результате солифлюкции и других способов движения продуктов выветривания.

Каменные глетчеры по своей морфологии сходны с широко распространенными каменными потоками, которые возникают на горных склонах и в долинах, но не связаны с ледниковой деятельностью. Каменные потоки нужно рассматривать как



Рис. 28. Каменный глетчер в горах Биш-Ирду на Алтае.

формы морфоскульптуры вне зависимости от характера первоначального источника обломочного материала, как форму массовых движений обломочного материала на склонах. Настоящие каменные глетчеры всегда связаны с оледенением и постоянно изменяют свою форму, поэтому многообразие их морфологии является следствием того, что исследователи видели каменные глетчеры на различных этапах своего развития.

Формы и состав конечно-моренного рельефа отражают жизнедеятельность ледника; в благоприятных условиях моренные отложения могут быть погребены. Но в этом случае возможность оценки границ оледенения и числа стадий остается такой же, как и в случае нахождения их в непогребенном состоянии. В связи с этим требуется дальнейшая разработка критериев отделения погребенных морен от селевых, солифлюкционных и других отложений. Вместе с изменением природных условий такие признаки могут меняться. Морены горных стран имеют комплекс сходных признаков, но даже в соседних горах они развиты неодинаково. Впрочем, этот вопрос в Сибири изучался слабо. Следует также отметить, что конечно-моренные образования позднеплейстоценовых ледников должны изучаться как система, которая может быть представлена различными морфологическими формами: конечными моренами напора — насыпания, моренами-языками, холмисто-моренным и грядово-холмистым рельефом, каменными глетчерами. Сами каменные глетчеры по строению весьма разнообразны и находятся на разных этапах своего развития, они неоднородны, разновозрастны в своих частях и в основном относятся к голоценовым стадиям отступления.

Некоторые формы псевдоморен в горах и граница оледенения

В арктических и субарктических районах, а также высоко в горах активно развиваются различные экзогенные процессы, которые нередко вырабатывают сходные формы рельефа. Например, нивация, грязекаменные потоки, обвало-оползни формируют формы рельефа, во многом сходные с ледниковыми. Поэтому не удивительна возможность ошибочной оценки генезиса ряда форм рельефа. Напротив, в некоторых случаях в ледниковых районах бывает трудно найти следы деятельности древних ледников, на что уже обращали внимание В. Н. Сакс (1959) и С. Ф. Бискэ (1978). К каким результатам это положение приводит, видно из работ Ю. П. Пармузина (1972, 1973), который отрицает роль ледников в выработке форм рельефа во многих районах горного оледенения. Критика его работ некоторыми авторами вскрывает ряд ошибок, показав бессмысленность отрицания роли древнего оледенения в выра-

ботке высокогорного рельефа в горах Сибири и Дальнего Востока.

В горах встречаются псевдогляциальные формы рельефа, как скульптурные, так и аккумулятивные. При определении генезиса аккумулятивных форм ошибки более вероятны, чем при определении скульптурных (каров, трогов и их деталей). Значительно легче отличить ледниковый кар от нивального или ледниковую долину от неледниковой, чем, например, морену от селевых или даже солифлюкционных отложений. Чтобы отличить моренную форму рельефа от неморенных, всегда требуются сравнительно детальные исследования. Между тем при реконструкции границ древнего оледенения решающим фактором является правильная интерпретация аккумулятивных форм, в особенности конечных морен.

Достоверное определение генезиса отложений и форм рельефа обеспечивает основу правильной реконструкции ледниковых событий. Однако среди исследователей нередко возникают споры о происхождении той или иной формы рельефа и образующих их отложений. В связи с этим необходимо обратить внимание на опыт работы в горах Сибири и Дальнего Востока, полученный исследователями за последние 30—40 лет. Он показывает, что при реконструкции оледенения большое значение имеет применение географического метода распознавания генезиса форм рельефа, с помощью которого можно оценивать возможности существования ледниковой формы рельефа в имеющемся географическом окружении. Работая в горах, исследователь встречается с формами, которые не могут быть гляциальными уже по своему географическому положению, однако по своей морфологии они похожи или трудно отличимы от ледниковых, тем не менее их широко используют как доказательство древнего оледенения. Поэтому в горах Сибири возможны ошибки при установлении границ древних ледников.

Так, за боковые и конечные морены у подножия склонов принимаются мощные нагромождения грубообломочного материала, который благодаря своей увлажненности и частым сменам температуры движется даже по небольшим уклонам, образуя короткие, часто изогнутые высокие гряды. Подобные формы рельефа можно проследить вдоль склонов долин на значительных расстояниях. Б. Ф. Сперанский (1937) принял за боковые и стадияльные конечные морены так называемого «чуйского» оледенения присклоновые отложения, расположенные вдоль подножия Курайского хребта на Алтае, на участке между Чуйской и Курайской котловинами. Строение присклоновой части долины р. Чуи выше и ниже долины р. Куэханар характеризуется высокими осыпями (высота больше 400 м). Внизу эти осыпи постепенно переходят в короткие языкообразные нагромождения щебня, остроугольных плит и глыб в основном метаморфических сланцев коричневого цвета (курай-

ская формация). Присклоновые нагромождения обломочного материала здесь не имеют какого-либо отношения к деятельности древнего ледника, конечные морены которого лежат в приустевой части долины р. Куэхтанар. На этом же участке долины р. Чуи можно также наблюдать щебневые валы высотой до 80 м над верхом 40—45-метровой террасы. Формирование подобных щебневых валов описано В. А. Обручевым (1915) в долине р. Карагем на Алтае. Мы их наблюдали в хр. Хамар-Дабан по долине р. Снежной и других местах. Образование щебневых валов интенсивно происходит в зимнее время. Зимой, когда склоны покрыты снегом и по его поверхности постоянно сходят лавины, у подножия склонов постепенно накапливается вал обломочного материала, который отделен от коренного склона продольной ложбиной. Зимой эта ложбина заносится снегом и продукты выветривания концентрируются на некотором отдалении от склона.

Кроме долин подобные же присклоновые валы и гряды развиваются в карах. Нам неоднократно приходилось наблюдать в карах довольно высокие валы грубообломочного материала, которые можно принять за древние морены. Они расположены вдоль подножий склонов. А. Д. Армац (1960) такие же «присклоновые валы» описывает в Хибинах. Он справедливо объясняет формирование этих валов путем скатывания обломков со скалистой стенки кара по наклонной скалистой или снежной поверхности.

За конечно-моренные образования в некоторых горных странах принимаются каменные потоки. Так, В. С. Преображенский (1960), исследуя оледенение хр. Кодар, в ряде долин отметил «серповидную псевдоморену». Эти образования имеют форму полумесяца или серпа с рогами, обращенными в сторону склона. Высота псевдоморен достигает 30—40 м. В. С. Преображенский (1960) отмечает, что рога псевдоморен примыкают к склону осыпи и сходство с мореной — не случайное явление: обе эти формы являются следствием движения ледокаменной массы по уклону. По мнению автора монографии, эти образования генетически стоят в одном ряду с каменными глетчерами: судя по описанию В. С. Преображенского, здесь мы имеем дело с каменными потоками. Он отмечает, что в некоторых долинах встречаются серии расположенных одна над другой серповидных форм псевдоморен, размеры их нарастают вниз по склону. Следует отметить слабую изученность каменных потоков в хр. Кодар, и поэтому неудивительно, что в этой горной стране легко принять за конечные морены те образования, которые В. С. Преображенский описывает как псевдоморены. Возможно, что именно эти образования в хр. Кодар Е. В. Максимов (1966б) принимает за конечные морены, о чем свидетельствуют данные В. Р. Алексеева, Д. А. Тимофеева (1969), которые пишут, что за конечные морены Е. В. Максимовым принимаются

обвальнo-осыпные отложения. В связи с этим Д. В. Лопатин (1969) сообщает, что в хр. Кодар только в отдельных долинах устанавливается четыре-пять конечных морен, а не восемь, как считает Е. В. Максимов. На основе неверного диагноза отложений и рельефа в хр. Кодар Е. В. Максимовым представлена некая идеальная схема деградации последнего оледенения, сопоставленная им с деградацией ледников других горных стран.

На крутых склонах гор развиваются также обвалы, обвалооползны и оползны. Они образуются (особенно в Восточной Сибири) как следствие многочисленных катастрофических землетрясений. О грандиозных обвалах в горах Северного Забайкалья и Прибайкалья уже писали много раз. Так, в долине р. Апсат (хр. Кодар) конусы обвалов протяженностью до 800 м изменили течение р. Апсат [Хилько С. Д., 1966]. Поверхность обвала имеет холмисто-западинный рельеф, сложенный разнообразными обломками гранитов и дресвой песчаников. Этот характерный рельеф может быть определен как моренный, тем самым будет допущена ошибка в оценке границ ледника. Обрушившаяся масса породы часто загромождает днище долины и образует подпруженные озера, которые могут быть приняты за моренные. Так, по долине р. Селенгушки (притока р. Снежной) в хр. Хамар-Дабан подпрудное озеро принимается рядом исследователей как моренно-подпрудное. В действительности это озеро возникло в результате обвала породы объемом более 2 млн. м³ с левого борта долины при сейсмическом толчке в пределах Снежинской сейсмогенной структуры [Хромовских В. С., 1965]. Другим примером служит обвал в долине р. Чуи на Алтае, где ниже устья р. Саакпанды В. А. Обручев (1915) описал «мореноподобные» холмы, которые можно принять за настоящую конечную морену. Псевдоморена лежит на террасе р. Чуи высотой 40—45 м. Вблизи р. Куэхтанар эта терраса фациально замещается отложениями конечной морены. Поперечник этого грандиозного обвала достигает нескольких сот метров, занимая правый участок долины до русла реки. Обломочный материал обвала вынесен к низкой террасе, на берег р. Чуи. По форме обвальная масса в плане образует овал, обращенный длинной стороной к тальвегу долины. Краевые гряды обвала возвышаются над 40—45-метровой террасой на 10—25 м. Передовой вал обвала бугрист и осложнен многочисленными холмиками. Обломочный материал вала представлен щебнем, дресвой, плитами сланцев серого и грязно-бурого цвета. Против центральной части обвала расположено понижение (ударная котловина), заросшее лиственницей. Поверхность здесь испещрена буграми, между которыми находится небольшое озеро, питающееся со стороны увлажненного коренного склона долины (рис. 29). Все эти нагромождения к древнему оледенению имеют только косвенное отношение. На Алтае



Рис. 29. Обвал в долине р. Чуи на Алтае.

за конечную морену так называемой огневской стадии оледенения ошибочно принят обвал с правого борта долины р. Катунь [Варданыц Л. А., 1938; Попов В. Е., 1954; Раковец О. А., Шмидт Г. А., 1963] (рис. 30).

Острую дискуссию вызывают отложения и формы рельефа в долинах, которые одни принимают за селевые, а другие — за ледниковые. Этот спор начался еще между В. А. Обручевым (1916) и А. К. Мейстером (1910, 1917) при изучении Олекмо-Витимской горной страны. В хр. Хамар-Дабан он не закончил-

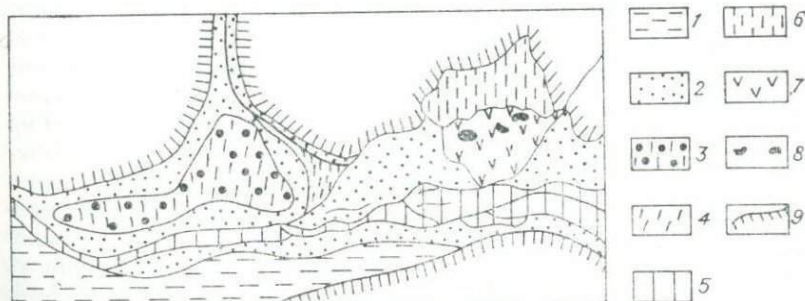


Рис. 30. Геоморфологическая схема района обвала в долине р. Катунь. Террасы: 1 — высокие (выше 50 м), 2 — низкие, 3 — средней высоты (выше 12 м); 4 — осыпь; 5 — русло главной реки; 6 — ниша отрыва обвала; 7 — масса обвалившихся горных пород; 8 — озера; 9 — коренной склон.



Рисунок В. Н. Байбородина.

ся до сих пор. Высказанное И. Д. Черским (1886) мнение о селевом генезисе валунных суглиносупесей по долинам северного склона хр. Хамар-Дабан решительно отвергалось во время увлечения ледниковой гипотезой. Ледниковый генезис гряд долгое время здесь не вызывал каких-либо вопросов. Между тем само географическое положение исследуемого рельефа на южном побережье Байкала должно было вызвать сомнение в его гляциальном генезисе. В самом деле, в настоящее время при высоте «уровня 365» (снеговая линия второго рода) над северными склонами хр. Хамар Дабан 3500—3600 м и при высоте междуречий хребта в среднем 2000 м, даже при депрессии снеговой линии в 1000—1200 м, ледники в карах могли формироваться лишь за счет дополнительной концентрации снега. Крупных ледников, которые достигали бы Байкала, здесь быть не могло. На террасах рек, впадающих в Байкал, распространен грядовый рельеф, сложенный несортированной валунной суглиносупесью, причем валуны окатаны, а галька имеет 3-й и даже 4-й классы окатанности. Морфологическая деятельность современных селей здесь весьма активна. Она была еще более интенсивной во время оледенения, когда ледники боковых долин создавали запруды, при прорывах которых реки превращались в грязе-каменные потоки. Еще В. А. Обручев (1934) предупреждал исследователей побережья Байкала о возможности приноса селями больших валунов, несортированной ма-



Рис. 31. Псевдолодниковые (селевые) глыбы и окатанные валуны в долине р. Безымянной (южное побережье Байкала).

Фото В. Б. Дробота.

териала, который он видел в береговых обнажениях по рекам и в выемках железной дороги, а также в виде валов и гряд в низовьях долин. Несостоятельность мнения о ледниковом генезисе гряд, сложенных валунной суглиносупесью, не подтверждается [Ивановский Л. Н., 1976]. Вывод, сделанный для хр. Хамар-Дабан, во многих случаях должен быть учтен и для других горноледниковых районов Сибири и Дальнего Востока, так как многие магистральные долины были подпружены боковыми ледниками в то же время. При прорывах таких подпруд реки переносили массы обломочного материала, рассеянного по террасам долин Алтая, Саян, Хамар-Дабана и др. («перемытые морены») (рис. 31).

За холмисто-моренный рельеф принимают интенсивно развивающийся термокарст. Такой псевдохолмисто-моренный рельеф описан на плоскогорье Ештык-Коль в Центральном Алтае Ю. А. Кузнецовым (1939). Он принял его за морены ештыккольского оледенения (миндель). При ближайшем ознакомлении с этим рельефом установлено, что основой его формирования являются озерно-болотные отложения с остатками древесины погребенных почвенных горизонтов, залегающих в мерзлом состоянии. В связи с общим потеплением по этим горизонтально залегающим отложениям развиваются термокарстовые формы, причем воронки, заполненные водой, лежат на разных уровнях и достигают 9—10 м глубины.

Другой, не менее характерный пример, вызывающий споры, — оценка древнего оледенения на Северо-Востоке СССР

в Малык-Сиенской впадине. Некоторые исследователи, работавшие здесь, полагают, что несортированные валунные образования и холмисто-грядовый рельеф созданы ледниками, неоднократно покрывавшими впадину. Напротив, В. В. Заморуев (1977) считает, что рельеф Малык-Сиенской впадины нет оснований рассматривать в качестве холмисто-моренного, а правильнее всего было бы назвать его эрозионно-денудационным. Автор сообщает, что возникновение озерных котловин, местами осложняющих рельеф такого типа (междуречье р. Берелех и р. Малык-Сиен), объяснимо термокарстовыми процессами — вытаяванием льда, включенного в осадки кюрбеляхской толщи.

Граница стадии или максимальной фазы оледенения может быть определена ошибочно в магистральной долине по выдвинутым из боковой долины или крутого лога каменным глетчерам, каменным потокам, моренам, селевым выносам и пр. В качестве примера подобной ошибки можно привести выдвинутые из боковых долин и принятые за конечные морены максимальной фазы оледенения по главным долинам на р. Катунь ниже устья р. Аккем и по долине р. Чуи выше местечка Ербалык. Конечную морену ниже устья р. Аккем Л. А. Варданыц (1938) считал результатом деятельности аккемского ледника. Она стала опорной для построения схемы деградации последнего оледенения [Рагозин Л. А., 1942; Попов В. Е., 1954]. По положению этой конечной морены подсчитана депрессия снеговой линии максимальной фазы вюрма в 1200 м. Но М. В. Тронов выполнил расчет, который показал, что при такой депрессии снеговой линии ледник, спускавшийся по долине р. Аккем, должен был иметь огромную мощность и достигать, по крайней мере, окраин гор Алтая. Геолого-геоморфологические исследования показали, что конечная морена ниже устья р. Аккем в действительности вынесена из висячей долины р. Уйгон.

По долине р. Чуи выше устья р. Ербалык то, что раньше вслед за Ю. А. Кузнецовым (1939) и В. А. Обручевым (1915) принималось нами за конечную морену [Ивановский Л. Н., 1967] ледника Маша-Юл, в действительности является языками древних каменных глетчеров и обвалов, спустившихся с правого борта долины их старых каров. Следовательно, нужно отказаться от прежних представлений о нахождении конечной морены максимума позднеплейстоценового (вюрмского) оледенения выше устья р. Ербалык.

Приведенные примеры ошибочной интерпретации генезиса рыхлых отложений совершенно не означают какого-либо отрицания или сокращения размеров горного оледенения плейстоцена. Неправильное определение генезиса форм рельефа и отложений, увеличивающее размеры древнего оледенения, дискредитирует ледниковую теорию и приводит к рассуждениям о якобы полном отсутствии следов древнего оледенения гор. Географический метод свидетельствует о неприемлемости доказательств якобы отсутствия древнего горного оледенения.

ВОПРОСЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ И ВОЗРАСТА КОНЕЧНЫХ МОРЕН САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Современное оледенение гор как восстановившийся остаток прежнего оледенения

Согласно многим исследователям и нашей сводке [Ивановский Л. Н., 1976], в горах Сибири и Дальнего Востока в настоящее время насчитывается свыше 3000 ледников с общей площадью больше 2500 км², а если учитывать ледники арктических островов, то она превосходит 20 000 км². По числу ледников в Сибири и на Дальнем Востоке выделяется Алтай, по их площади и размерам — Камчатка. В СССР известно больше 8000 горных ледников площадью свыше 81 900 км² [Гросвальд М. Г., Котляков В. М., 1970]. Таким образом, в Сибири находится примерно 1/3 всех горных ледников СССР, однако они занимают около 3% их общей площади. Современное горное оледенение Сибири и Дальнего Востока представлено в основном малыми ледниками — каровыми и остаточными в карах, висячекаровыми, реже долинно-каровыми, висячими, которые расположены иногда под самыми гребнями в виде карнизов и навесов.

Значительно меньше долинных ледников. Число их в горах редко превышает 20—25% общего количества. Крупнейший горный ледник (Бельченок) длиной свыше 19 км расположен на Камчатке. На Алтае длина больших ледников не превосходит 10 км. В массивах Буордах системы хр. Черского фирновые бассейны долинных ледников находятся в верховьях рек Люнкида и Большой Лево-Люнкидэнский длиной 8,5 км и площадью 8,25 км². В Корякских горах М. И. Малых (1958) обнаружил 27 ледников длиной от 1,5 до 7,5 км. В хр. Сунтар-Хаята самый длинный ледник достигает 7 км, а другие лишь немного превосходят 4 км [Корейша М. М., 1963].

Таким образом, изучение оледенения гор севера Азии в значительной степени разрешает проблемы, связанные с существованием и зарождением малых ледников, с их гидрологической активностью, геоморфологической ролью, палеогеографической значимостью.

Сравнительно небольшое современное оледенение гор Северной Азии некоторыми исследователями рассматривается как остаток большого горно-долинного оледенения, которое было в прошлом. Так, Ю. Н. Попов (1947) относит все ледники северо-востока Азии к реликтам плейстоценовой эпохи.

Л. Д. Мирошников (1962), изучив ледники Таймыра, пришел к выводу, что потепление после сартанской стадии было недостаточным для исчезновения ледников на больших высотах (до 1000 м). В горах Барранга ледники продолжают существовать, питаясь за счет горных снежников. К голоценовым реликтам относят ледники Корякского нагорья К. С. Агеев и А. В. Дитмар (1964). Г. М. Томилов (1965) считает современные ледники Саян остатками более мощных ледников, существовавших во время оледенения. В. Г. Миллер (1970) относит ледники Сунтарского и Буордахского высокогорных районов к реликтовым. По мнению В. С. Шейнкмана (1978), в Верхояно-Колымской горной стране современные глетчеры являются остатками ледников голоценовой эпохи. И. П. Герасимов принимает небольшие современные ледники в области сибирского полюса холода за остатки несколько большего оледенения недалекого геологического прошлого. Он высказал интересные предположения о том, что «гляциальные образования этой области, уступая соседним территориям по площади и мощности, отличались особенно длительным существованием благодаря большой консервативности климатической обстановки» [Герасимов И. П., 1961, с. 30].

Вместе с тем многие доказывают, что ледники горных хребтов Сибири и Дальнего Востока возникли после последнего потепления в голоцене. М. В. Тронов (1949) высказал суждение, что современное оледенение Алтая остаточное лишь по сравнению с начальным положением регрессивной фазы. Ледники последней фазы деградации в виде малых форм оледенения не являются прямыми реликтами древнего оледенения.

В. С. Преображенский (1960) и М. М. Корейша (1963) сделали выводы, что в горах Кодар и Сунтар-Хаята все ледники (а не только малые формы оледенения) не являются реликтами последней эпохи оледенения, а достигли своего максимума в недавнем историческом прошлом и что нет признаков их существования в более раннюю историческую эпоху. На этом основании М. М. Корейша даже объясняет отсутствие конечных морен исторического возраста в хр. Сунтар-Хаята.

Даже для таких удаленных на север районов, как Таймыр, доказывается, что в последний межстадиал ледники полностью таяли, а некоторые сильно сокращались. Л. С. Говоруха и В. М. Макеев (1970) пишут, что «оледенение гор Бырранга, по-видимому, полностью исчезло, или во всяком случае, значительно сокращалось в период древнеголоценового потепления в эпоху климатического оптимума и не может считаться реликтом зырянского ледникового покрова» (с. 69). Они обосновывают это находками погребенных остатков исчезнувшей лесной растительности, распространявшейся в последниковое время вплоть до мыса Челюскина, т. е. далеко к северу от современной границы леса. Балансовые наблюдения над современ-

ными ледниками показывают большой ежегодный дефицит массы льда. Стаивание сейчас превышает величину сезонного накопления не менее чем в 1,5 раза. По мнению авторов, это наводит на мысль о молодом, постплейстоценовом, возрасте ледников. Зарождение ледников гор Бырранга относится к позднему голоцену и последовало после климатического оптимума. Таким периодом мог быть «малый ледниковый век».

Вопрос о зарождении ледников не может быть решен однозначно для всех ледников Северной Азии. Если разбирать непрерывную унаследованность ледников от максимума позднплейстоценового оледенения, то в некоторых местах этот остаток должен сохранить свою полную преемственность. В горах с меньшими высотами ледники в позднплейстоценовое и голоценовое время и в последний межстадиал могли полностью таять и вновь возникать несколько раз. Следы одного такого полного таяния можно наблюдать в старых карах Саян и Алтая, где находятся конечные морены середины XIX в. Другой случай описывает Ю. П. Дегтяренко (1961), который определил время возникновения современных ледников Корякского нагорья в 2500—4000 лет назад и обратил внимание на то, что зарождение ледников здесь совпадает с эпохой малого ледникового века на Аляске и с исторической стадией Северной Америки и Евразии, относимой по времени к концу первого тысячелетия до нашей эры и началу нашей эры.

По данным Л. С. Говорухи и В. М. Макеева (1970), нет уверенности в полном исчезновении ледников в голоцене на Северной Земле. Здесь может идти речь только о сравнительно значительном сокращении оледенения в это время. На Алтае (в хребтах Чуйском и Катунском) и на вулканах Камчатки ледники сохраняют полную преемственность. С начала своего зарождения они то увеличиваются в размерах, то быстро отступают далеко в долины. Снеговая линия на Белухе и в других местах Горного Алтая в настоящее время лежит ниже основных вершин на 1000—1500 м. Даже «уровень 365» расположен на 500—700 м ниже этих вершин. Предположить подобное поднятие снеговой линии во время позднего плейстоцена и голоцена вряд ли возможно. Депрессия снеговой границы для максимальной фазы оледенения по отношению к ее современному положению не превышает 400—1100 м (в разных горах по-разному). Следовательно, нужно допустить величину депрессии снеговой линии по отношению к положению снеговой линии во время потепления не меньше чем на 2000—3000 м, что мало вероятно. Ледники на выдающихся вершинах и гребнях, а также на Крайнем Севере лишь уменьшались в своих размерах, но полностью не таяли. Таким образом, проблему остаточности и преемственности ледников нужно решать конкретно с учетом местных условий: высоты гор, высоты снеговой линии и ее депрессии, а также характера оледенения.

Методы сопоставления и оценка возраста конечных морен в горных долинах Сибири и Дальнего Востока

В палеогляциологии применяются термины «ледниковая эпоха», «стадия», «осцилляция». Под ледниковой эпохой подразумевается время, в течение которого формируется весь комплекс конечно-моренных образований стадий и осцилляций, включающий основные, конечные, боковые и другие морены. Часто под мореной ледниковой эпохи понимается только одна конечная морена максимальной фазы оледенения. Точно так же обстоит дело и со стадияльными конечными моренами, которые слагаются из осцилляционных; за границу же стадии принимают наиболее далеко выдвинутую конечную морену осцилляции. Уяснение всех этих понятий необходимо прежде всего для правильного понимания хронологии развития рельефа горных стран.

В некоторых случаях стадияльные морены могут быть нагромождены друг на друга так, что имеется только одна сложная форма рельефа. Точно так же может быть сложена конечная морена стадии, состоящая из конечных морен осцилляций. Но твердых критериев для такого разделения конечных морен горно-долинного оледенения до сих пор не выработано и можно привести много примеров, когда одни исследователи по морфологическим признакам называют какую-либо конечную морену стадияльной, а другие относят ее к ледниковой эпохе. Мощные осцилляционные конечные морены иногда считаются стадияльными и т. д.

Конечные морены осцилляций соответствуют внутривековым ритмам климатических изменений: например, конечные морены 1911, 1890, 1850, 1820 гг. считают осцилляционными. Комплекс этих морен формирует стадияльную конечную морену. Стадия продолжается сотни и тысячи лет. Как известно, тысячелетних стадияльных ритмов несколько; могут встречаться конечные морены, соответствующие ритмам 1100, 1850, 4000 лет и т. д. Отличить конечные морены стадий этой ритмики друг от друга невозможно без знания их абсолютного возраста.

Можно привести десятки исследований, где признается, что конечные морены в горных долинах относятся ко второй половине антропогена. Ввиду пока еще незначительного числа определений абсолютного возраста конечных морен приходится проводить оценку их относительного возраста, устанавливая некоторую последовательность и порядок формирования конечных морен. Сопоставленные конечные морены могут иметь разный абсолютный возраст, но отвечать примерно одному и тому же или близкому климатическому ритму, на который ледники реагировали с неодинаковой скоростью.

Основой таких сопоставлений конечных морен продолжает оставаться морфология. В долинах устанавливается число конечных морен, их положение в долине и морфология, исследуется состав обломочного материала, его выветрелость и характер мелкоземистой части. Описывается последовательность расположения конечных морен от конца ледника и от наиболее древней конечной морены (максимальной фазы), одновременно изучается характер соотношения конечных морен с речными террасами. Подсчитывается депрессия снеговой линии (где это возможно) и приводятся сравнения полученной депрессии по долинам горной страны.

Наибольшую трудность при таких исследованиях представляют те конечно-моренные комплексы, в долинах которых нет современных ледников и оценку депрессии снеговой линии можно провести только с большим приближением. Затруднительно также сопоставление конечных морен, когда в долинах одной горной страны их неодинаковое число и они имеют разную морфологию.

В Сибири морфологическим методом проведены сопоставление и оценка возраста конечных морен в ряде горноледниковых стран — алтайские и кавказские конечные морены с альпийскими [Тюменцев К. Г., 1936; Мягков И. М., 1936; Варданянц Л. А., 1938]. И. М. Мягков наиболее молодые конечные морены ледников Белухи сопоставил с моренами ледников Альп и обнаружил синхронные ледниковые колебания в середине прошлого века. В 30-х гг. сравнение конечных морен гор Сибири и Альп было очень популярно. Так, А. М. Кузьмин (1929) сопоставил оледенения Алтайско-Кузнецкой горной территории с альпийскими гюнцем, минделем, риссом и вюрмом. В 1939 г. И. П. Герасимов и К. К. Марков на примере Алтая обратили внимание исследователей, что часто морфологический метод применяют, не учитывая особенностей местных условий развития оледенений. Простое сопоставление порядка расположения конечных морен чисто формальное и неприемлемо.

С учетом местных условий развития оледенения проведены работы на Алтае, в Саянах и на Хамар-Дабане, в хр. Кодар, на Чукотском полуострове и Камчатке. Плодотворно морфологический метод использован О. В. Брайцевой и другими (1968) на Камчатке, З. М. Хворостовой (1970) и другими в истоках р. Колымы. Развивая морфологический метод, автор настоящей работы [Ивановский Л. Н., 1970а] предложил производить поэтапное сопоставление конечных морен по географическим комплексам (геосистемам). Вначале составляется карта геосистем горной страны. По выделенным физико-географическим комплексам, где имеются сходные условия существования ледников, исследуются конечные морены и составляется схема их последовательного отложения. После этого сопоставляются

конечные морены соседних, сходных по условиям долин в пределах одной геосистемы. Полученная таким путем схема расположения конечных морен может быть сопоставлена с аналогичными схемами сходных геосистем и, следовательно, может быть создана общая схема последовательного расположения конечных морен в горной стране. В тех долинах, где количество конечных морен меньше числа, установленного во всей горной стране, их оценка особенно важна, так как открывается возможность детального учета влияния местных условий на динамику оледенения и развитие ледникового рельефа в целом.

К настоящему времени все палеогеографические построения, основанные на морфологическом методе, требуют подтверждения путем определения абсолютного возраста отложений. При отсутствии абсолютных датировок возраст одних и тех же конечных морен оценивается различно. Так, в Горном Алтае Е. Н. Щукина (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) конечные морены, выдвинутые по долинам дальше всего от ледника, считают среднечетвертичными. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) пишут, что «...о возрасте этих образований можно судить лишь по их стратиграфическому положению и по сопоставлению с синхронными отложениями смежных районов» (с. 22). Они признают, что возраст отложений дискуссионен. Те же самые морены В. Е. Попов (1962б) связывает с максимумом последнего (вюрмского) оледенения. Если придерживаться работ А. В. Шнитникова (1957), то возраст этих конечных морен можно оценить в 13—14 тыс. лет. Представление о действительном их возрасте продвинулось в настоящее время в связи с работами, которые проводились сотрудниками Московского университета. А. А. Свиточ и соавторы [Разрез новейших..., 1978] установили, что одна из стадияльных конечных морен, расположенных в долине р. Чаган-Узун, значительно древнее, чем предполагалось ранее. Супесь из заполнителя морены конечно-моренной гряды имеет возраст $58 \pm 6,7$ тыс. лет (МГУ-КТЛ-93), а алевроиты из линзы озерно-ледниковых осадков, подпруженные этой грядой, и с глубины 9,5 м — $25,3 \pm 0,6$ тыс. лет. Таким образом, имеются все основания принимать наиболее далеко выдвинутую конечную морену, расположенную по плато, за среднечетвертичную, о чем эти авторы и пишут.

Некоторые исследователи по абсолютному возрасту одной из стадияльных конечных морен устанавливают возраст остальных [Окишев П. А., 1966; Заморуев В. В., 1971а; Максимов Е. В., 1972], предполагая, что все стадияльные конечные морены — результат одного климатического ритма (1850 лет), который открыт А. В. Шнитниковым (1957). Возраст конечных морен оценивается чисто механически, путем прибавления к каждой последующей конечной морене 1850 лет. Особенно широко эта методика определения возраста конечных морен принимается Е. В. Максимовым (1972), который противопоставляет основ-

ные выводы своей работы конcedes Т. Карлстрома и В. А. Зубакова о климатической ритмике в антропогене. Согласно предлагаемой им системе, почти все многообразие динамики древних покровных и горных ледников может быть объяснено сочетанием двух основных ритмов — 40 700- и 1850-летнего. Разработанная этим автором система весьма упрощает развитие оледенения второй половины антропогена и не может быть принята. Во-первых, стадиальные конечные морены могут отражать климатические ритмы и другой продолжительности, о чем свидетельствуют определения абсолютного возраста конечных морен в Верхоянском хребте, выполненные Н. В. Кинд (1972, 1974). Во-вторых, как отметил М. С. Эйгенсон (1963), не было абсолютно монотонного изменения климата исторического прошлого и естественно предположить возможность больших или меньших по амплитуде и длительности периодических или квазипериодических колебаний климата. В-третьих, следует иметь в виду справедливое замечание В. М. Котлякова (1963), что любой ледник реагирует на происходящие изменения климата с некоторым запаздыванием. В зависимости от размеров ледника, а также от его положения время запаздывания ледника на изменение климата будет весьма различным. Автор подчеркивает, что продолжительность такого запаздывания от перемены климата к изменению формы ледника может быть даже больше, чем продолжительность изменения климата. Поэтому неправильно синхронизировать кратковременные колебания всех ледников с одними и теми же изменениями климата. Нужно согласиться с выводом В. М. Котлякова (1963), что деградация оледенения со времени последнего максимума (вюрма) происходит в разных районах с разной интенсивностью и говорить о единстве общих условий сокращения вюрмского оледенения неправильно.

Аналогичные высказывания находим у Н. В. Кинд (1972), которая считает, что различный характер проявления синхронных изменений климата в различных регионах Северного полушария подтверждается теперь огромным фактическим материалом, в основе которого лежат радиометрические данные.

Несмотря на значительные успехи применения новейших методов, некоторые исследователи продолжают принимать возраст последнего оледенения в 13—14 тыс. лет. С определениями возраста конечных морен максимума покровного сартанского оледенения получается неувязка в 5—6 тыс. лет. Е. В. Максимов (1972) пытается доказать, что максимум горного оледенения должен запаздывать от максимума покровного оледенения, по крайней мере, на 6 тыс. лет. Таким образом, если покровное оледенение сартанского времени оценивается в 18—20 тыс. лет, то горное — в 13—14 тыс. лет. Вместе с этим доказано, что в Альпах оледенение по времени совпадает с максимумом покровного оледенения (18 тыс. лет назад). Подобные неувязки

Стадии горного оледенения [по Шнитникову А. В., 1957]

Обозначение [по Максимо-ву Е. В., 1972]	Альпийская терминология	Хронология, лет назад	Обозначение [по Максимо-ву Е. В., 1972]	Альпийская терминология	Хронология, лет назад
VII	Фернау	300—100	III	Бюль	7 700—7 600
VI	Эгезен	около 2000	II	Амерзее	9 400—9 300
V	Даун	3900	I	Шлирен	11 200—11 100
IV	Гшнитц	5700	Мах	Вюрм	13 200

объясняются тем, что ледники Альп в то время были предгорными и развивались по механизму покровного оледенения [Максимов Е. В., 1972]. Однако в Верхоянском хребте возраст максимума сартаанского оледенения, по Н. В. Кинд (1972), также 20—22 тыс. лет, а возраст других конечных морен, определенный по ^{14}C , также не увязывается со схемой Е. В. Максимова. Весьма важные данные о хронологии оледенения в последнее время получены в Альпах и других горных странах и проанализированы Л. Р. Серебряным (1978). Последовательность стадий горного оледенения показана в табл. 2.

Исследования Л. Р. Серебряного (1978) ясно показывают, что голоценовая история оледенения в Альпах подтверждает сопряженность изменений климата и колебаний ледников. Им приводятся данные Флири и других о том, что похолодание плоттино сопровождалось ледниковой подвижкой гшнитц (10 100—9700 лет назад), т. е. чуть не в 2 раза древнее, чем это показано по схеме А. В. Шнитникова — Е. В. Максимова. Не меньшая ошибка допускается и при оценке стадии даун, возраст которой оценивается примерно в 9000 лет назад, т. е. в 2 раза древнее, чем это показано в таблице.

Пока что совпадение данных Е. В. Максимова со схемами, построенными с учетом использования различных методик, приходится только на две последние стадии — фернау (на Алтае — стадия актру) и историческую, которая по схеме А. В. Шнитникова, принятой Е. В. Максимовым, относится к стадии эгезен. Но и здесь возраст стадии эгезен определяется не в 2000—2500 лет, а, по крайней мере, в 8700—8000 лет. Подвижки же зимминг начались 3500—3000 лет назад [Серебряный Л. Р., 1978].

Применение морфологического и многих геологических методов сопоставления конечных морен в горах оказывается только полумерой. Решение проблемы возраста и сопоставления конечных морен нужно искать в массовом определении абсолют-

ного возраста отложений по ^{14}C и др. К сожалению, для огромных пространств гор Сибири и Дальнего Востока число подобных определений ничтожно мало и вряд ли превосходит 200. В некоторых горных странах имеются только отдельные датировки, которые могут служить ориентиром, а не основой оценки возраста конечных морен.

Все сказанное, однако, не означает, что нужно отказаться от других методов исследования. Для установления возраста конечных морен и его сопоставления необходимо применение комплексной методики. Морфологический метод, кроме морфологической характеристики, даст возможность установить порядок расположения конечных морен, их тип и положение, оценить величину депрессии снеговой линии во время формирования морены, изучить фациальные переходы к другим парагенетическим толщам отложений. Геологические методы покажут особенности строения и вещественного состава отложений. Следовательно, все методы обеспечивают взаимный контроль, дополняя и уточняя полученные результаты.

Тектоника и конечные морены в горах

Закономерная последовательность расположения конечных морен в долинах контролируется морфологией бассейна, характером климатических изменений и самим ледником. Если конечные морены ряда долин расположены симметрично, то принято считать, что существенных изменений морфологии бассейна за время их формирования не было и деградация ледников протекала согласно климатическим изменениям. Тектонические движения достаточно медленны и их влияние тем заметнее, чем древнее этап оледенения. Таким образом, чем древнее конечные морены, тем вероятнее их деформации, вызванные тектоническими причинами.

Все сказанное свидетельствует о том, что характеристика конечных морен будет обеднена, если не рассмотреть, хотя бы кратко, непосредственное влияние тектонических движений на морфологию и расположение конечно-моренных образований в долинах. Причем при изучении морфологии конечных морен нужно обратить внимание не только на медленные движения, но и на сейсмические, которые особенно мощны в пределах Байкальской рифтовой зоны.

Общие закономерности влияния тектоники на развитие ледников уже изложены в работах К. К. Маркова, И. П. Герасимова, Б. А. Федоровича и др. Сводную работу, посвященную влиянию тектоники на оледенение, выполнил Л. Г. Бондарев (1975, 1976), и нет необходимости повторять уже известные выводы и положения и рассматривать все вопросы. В этом разделе обращается внимание исследователей на влияние тектониче-

ских движений, медленных и быстрых (сейсмических), на морфологию и расположение конечных морен только в горах Сибири. По Дальнему Востоку в литературе материала, характеризующего влияние тектоники на расположение конечных морен, почти нет. В особых условиях развития находятся ледники вулканических районов Камчатки. Однако изучение конечных морен в таких районах показывает, что их сопоставление с другими районами оледенения весьма затруднительно, что уже показали проведенные работы [Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А., 1970]. Постоянные извержения вулканов, таяние ледников, грандиозные селевые потоки — все это накладывает много своеобразных особенностей на расположение и морфологию конечных морен.

В Сибири, в общем, мало обращалось внимания на молодую верхнечетвертичную фазу тектонических движений, и после работ М. А. Усова (1936) и его последователя Л. А. Рагозина (1942) геологи слабо описывали следы таких движений, и правы, конечно, Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец (1968), когда пишут, что «Значение самой молодой верхнечетвертичной фазы движений пока недостаточно оценено геологами» (с. 51). Они делали это замечание применительно к Алтаю, но с полным правом это же самое можно отнести и к другим горам Сибири.

Для сибирских гор слабо изученным вопросом остается влияние сейсмичности на развитие оледенения. Частые подземные толчки большой мощности не могли в прошлом не влиять на развитие оледенения. Например, развитие разрушительных селевых выносов, вследствие быстрого спада вод в многочисленных озерах в ледниковое время, обычно связывают с устранением ледниковых запруд, но разрушение ледниковых плотин и спуск древних озер на обширной площади гор могли происходить одновременно или в короткий промежуток времени и естественно, что быстрый спуск вод мог быть вызван сейсмическими процессами [Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А., 1968]. Подтверждения возможности прорыва плотин подпруженных озер в результате сейсмических толчков можно найти в работе В. И. Галкина (1970), который сообщает о том, что «завальное» озеро по долине р. Селенгушки — правому притоку р. Снежной в хр. Хамар-Дабан — дважды частично выплескивалось и сократилось в длину более чем в 2 раза. В 1960 г. в результате сейсмического толчка произошло выплескивание озера и массы воды увлекли с собой глыбы более 200 т весом и до 6 м в основании. Таким образом, разрушение конечных морен и формирование псевдоморен может быть связано непосредственно с тектоникой.

На примерах Центральной Азии, Кавказа и других гор Л. Г. Бондарев (1976) рассмотрел влияние сейсмичности на оледенение, однако он не исследовал весьма сейсмичные районы Байкальской рифтовой зоны, где было в прошлом крупное гор-

ное оледенение. Катастрофические подземные толчки, без сомнения, здесь вызывали срывы снеговых полей, карнизов и других форм снегонакопления на склонах. Ледники благодаря этим грандиозным обвалам снега и фирна должны были испытывать неклиматические наступания, во время которых могли разрушаться древние конечные морены и аккумулироваться новые, более молодые.

В хр. Кодар, как правило, ряд конечных морен нарушен, и только в отдельных долинах можно быть уверенным в наличии четырех-пяти конечных морен стадий оледенения [Преображенский В. С., 1960; Музис А. И., 1967; Лопатин Д. В., 1969, 1972]. Хребты Кодар и Удокан расположены в зоне 11-балльных землетрясений, и их рельеф несет следы недавних разрушительных подземных толчков. В результате известного Муйского землетрясения силой 10 баллов в 1957 г. в горах произошли многочисленные обвалы. Величины этих обвалов поражают своими размерами, достигая километра и больше в поперечнике. Повсеместно развитые сейсмоструктуры четко выражены в горном рельефе. Например, С. Д. Хилько (1966) описывает «сюльбанскую» сейсмоструктуру, расположенную вблизи перевала к озерным впадинам Леприндо. Здесь сейсмодислокации разрывают ледниковые формы. «На крутом склоне ледникового плеча произошел крупный обвал, в результате которого участок днища долины р. Сюльбан протяженностью 800—1000 м оказался заваленным хаотически нагроможденными крупными глыбами и монолитами (до 5000 м³) гранитов» [Хилько С. Д., 1966, с. 177]. Подобные же обвалы характерны для многих долин этого хребта. Сейсмодислокации в хр. Кодар постоянно секут моренные отложения, нарушив их первоначальное залегание. Так, в долине р. Апсат «...моренные отложения разорваны уступом в отдельных местах высотой до 25—50 м. Аналогичный сбросовый уступ высотой 10 м отмечается в моренных отложениях по южному склону предгорья горы Отт-Хая, где он прослеживается в субширотном направлении вплоть до русла р. Апсат на протяжении почти 1 км» (с. 184). Сейсмодислокации нередко пересекают боковые морены. Примером такой дислокации может быть ров на р. Талой (хр. Удокан). Как сообщают В. П. Солоненко, Р. А. Курушин, О. В. Павлов (1966), прислоненная к левому склону долины р. Талой боковая морена пересекается рвом шириной до 8—10 и протяженностью до 200 м. Приведенные примеры достаточно ясно свидетельствуют, что конечные морены в хребтах Кодар, Удокан и других, расположенных в зоне Байкальского рифта, не могли уцелеть до настоящего времени в результате их завалов, наводнений, обусловленных такими обвалами и другими не менее катастрофическими явлениями. Таким образом, изучение следов древних оледенений в таких районах, как Байкальская рифтовая зона, не совсем обычно и требует разработки вопроса влияния

сейсмоструктуры на развитие оледенения, как древнего, так и современного. Недоучет особенностей новейших тектонических процессов в таких районах может повести к ошибкам при реконструкции древних оледенений и неверному объяснению тех форм и отложений, которые здесь наблюдаются.

А. В. Шнитников (1957) открыл климатический ритм увлажнения континента продолжительностью 1850 лет. Таким образом, в горах при деградации последнего (сарганского) оледенения должно быть восемь стадияльных конечных морен. Но полный ряд конечных морен наблюдается далеко не всегда; в горах Сибири и Дальнего Востока встречены только отдельные долины, где выражен полный, ненарушенный ряд конечных морен, абсолютный возраст которых в большинстве случаев еще не установлен. О неодинаковом числе конечных морен в горах уже писалось не один раз. Л. Г. Бондарев (1975) сделал общие выводы, согласно которым при тектоническом поднятии расстояние между конечными моренами сокращается, т. е. весь ряд конечных морен укорачивается («сближенный ряд»). «При достаточной интенсивности поднятий происходит сгущение морен, а затем и тектоническое их наложение...», и далее «... максимальный темп деградации оледенения и наибольшее расстояние между стадияльными моренами горных ледников будут наблюдаться, когда направленное ухудшение климата совпадает с тектоническим опусканием («растянутый ряд»)» (с. 81).

Объяснение различных расположений конечных морен, предложенное Л. Г. Бондаревым, подходит далеко не ко всем случаям «укороченного ряда». Очевидно, что «укороченный ряд» может быть использован для диагностики тектонических поднятий только в том случае, если удастся в конкретной долине или группе долин отделить влияние тектонического фактора развития ледника от влияния особенностей климата и морфологии бассейна реки (ледника). По нашему мнению, в условиях Сибири такое разделение можно сделать путем пространственного анализа расположения конечных морен и анализа изменения их абсолютной высоты в разных районах горной страны, что выполнено на Алтае для конечных морен наиболее древних стадий оледенения (I и II фаз оледенения, по Л. Н. Ивановскому, или вюрма максимума и I стадии, по Л. А. Варданянцу, 1938). Е. В. Девяткин (1965) относит эти конечные морены к максимальному и первому постмаксимальному оледенениям.

В долинах Алтая наблюдается в общем симметричное расположение конечных морен стадий оледенения. Каждая более молодая конечная морена находится ближе к леднику, чем древняя. Эта закономерность нарушается для конечных морен осцилляций. На Алтае депрессия снеговой линии уменьшается к юго-востоку. Сокращение размаха уровня снеговой линии от осцилляции к осцилляции и от стадии к стадии имело своим

следствием приближение конечных морен друг к другу. В крайнем случае осцилляционные конечные морены одной стадии у ледников небольших размеров могут быть прижаты одна к другой, образуя единый вал. Такая конечная морена должна сопоставляться с комплексом конечных морен осцилляций, возникших в условиях континентально-циклонического климата Центрального Алтая [Ивановский Л. Н., 1965]. В целом в расположении конечных морен горных стран Сибири решающее значение имеют климатические особенности горноледниковой страны, которые проявляются по-разному в конкретных условиях рельефа.

Самостоятельной причиной формирования «искаженного» ряда конечных морен может быть морфология ледникового бассейна, обуславливающая жизнедеятельность ледника. При некоторых морфологических параметрах ледник может быть неустойчивым и не реагировать на климатические изменения в форме аккумуляции конечных морен [Ивановский Л. Н., 1967]. Еще в 1956 г. нам удалось показать возможность формирования укороченного ряда при подпруживании ледника [Ивановский Л. Н., 1956]. Однако, как было видно выше, это только один из вариантов объяснения «искаженного ряда» конечных морен. Л. Г. Бондарев со всей ясностью показал, что искажение ряда может быть и при тектонических движениях, нарушающих первоначальную топографию горного рельефа. В связи с этим рассмотрим взаимоотношение наиболее древних конечных морен на Алтае. За значительный промежуток времени такие конечные морены могут заметно отличаться по закономерностям своего расположения от конечных морен более молодых, так как тектонические поднятия достаточно медленны. Пример тому — надвиг конечной морены II фазы оледенения в Юго-Восточном Алтае [по данным автора] или первого постмаксимального оледенения [по Е. В. Девяткину, 1965] на конечную морену I фазы, которую Е. В. Девяткин относит к максимальному оледенению. Возраст этих конечных морен оценивается по-разному. Некоторые авторы «максимальное» оледенение относят к тазовскому севера Сибири [Раковец О. А., Шмидт Г. А., 1963; Девяткин Е. В., 1965]. В. Е. Попов (1962а, б) считает, что «максимальное» оледенение отвечает вюрму, т. е. не древнее зырянского оледенения севера Сибири. Для анализа этого явления безотносительно к возрасту надвигания конечных морен друг на друга («укороченный» ряд) нужно провести сравнение разницы залегания высот одновозрастных конечных морен над уровнем моря, отложенных в долинах юго-востока Алтая и на западе Катунского хребта. В среднем эта разница составляет 1000 м (рис. 32). Большая разница высотного положения этих конечных морен в общем должна быть объяснена увеличением континентальности климата при приближении к Монголии.

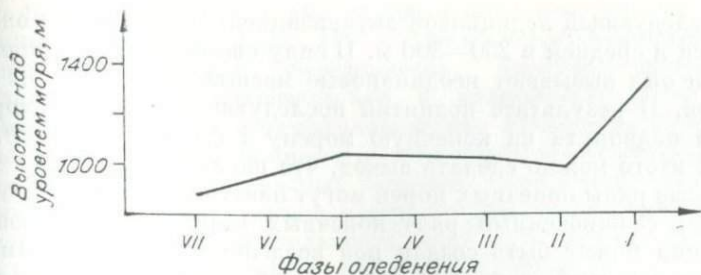


Рис. 32. Изменения превышения конечных морен, расположенных на юго-восток от Центрального Алтая.

Сравнение высотного положения более молодых конечных морен показывает, что эта разница не превышает 1000 м. У конечной морены стадии актру (XVII—XIX вв.) она даже меньше и составляет около 900 м. Следующие конечные морены характеризуются сходными условиями формирования, вплоть до конечной морены II фазы оледенения (первого постмаксимального оледенения [по Е. В. Девяткину, 1965]). Незначительные колебания высоты от стадии к стадии (от фазы к фазе) можно объяснить известной неточностью измерения высот конечных морен в разных долинах. Существенные изменения высотного положения конечных морен наблюдаются при максимальном развитии ледников, когда разница абсолютных высот на юго-востоке и западе Катунского хребта достигает почти 1200 м. Столь резкое увеличение разницы высот одних по возрасту конечных морен может быть объяснено двумя причинами.

Одна из причин может заключаться в большей континентальности климата во время оледенения. Этим можно объяснить сближение конечных морен древних стадий оледенения, а возрастание их высот — уменьшением депрессии снеговой линии. Но подобное возрастание высоты конечной морены от стадии к стадии должно происходить постепенно, а в действительности (см. рис. 32) у конечных морен максимума оледенения эта разница резко возрастает. Подобное возрастание не может быть объяснено климатическими изменениями, так как ледники максимума оледенения и II фазы близки по размерам. Перелом на кривой был бы более понятен при больших различиях в размерах ледников, однако там, где они заметны, например между конечными моренами более молодыми, разницы в высотном положении почти не наблюдается. Следовательно, объяснение резкого возрастания высотного положения морен максимального оледенения (по Е. В. Девяткину) и I фазы на юго-востоке увеличением континентальности климата не может считаться приемлемым.

Второе объяснение наблюдаемого явления основано на допущении более интенсивных тектонических поднятий в юго-восточной части Алтая между максимальной фазой оледенения

и последующей ледниковой активизацией. Это поднятие оценивается в среднем в 250—300 м. В силу своей дифференцированности они вызывают неодинаковые масштабы наступания ледников. В результате поднятий последующая конечная морена была надвинута на конечную морену I фазы оледенения.

В итоге можно сделать вывод, что наблюдаемые в горах несходные ряды конечных морен могут найти неодинаковое объяснение. «Укороченный ряд» конечных морен деградирующего ледника может быть создан под воздействием чисто климатических условий, а также особенностей рельефа (наличие подпруживающего ледника и пр.) и интенсивных тектонических подвижек. Проблема заключается в правильной диагностике этих причин и умении отделить каждую. Наиболее верный способ подобного отделения заключается в анализе пространственного изменения климата, особенностей морфологии долин, в пространственном анализе расположения конечных морен.

Различное число конечных морен в горах Сибири и Дальнего Востока

Благодаря работам А. В. Шнитникова (1957) открыт ритм климатических колебаний с продолжительностью в 1850 лет. С этим ритмом многие исследователи связывают ход деградации последнего оледенения (в Сибири — сартанского). Во время этой деградации ледники неоднократно либо замедляли ход своего отступления и находились в почти стационарном состоянии, либо испытывали некоторое продвижение вперед. Во время этих колебаний отложена серия конечных морен. Некоторые исследователи с периодом изменчивости общей увлажненности связывают восемь последовательно расположенных в горах конечных морен [Окишев П. А., 1966; Максимов Е. В., 1972; Некрасов И. А., Максимов Е. В., Климовский И. В., 1973; Шейнкман В. С., 1978]. Кроме ритма 1850 лет в природе существуют и другие ритмы, о которых писали Т. Карлстром (1965) и В. А. Зубаков (1968). Если учесть все известные ритмы, а также конечные морены зырянского оледенения, то в долинах должно быть даже больше 10—12 конечно-моренных последовательно расположенных или надвинутых один на другой комплексов. Однако устанавливаемая климатическая ритмичность создает только общий фон, на котором развивается оледенение. Конкретные условия его развития могут быть такими, что отдельный ледник или группа ледников периодически не подчиняются фоновым изменениям климата [Тронов М. В., 1966]. В горах действительно почти нигде нет требуемого климатическими колебаниями числа конечных морен. Полный комплект конечных морен в долинах является скорее исключением, указывающим на то, что на всем протяжении истории ледника в

его фазу деградации ледник отражал все климатические изменения [Ивановский Л. Н., 1961]. Здесь следует напомнить, что динамика ледников определяется многими факторами, различающимися количественно и качественно и от места к месту, поэтому и геоморфологические фиксаторы (стадиальные и осцилляционные конечные морены) будут неодинаковыми в разных районах и у разных ледников. Стадиальные конечные морены у разных ледников могут отлагаться неодновременно, иметь разную продолжительность времени отложения, число их в соседних долинах также может быть разное [Авсюк Г. А., 1948; Ковалев П. В., 1963; Котляков В. М., 1963, 1968].

Различное число конечных морен в долинах подчеркивает необходимость каждый раз оценивать роль местных условий в развитии оледенения. Изучением причин неодинакового числа конечных морен в долинах занимались главным образом в Атлантико-Азиатской гляциологической провинции [Ивановский Л. Н., 1956, 1967; Попов В. Е., 1962а; Олюнин В. Н., 1965; Гросвальд М. Г., 1965]. Автор настоящей монографии [Ивановский Л. Н., 1976] попытался обобщить данные о неодинаковом количестве конечных морен в Сибири и на Дальнем Востоке. Все причины сведены к двум основным: а) причины, которые приводят к уничтожению первоначально отложенных конечных морен, и б) неодинаковое число конечных морен — результат развития самого ледника и особенностей факторов оледенения. При неодинаковом числе конечных морен в долинах их сопоставление даже в одном горном районе весьма дискуссионно. По данным многочисленных исследователей, даже в одной горной стране нет единообразия и только в отдельных долинах встречаются по четыре — семь конечных морен. Однако их количество во всех горных странах Сибири и Дальнего Востока нигде не превышает определенного числа, чаще всего — семи. Если учесть возможность выделения О. А. Брайцевой и соавторами (1968) на Камчатке десяти конечных морен и нестадиальных формирований, то в общем получается довольно единообразная картина во всех горных странах, но следует предупредить, что приведенное число касается только отдельных, а не всех долин. При подобном положении попытка сопоставления конечных морен особенно затруднительна. В первоначальную задачу, как нам кажется, следует выделить основные стадии климатических колебаний, отраженных во всех горных странах. Решение ее невозможно без определения абсолютного возраста отложений конечных морен. Для горных стран изучаемой территории не все конечные морены имеют определения абсолютного возраста по ^{14}C . В качестве опыта проведем сопоставление конечных морен с оценкой их возраста для двух последних исторических стадий: фернау (Альпы) или актру (Алтай) и исторической (Алтай) или зимминг (Альпы).

Конечные морены современных ледников систематически изучаются на Алтае. Благодаря работам И. М. Мягкова (1936) и Л. А. Вардаванца (1938), а также сотрудников Томского университета здесь известны расположение и возраст наиболее молодых конечных морен. Детально изучаются конечные морены осцилляций последней стадии, правда, в литературе до сих пор не выработано единого взгляда [Мягков И. М., 1936; Тюменцев К. Г., 1936; Рагозин Л. А., 1942; Тронов М. В., 1949; Ивановский Л. Н., 1957; Душкин М. А., 1965; Окишев П. А., 1969]. Все конечные морены ледников Алтая сложены крупнообломочным грубым материалом с примесью щебня. Местами моренные отложения цементированы тонкой карбонатной глиной, в избытке переносимой реками. По данным И. М. Колюшкиной (1965), в 1 м³ воды река при максимальном таянии переносит больше 6 кг глины (ледниковое молоко). Мнения о возрасте этих конечных морен разделились. Еще в 1936 г. К. Г. Тюменцев (устное сообщение) считал, что возраст свежих незадернованных конечных морен, надвинутых в ряде долин на более древнюю конечную морену, нужно оценивать XVII в. Напротив, М. В. Тронов в своих многочисленных трудах не раз относил молодые свежие конечные морены к середине прошлого века. Точку зрения К. Г. Тюменцева поддерживает автор монографии [Ивановский Л. Н., 1957, 1967]. Возникшая проблема решается определением абсолютного возраста древесины погибших деревьев, извлеченных из конечных морен ледников Ак-Туру [Ивановский Л. Н., Панычев В. А., 1978]. На основании этого анализа установлено, что конечная морена ледника Малый Ак-Туру начала формироваться с конца XVI — начала XVII в. и продолжалась на протяжении 250 лет, т. е. до середины прошлого века. За это время накопился вал высотой 30—35 м и шириной до 150—200 м. Следовательно, возраст вала конечной морены нужно определять двумя рубежами — нижним (XVI—XVII вв.), начало его аккумуляции, и верхним (XIX в.), когда ледник начал быстро отступать. К настоящему времени конец ледника расположен в 500—550 м от конечной морены (СОАН—1426, СОАН — 1616; СОАН — 1618). У ледника Большой Ак-Туру конечная морена расположена приблизительно в 1300—1400 м от ледника, время ее формирования установлено определением абсолютного возраста древесины, заключенной в конечной морене, — XVII в. (СОАН — 1427). Достигнув своего крайнего положения, конец ледника Большой Ак-Туру начал отступать и в 500 м от современного конца отложил конечную морену середины прошлого века. Таким образом, на Алтае отмечено два разных случая реакции ледников на изменения климата; первый — когда ледник, достигнув своего максимума, в течение всей стадии находится почти в стационарном поло-

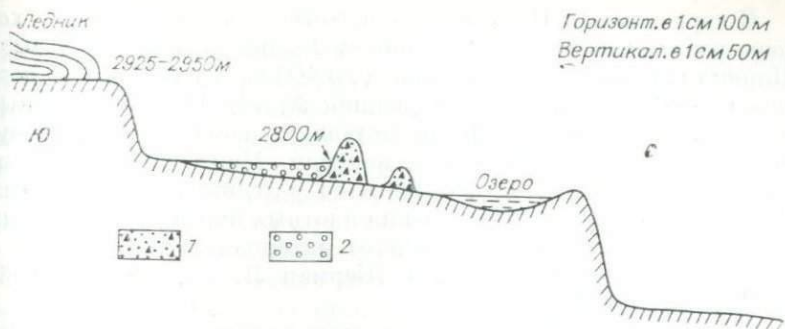


Рис. 33. Расположение конечных морен стадий исторической и актуальной в долине р. Турой на Алтае.

1 — конечные морены; 2 — озерно-речные отложения.

женин, и второй — когда ледник, достигнув максимума в XVII в., постепенно отступает в верховья. Поэтому нельзя заключить, что свежие конечные морены других долин обязательно относятся к середине XIX в. Эта дата — только верхний возрастной рубеж формирования конечной морены. Нижним рубежом является конец XVI и начало XVII в. (рис. 33).

В Саянах свежие конечные морены вблизи ледников описаны Г. М. Томиловым (1965). В составе этих конечных морен большое количество мелких валунов, имеющих форму чечевиц-утигонов. Мелкозема в морене мало, хотя в разгар абляции ледниковые ручьи очень мутные. М. Г. Гросвальд и В. М. Сильницкая (1964) относят свежий конечный вал морены перед концами ледников в Саянах и Туве к ледниковому максимуму не древнее XVIII—XIX вв. По-видимому, лучше их отнести к началу XVII и середине XIX в.

В хр. Кодар отмечается общее отступление ледников. Перед ледниками расположены свежие, часто незадернованные конечные морены высотой в десятки метров. Чаще всего они представляют собой несимметричный вал с крутым внешним склоном и ледяным ядром. Эти конечные морены относятся к «современным», по-видимому, к осцилляции XX в. Реже наблюдаются конечные морены из нескольких валов, удаленных один от другого на несколько десятков метров. По-видимому, эти валы образовались во время осцилляций стадий XVII—XIX вв. Боковые и конечные морены отложены в хр. Кодар вблизи ледника им. Олега Яблонского и Александра Кауфмана. Боковые морены здесь плавно переходят в конечные шириной 150—200 и высотой 60—100 м. Ниже этой конечной морены находится флювиогляциальная площадка шириной до сотни метров [Лаптев М. Н., Лукашев А. А., 1962]. Таким образом, в хр. Кодар выделяются конечные морены, которые по своему положению и морфологии могут быть отнесены к стадиям XVII—XIX вв.

В верховьях р. Индигирки конечные и боковые морены хорошо развиты не только у долинных ледников, но и у каровых. Ширина конечно-моренного пояса до 400 м, а у некоторых ледников — 600 м и даже 1 км (ледник № 78). Основные, самые высокие, конечные морены представляют собой, по существу, массу льда, погребенного под мореной. Морфологически особенно четко валы морен развиваются у ледников, залегающих на глинистых сланцах. Морены на плотных породах, не дающих заметного количества обломочного материала, невысокие и с небольшим содержанием льда [Берман Л. Л., 1947; Корейша М. М., 1963].

Интересные данные по сокращению ледников в Сунтар-Хаята приводятся на примере ледника № 31. Со времени максимального положения ледника он сократился на 5% своей первоначальной площади. В области питания поверхность льда опустилась в среднем на 10 м, а в области абляции — на 20 м в нижней части и на 8—12 м в средней. Подобная убыль льда могла произойти за 115 лет, хотя допускается, что максимальная фаза была 150—200 лет назад. Естественно, что местные условия определили индивидуальные особенности отступления каждого ледника [Корейша М. М., 1963]. О. Н. Виноградов и другие (1972) у ледников № 31 и 29 описывают конечно-моренный пояс, где высота холмов достигает 80 м. Ядро этих холмов представлено льдом, который облекается обломочным материалом. Авторами выделяются три холмистых полосы. Ближе к леднику находится свежая, наименее преобразованная денудацией холмистая гряда с угловатыми формами обломков, с небольшими колониями мхов и лишайников. Для двух других полос характерен холмистый рельеф с полигональными микроформами. Колонии мхов и лишайников имеют широкое распространение, также появляются цветковые растения. Две более древних холмистых полосы относятся к периоду активации оледенения XVII—XIX вв. (малая ледниковая эпоха).

Большинство крупных ледников Сунтар-Хаята отступают медленно и прерывисто, за 150—200 лет от них освободилось только 150—300 м по длине долин. На прерывистость отступления указывают ряды конечных морен. В бассейне р. Конгор у некоторых ледников развито до четырех выпуклых по течению концентрических валов [Берман Л. Л., 1947]. Здесь имеются также ледники, практически не отступившие от своих первоначальных максимальных размеров. У крупных долинных и карово-долинных ледников величина крутизны склона, на котором залегают ледник, увеличивает отступление, у мелких эта закономерность не проявляется.

И. А. Некрасов, Е. В. Максимов, И. В. Климковский (1973) отмечают, что в недалеком прошлом лесная граница на хр. Сунтар-Хаята была выше современной на 200—250 м. Время гибели леса определяется радиоуглеродной датой в 420 ± 50 лет назад

(ЛУ-88). По их мнению, массовая гибель леса на верхнем пределе его развития здесь происходила в XVI в., т. е. в начале похолодания, связанного со стадией фернау. В связи с этим подчеркнем, что время гибели леса вблизи его верхней границы на Алтае также определяется началом XVI в.

У небольших ледников хр. Орулган имеются две системы конечных морен. Одна из них, более молодая — «современная», примыкает непосредственно к фронту ледника. Вторая находится на удалении десятков и первых сотен метров от нижнего края ледника. Предполагается, что это следы наступания ледников середины XIX в. [Башлавин Д. К., 1970].

В массиве Буордах горной системы Черского вблизи некоторых ледников расположены свежие конечные морены. Так, у ледника № 20 морена находится в 75—100 м. Хорошо сохранилась конечная морена у Лево-Люнкидэнского ледника (№ 22). О размытой конечной морене и хорошо выраженных боковых моренах упоминается также для долинного ледника № 30. В. В. Заморуев и Д. Б. Малаховский (1975) описали конечную морену в 300 м от ледника Обручева, расположенного в истоке р. Люнкидэ, причем они подчеркивают, что конечная морена имела высоту до 30 м и резко расчлененный бугристый рельеф. Высокие боковые морены сложены обломочным материалом небольшой мощности, прикрывающим ядро погребенного льда. Для массива Буордах с его небольшими ледниками характерна хорошая сохранность боковых морен, но значительно слабее представлены конечные морены. Концы наиболее крупных ледников перегружены обломочным материалом [Попов Ю. Н., 1954].

В Корякском хребте, по данным И. Г. Николаева и Д. М. Колосова (1939), выделяются две фазы современного оледенения, устанавливаемые по двум конечным моренам в бассейне р. Матыскен, одна из них в 1,5 км, вторая — в 1 км от ледника. В долине р. Ледниковой конечная морена находится в 2 км от языка. Отступление ледников здесь шло скачкообразно, причем вертикальный скачок достигал 100 м. М. И. Малых (1958) писал, что «площади свежееотложенной морены наблюдаются почти во всех ледниковых долинах и имеют вид продольных плоско-выпуклых валов, тянущихся от конца ледников вниз на 2—3 км» (с. 518).

На большую растянутость морен по долинам указывает также Г. К. Пичугина (1959), отметившая конечные морены у каровых ледников гор Ледяных в бассейне р. Малый Аниваям. Здесь на протяжении 300—350 м от современного края ледника протягиваются три моренные гряды высотой до 40 м. Г. К. Пичугина пишет и о хорошей выраженности боковых морен. Так, в верховья левого притока р. Поганки от карового ледника вниз по долине спускаются две боковые морены длиной 1,0—1,5 км. Мощность моренных отложений составляет от 10—15 м у края

ледника до 50—60 м в конце моренной гряды. Отмечается также сильная размытость морен. Н. М. Сватков и Д. Г. Цветков (1965) подчеркивают, что перед ледником Нежданным конечной морены нет. По мнению авторов, вся переносимая морена перераспределяется ниже фронта ледника тальными водами, но остатки ее прослеживаются в виде невысоких холмов, удаленных от конца ледника на 300—420 м.

Детально конечные морены описаны на Камчатке, где у концов большинства ледников они не задернованы. В. Н. Олюнин (1966) разделяет ледники «исторического» времени на три группы: ледники каров невулканических вершин и потухших вулканов; ледники, покрывавшиеся пеплом и песком, предохранившими лед от таяния, что способствовало наступанию ледников; ледники склонов современных вулканов, периодически уничтожающихся во время извержений и возрождающихся или невозрождающихся. Современные ледники первой группы мало отличаются по размерам от «исторических». Ледники второй группы отступили далеко по долинам и оставили мощные морены. Боковые морены достигают здесь 3—4 км длины. С момента отступления ледники сократились на 30—40% своей первоначальной площади [Мелекесцев И. В. и др., 1970]. Третья группа ледников оставила плохо сохранившиеся морены, так как они были уничтожены. Отличительная особенность морен второй группы — их существенная песчанистость. Содержание пелитовой фракции превышает 4—5% объема пород. Это в 5-6 раз меньше, чем у аналогичных пород невулканических областей. Нужно отметить, что размеры сокращения ледников второй группы на Камчатке более значительны, чем в горах Сибири и Дальнего Востока. Подобное описание конечных морен на Камчатке, однако, не подкреплено датировками, и трудно судить, какие именно конечные морены можно отнести к стадии XVII—XIX вв., а какие — к более древним или молодым оцилляциям XX в.

В 1965 г. Л. С. Говоруха доказал, что ледники Северной Земли деградируют так же, как ледниковые купола других районов Арктики. Результаты новых исследований по эволюции оледенения позволили Л. С. Говорухе и В. М. Макееву (1970) утверждать, что на Северной Земле и Бырранге было одно наступание; по-видимому, это можно считать установленным. Эта трансгрессия ледников [Говоруха Л. С., Гросвальд М. Г., 1968] относится к середине XIX в. Прогрессивный этап этого наступления фиксируется радиоуглеродной датировкой возраста мшистой дернины, извлеченной авторами из-под северной кромки купола Вавилова. Она четко синхронизируется с концом фернау и названа здесь именем Вавилова.

Особенности морфологии описанных конечных морен отражают своеобразие развития ледников той или иной области. На Алтае и в Саянах, как правило, морены вблизи ледников вы-

ражены четко. Они имеют большие размеры и резко выделяются своей морфологией. Эти конечные морены датированы радиоуглеродным анализом и определяются стадией фернау Альп, на Алтае эта стадия носит название актру, время ее формирования XVII—XIX вв. Тем же временем датируются похолодания на хр. Сунтар-Хаята. В резко континентальных условиях конечные морены отличаются присутствием крупных ядер льда, а моренного материала немного. Часто такие конечные морены распластываются и со временем полностью уничтожаются. У ледниковых щитов Арктики конечных морен не наблюдается, что является, видимо, следствием незначительного содержания обломочного материала в толще льда, однако время похолодания также устанавливается радиометрически — XVII—XIX вв. Морфологически хорошо выражены конечные морены Камчатки и Корякского нагорья.

По всем горноледниковым районам севера Азии происходит общее отступление ледников, начало которого повсеместно датируется серединой XIX в. Начиная с XVII в. в Сибири происходило стационарирование ледников или медленное их отступление. В этот почти 250-летний промежуток времени наблюдались только небольшие осцилляции, которые отмечены рядом конечных морен. К сожалению, для Сибири нет абсолютной уверенности в их датировке.

Следы исторической стадии оледенения в горах Сибири и Дальнего Востока

На Алтае конечная морена стадии актру (XVII—XIX вв.) надвинута вблизи ряда ледников на задернованную конечную морену (см. рис. 30). По внешнему облику эта конечная морена весьма резко отличается от морены стадии актру. Она сложена грубообломочным материалом, а на ее поверхности растет березка. Обломки горных пород покрыты лишайниками и многие из них как бы оббиты выветриванием. У ледника С. Г. Григорьева в хр. Чихачева эта конечная морена расположена в 100—150 м от ледника, а у ледников гор Биш-Иирду — несколько дальше. На поверхности моренных отложений встречаются поваленные засохшие деревья с числом годовых колец до 550. Гибель этого леса связана с наступанием ледников во время стадии актру. Не у всех современных ледников Алтая наблюдается эта конечная морена. Так, у ледника Джело конечная морена стадии актру лежит на широкой галечниковой площадке, ниже которой ближайшая конечная морена расположена на значительном расстоянии. То же самое характерно и для других ледников (Галдуринский, Софийский, Радзевича (Кара-Ир), Алахинский). Весьма вероятно, что более поздняя стадия актру была мощнее предыдущей и конечная морена исторической стадии перекрыта более поздней конечной мореной стадии актру.

Л. Г. Бондарев (1976) объясняет этот надвиг молодой конечной морены на более древнюю тектоническим поднятием последнего времени.

Возраст конечной морены исторической стадии оценивается на Алтае только приблизительно. В долине р. Корумды конечная морена стадии актру надвинута на конечную морену исторической стадии, благодаря чему в начале XVII в. и погибли деревья, росшие на морене. Этап лесовозобновления на конечной морене исторической стадии, отвечающей такому числу годовых колец, приходится на конец первого и начало нашего тысячелетия. Время формирования конечной морены исторической стадии на Алтае, следовательно, не может быть позднее конца первого тысячелетия.

Морфологических описаний конечных морен исторической стадии Западного и Восточного Саянов в литературе не имеется. Наши маршруты в Западном Саяне (хр. Кантегирский, Араданский, Ойский) дополнительных сведений об этой конечной морене не дали. О конечной морене предположительно исторической стадии Восточного Саяна сообщал Е. В. Максимов (1965). Подробное морфологическое описание конечной морены в его работе не приводится. Указывается только абсолютная высота конечной морены в долинах Иркут и Белый Иркут, на северном склоне массива Мунку-Сардык, а также по долине Оки. Таким образом, описанная конечная морена по возрасту оценивается исторической стадией только условно.

В хр. Кодар Е. В. Максимов (1966б) выделяет конечную морену по долине Гольцовой речки (приток р. Верхний Саукан) и в бассейне р. Апсат, причем в бассейне р. Апсат «на высоте 2000 м лежит подножие забронированного глечера, спускающегося к озеру, подпруженному верхним ригелем» (с. 92). Эти конечные морены он относит к VI стадии. Основанием для такой индексации являются пространственное положение конечной морены и оцененная величина депрессии снеговой линии. Столь категорическое утверждение автора, однако, не доказано, о чем пишет и сам Е. В. Максимов, который считает, что определены только четыре стадии — максимальная, II, III и IV. Следовательно, описываемая стадияльная конечная морена относится к исторической стадии (VI — по Е. В. Максиму) только условно.

Не более ясным остается возраст конечных морен в долинах Верхоянского хребта, где в последнее время проводила исследования Н. В. Кинд (1974). Здесь к исторической стадии может быть отнесена выделенная этим автором X конечная морена. Условно Н. В. Кинд относит ее к позднеголоценовым похолоданиям, а на соответствующем графике той же работы ее возраст оценивается приблизительно в 2000 лет, что подтверждается анализом древесины в верхнем течении р. Ундулюн из высокой поймы — 1560 ± 40 лет (ГИН-273).

В хр. Сунтар-Хаята возраст конечной морены предположительно исторической стадии оценен по ее положению в долине И. А. Некрасовым, Е. В. Максимовым, И. В. Климовским (1973). Они пишут, что «недалеко от ледника 50 выделяется морена, лежащая в виде дуг высотой 10—20 м на прорезанном в средней части ригеле» (с. 37). Эта сильно перемытая морена относится авторами к VI стадии. Морены VI стадии отмечаются в ряде долин на высотах несколько ниже 2000 м (долины рек Людмила, Двойной, Сумгина и др.).

Значительно более определенное положение занимает комплекс конечно-моренных образований на Камчатке. С одной стороны, он часто облекается маломощным пирокластическим чехлом и, как сообщают И. В. Мелекесцев, Т. С. Краева, О. А. Брайцева (1970), на территории Ключевской группы вулканов морены перекрываются пепловым горизонтом, выпавшим около 1700 лет назад. С другой стороны, одновозрастная с мореной флювиогляциальная равнина в долине р. Сухая Елизовская вложена в голоценовые отложения возрастом 5500 и 3300 лет. На основании этого авторы сопоставляют возраст комплекса конечных морен с моренами исторической стадии оледенения Кавказа, Алтая и других районов СССР и определяют его время развития — около 2000 лет назад. Конечные морены на Камчатке они сопоставляют с крупным наступлением ледников на Аляске в 2735 до 700—300 лет до н. э.

Таким образом, имеются более или менее определенные данные для сопоставления конечных морен Камчатки, Алтая и других стран и предварительная оценка их возраста в интервале времени от 3000 до 300 лет до н. э. Однако простое отнесение конечных морен сходного возраста в разных горных странах к исторической стадии может быть ошибочным, так как известно, что на западе происходило несколько похолоданий, которые вызвали ледниковые подвижки. По данным Л. Р. Серебрянного (1978), проанализировавшего иностранную литературу, посвященную этому вопросу, видно, что геоморфологические данные свидетельствуют, что в течение стадии зимминг ледник занимал такое же положение, как при фернауском похолодании. В Восточных Альпах датировано наступление ледника в 1660 ± 90 лет назад (завершение подвижек зимминг), в Скандинавском нагорье установлена фаза активизации оледенения менее 2300 лет назад. Сходная датировка ^{14}C получена в Норвегии перед краем ледника Гросубреен в массиве Ютунхеймен — $2600 \pm \pm 100$ лет назад. Следовательно, для гор Сибири требуются серии самостоятельных датировок по ^{14}C , которые только и дадут возможность судить о действительном возрасте конечных морен так называемой исторической стадии оледенения. По всем данным только условно можно сопоставить историческую стадию в Сибири с серией зимминг на Западе и стадией туннель на Аляске, относящихся к I тысячелетию до н. э. — вплоть до середины I тысячелетия н. э.

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ГОРАХ

Камы, камовые террасы, озы

Камы — холмы в областях древнего оледенения, расположенные беспорядочно и перемежающиеся с котловинами. Камовый рельеф напоминает по внешнему облику холмисто-моренный, только основная толща рыхлых отложений, слагающая камы, представлена не мореной, а неправильно слоистыми отложениями в виде песка, гравия, валунной супеси и галечника. Камы возникают на контакте с ледником и получают название «формы ледникового контакта» [Флинт Р. Ф., 1963, с. 156]. По свидетельству С. А. Яковлева (1954), камы чрезвычайно различны по количеству своих форм, в этом отношении они превосходят все другие гляциальные формы рельефа. По-видимому, это обстоятельство является одной из причин того, что камы в некоторых случаях не диагностируются как формы древнего оледенения и их происхождение некоторыми авторами объясняется деятельностью других рельефообразующих процессов. Камы в Сибири изучались преимущественно на равнинах. В горах они известны на Алтае [Ефимцев Н. А., 1961; Десяткин Е. В., 1965]. В Чарской котловине на севере Забайкалья озы и камы описал Д. В. Лопатин (1969). На Чульманском плато в долинах рек и седловинах камы исследовал Д. С. Асоян (1975), а в Верхоянском Хребте — Б. Н. Леонов (1973). В Аллах-Юньском районе по долине Аллах-Юнь (правый приток Алдана) В. В. Заморуев (1978) описал «холмистые формы», которые оказались камами. Тот же исследователь по долинам рек Хандыга и Кобьюма (Южное Верхоянье) описал холмисто-камовый рельеф и камовые террасы [Заморуев В. В., 1976]. Об «озовых и камовых отложениях» южной части Нижне-Анадырской низины вблизи Корякского нагорья, расположенных в междугрядовых понижениях краевых комплексов моренных гряд, и об «озоподобных» грядах в бассейне правых притоков р. Насхона на о-ве Врангеля сообщает С. Ф. Бискэ (1978).

В горах Сибири камы представляют собой холмы, иногда короткие гряды, часто переходящие в камовые террасы и озы. Высота этих холмов от 4 до 30 м и даже больше. Камовые террасы, по описаниям В. В. Заморуева, на Верхоянском хребте достигают высоты 200—250 м, а, по данным Н. А. Ефимцева

(1961), на Алтае — выше 100 м. В некоторых долинах камовые террасы образуют несколько ярусов, расположенных друг над другом. Как правило, они редко прослеживаются на больших расстояниях по долинам, высота их быстро меняется и они могут иметь уклон не вниз, а вверх по долине. Поверхность камовых террас бывает выровненной, но чаще она волнистая, с отдельными западинами и холмами высотой 5—10 м (долина р. Сунтар) [Заморуев В. В., 1976]. Н. А. Ефимцев (1961) на Алтае описал камовые террасы у подножия склонов. Мы наблюдали хорошо выраженные камовые террасы в долине р. Бойлюкем в Юго-Восточном Алтае, где их высота не превосходит 10—20 м. Согласно Н. А. Ефимцеву, иногда создается впечатление, что образованы камовые террасы тесно сгруппированными плосковершинными камами и озами. На примере долины р. Иеризоль в бассейне р. Алаш, в Джулукульской котловине он показал четкие переходы озв в камы, тех и других — в камовые террасы. Наблюдения В. В. Заморуева (1976) в долине р. Кобюма в Южном Верхоянье и наши на Алтае показывают, что часто камы расположены не только по дну долины, но и на сравнительно крутых склонах долины (до 20°). На таких участках камы «насажены» по отдельности, но в целом образуют некоторое скопление холмов. Этот же исследователь в том же районе описывает «своеобразную форму» в виде «камовых плато», которые представляют собой плосковершинные массивы 0,5—1,0 км в поперечнике, ограниченные четкими уступами и возвышающиеся над окружающей равниной на 20 м. Исследователи отмечают, что между различными аккумулятивными формами рельефа во многих случаях нельзя провести границ. Поверхность флювиогляциальных равнин сменяется камовым рельефом, а камовые террасы постепенно замещаются камовыми формами и озами [Ефимцев Н. А., 1961; Леонов Б. Н., 1973; Заморуев В. В., 1976а, б].

Камы и озы в горах Сибири сложены галечниками, гравием, песками, ледниковой мукой, иногда верх холма прикрыт моренными отложениями. В разрезах камов в ряде случаев можно наблюдать слоистость в ряде случаев с изгибанием слоев и их «проваливанием». У выхода долины р. Елангаш на северо-восточных склонах Южно-Чуйского хребта на Алтае кам высотой около 10 м с поверхности покрыт слоистой илистой глиной, которая подстилается гравийно-галечниковыми и супесчаными отложениями. На Восточном Верхоянье Б. Н. Леонов (1973) описывает среди плоских заболоченных низин гряды, всхолмления и бугры, сложенные материалом флювиогляциального типа, — галечниками, песками, супесями.

Материал, слагающий камы и камовые террасы, как правило, слабо окатан. Интересным выглядит разрез кама в среднем течении р. Джасатор на Алтае, где древний ледник целиком заполнял долину, на склонах которой повсеместно прослежива-

ются моренные отложения. На правом берегу р. Джасатор распространены речные террасы, вложенные в морену, поверхность которой всхолмлена. В обнажении кама высотой до 4 м сверху виден глинистый песок, супесь с неокатанными гнейсовыми обломками, по-видимому, озерно-речного генезиса. Эти отложения подстилаются серым крупнозернистым плохо окатанным песком, гравием, мелкой галькой в смеси со щебенкой и дресвой. Слоистость пачки отложений очень четкая, вверху разреза на 1 м слои изогнуты. Основание разреза кама сложено нарушенными пропластками серого суглинки, переслаивающегося с крупнозернистым песком, гравием и галькой. Местами прослой выклиниваются, а в самом низу разреза видна разорванная антиклинальная складка, указывающая на обрушение средней части кама при протаивании льда. По-видимому, вся толща отложений кама накопилась в теле ледника, при таянии которого опустилась на его ложе.

В литературе нет единого мнения при определении форм рельефа, которые относят к камам, камовым террасам и озам. Ю. П. Пармузин (1972), например, совсем не склонен относить наблюдаемые холмистые формы к ледниковым камам. Напротив, П. А. Окишев (1973, 1974) высокие террасы р. Катунь на Алтае принимает как камовые и вслед за В. А. Обручевым (1951) находит озы в Уймонской степи. Эти озы были исследованы Г. Ф. Лангерсгаузен и Г. А. Шмидт [Окишев П. А., 1973а] и определены как озерные береговые валы ледникового времени. Описанные П. А. Окишевым рыхлые отложения, вскрытые карьером, не свидетельствуют о том, что наблюдаемый вал является озом. Данные Г. Ф. Лангерсгаузена и Г. А. Шмидт, как и материалы других исследователей, считающих, что наблюдаемые неровности поверхности Уймонской степи не озы, более достоверны, так как здесь никто не находил других следов ледниковой деятельности.

П. А. Окишев (1974) принял высокие террасы р. Катунь за камовые, но это неубедительно, так как они имеют местами ширину до 2—3 км и прослеживаются на десятки километров, в общем выдерживая уровень на высоте около 200—250 м (соответственно бровка террас ниже чем 200—250 м). Характер слоистости террасовых отложений указывает на их аккумуляцию в долине, где река имела слабое течение, а также озерных бассейнах. В долину со склонов сносились продукты выветривания, следы деятельности древнего сноса со склонов сохранились в виде многочисленных всяких эрозионных ложбин. Там, где сохранились от размыва высокие террасы, со склонов на их поверхность полого спускаются выполаживающие конусы выноса, о чем сообщал также Л. А. Рагозин (1942). В отложениях высоких террас вложены галечники низких террас, цементированные ледниковой мукой, которая полностью отсутствует в отложениях высоких террас. Никакой «видимости» этой вло-

женности, о которой пишет П. А. Окишев (1974), нет, об этом свидетельствуют многие разрезы речных террас. Отложения высоких террас прослеживаются по боковым долинам притоков (например, по долине р. Черги, р. Инегеня и др.). Оценка возраста отложений высоких террас, выполненная группой авторов с помощью термолюминесцентного анализа, показывает около 140 тыс. лет, свидетельствуя о их межледниковом времени формирования [Разрез новейших..., 1978].

Другая тема, обсуждаемая в литературе, — происхождение озов, камов и камовых террас. В сводной работе А. А. Асеева и А. Н. Маккавеева (1976) отмечается, что в горах, подвергавшихся оледенению, «большинство исследователей приходят к общему мнению, что камы являются типичными формами таяния мертвого льда» (с. 54). По способу формирования камы делятся на формы «прямые», которые образуются на ледниковом ложе, и «инверсионные», спроектированные на ледниковое ложе после таяния льда. Сравнительно небольшие опубликованные материалы по горам Сибири и Дальнего Востока подтверждают предложенное этими исследователями подразделение камов. Так, Б. Н. Леонов (1973) отмечает, что в Восточном Верхоянье встречаются гряды, бугры, всхолмления, расположенные чаще всего на плоских заболоченных низинах. Автор относит образование этого рельефа к обширным полям мертвых и малоактивных льдов, ныне растаявших, а ранее располагавшихся на периферии оледенения. «Водотоки сносили сюда обломочный материал, который скапливался во врезанных в лед руслах, выполнял котловины во льду и т. д. После таяния льда материал спроектировался на подстилающую поверхность, образовав описанные всхолмления и гряды» (с. 65). Наши наблюдения на Алтае также показывают, что камы, как правило, расположены по пологим, широким долинам и внутригорным котловинам, которые подвергались оледенению, где мог формироваться «мертвый» лед (доины рек Бойлюкем, Тары, Тархатты, Елангаша и др.). В долине р. Джасатор камы формировались на поверхности и в толще ледника, где накапливались галечниково-гравийные и песчаные отложения, оседавшие по мере таяния льда на его ложе. Многие камы не прикрыты сверху мореной и образуют слабые всхолмления. Возможно, что здесь мы имеем дело и с «флювиокамами», которые формировались в условиях проточного режима ледниковых вод [Асеев А. А., Маккавеев А. Н., 1976].

Н. А. Ефимцев (1961) считает, что образование водно-ледниковых форм горного оледенения не отличается принципиально от механизма формирования тех же форм при сплошном материковом оледенении. Он подтверждает точку зрения наледникового и внутрiledникового происхождения озов, камов и камовых террас. Вместе с тем он допускает аккумуляцию материала в верхних слоях льда и его проецирование на подледниковый

рельеф. По его мнению, отсутствие моренного чехла на камах указывает на их надледниковое образование. Н. А. Ефимцев поддерживает взгляд Р. Флинта на то, что образование камов и камовых террас приурочено преимущественно к склонам и останцовым массивам, так как последние вытаивали раньше и вокруг них, так же как и вдоль края льда, образовывались проталины, куда водой сносился обломочный материал. Следует отметить, что мнение о том, что водно-ледниковые формы рельефа, формирующиеся под ледником, должны иметь непременно моренный чехол, по-видимому, не всегда верно. На Алтае у ледника Маша-Юл мы наблюдали формирование оза, который продолжался из-под ледника в виде насыпи высотой до 2,5 м на 100—150 м вниз по долине. Эта гряда сложена гравием, щебенкой, дресвой и крупным плохо окатанным песком. Обломки сланцев как бы оббиты, указывая на их недалекий перенос водой. Поверхность оза сыпучая и лишена моренного чехла, хотя гряда формируется вдоль русла подледникового водного потока (рис. 34).

В горах Сибири встречаются также псевдоозы и псевдокамы разного генезиса. Нами было отмечено несколько случаев неледникового генезиса форм рельефа, схожих с гляциальными. Песчаный вал, напоминающий оз, нами изучен совместно с В. А. Паньчевым на Алтае в долине р. Джасатор. Здесь с проксимальной стороны мощного вала конечной морены предположительно сартанского оледенения расположена глинистая поверхность засыпанного моренно-подпрудного озера. Из долины правого притока р. Джасатор поперек бывшего озера прослежи-

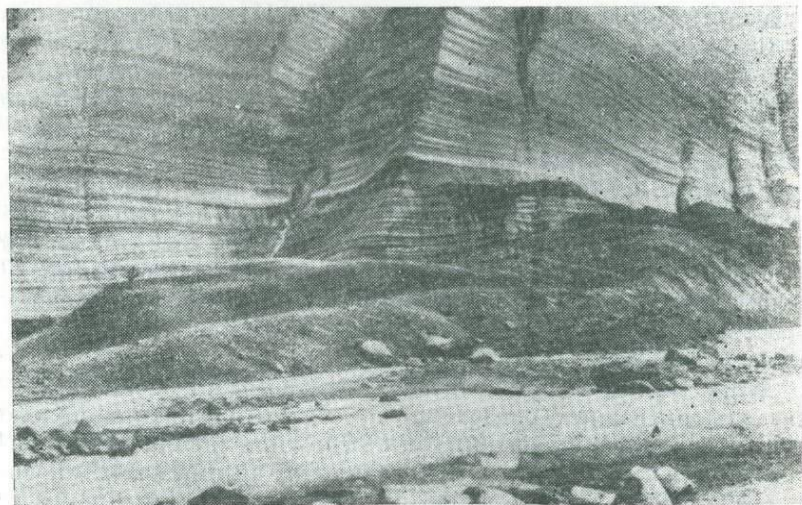


Рис. 34. Озы у ледника Маша-Юл в Северо-Чуйском хребте (стрелки).

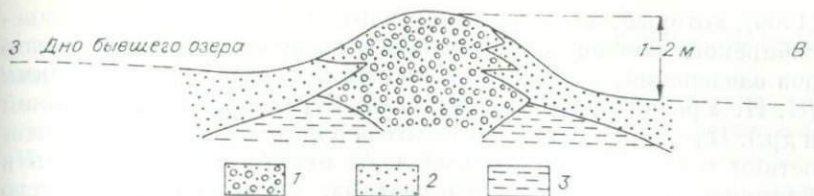


Рис. 35. Зарисовка псевдооза в долине р. Джасатор в Южно-Чуйском хребте.

1 — галечник хорошо окатанный слоистый; 2 — серая супесь с отдельными гальками; 3 — песок серый слоистый.

вается изгибающийся песчано-галечниковый вал высотой 3 и шириной 5—10 м. В разрезе вала сверху (рис. 35) виден серый мелкозернистый песок мощностью 20—30 см, он подстилается выклинивающимся по крыльям вала слабо окатанным сыпучим серым сортированным слоистым галечником. По краям вала галечник фациально переходит в супесь, а в основании — в среднезернистый песок. Таким образом, этот вал псевдооз сформировался уже после отступления ледника и представляет собой один из фрагментов древней дельты р. Чикты, когда она впадала в высохшее теперь озеро. Позднее река пробила новое ущелье, свернув вправо по течению.

В горах можно встретить и другие формы имитации озоз. Так, В. Я. Фрейфельд (1974) исследовал «озы» в долине р. Ашутер (бассейн р. Чонкызылсу) на северном склоне хр. Терской Алатау, сформировавшиеся за счет флювиогляциальных отложений, накапливающихся в каналах, промытых в наледях. Работа В. Я. Фрейфельда дает основание утверждать, что часть озоз в горах имеет не ледниковое, а наледное происхождение. В Сибири это тем более вероятно, так как здесь весьма широко распространены наледи большой мощности. Автор отмечает, что при восстановлении границ древних ледников в горах наличие озоз следует рассматривать весьма осторожно и подкреплять другими данными.

В горах Сибири и Дальнего Востока встречаются также псевдокамь, которые могут ввести в заблуждение исследователей древнего оледенения. Однако не нужно все камь относить к псевдолодниковым формам рельефа, как это делает Ю. П. Пармузин (1972), опровергая гляциальный генезис камов. По его мнению, камовый рельеф не подтверждает древнее оледенение, так как камь могут образоваться при расчленении террас рек и аллювиальных равнин мерзлотными трещинами. Кроме того, формирование камов может быть связано с деятельностью внутригрунтовых потоков, выносящих мелкозем из аллювия. В результате подобного процесса поверхность террас деформируется, образуется западинно-грядовый микрорельеф и дальнейшее «расползание» террас. Ту же ошибку делает В. В. Рогожин

(1966), который, изучая роль мерзлоты на северо-западе Средне-сибирского плоскогорья, пришел к выводу об отсутствии следов оледенений, которые выделялись многими исследователями (Н. Н. Урванцев, В. Н. Сакс, С. А. Стрелков, С. Л. Троицкий и др.). Нужно, конечно, согласиться с автором в том, что многолетняя мерзлота и подземные льды играют огромную роль в формировании современного рельефа, но все следы древнего оледенения относить к псевдолодниковым неубедительно.

По нашему мнению, предложенное Ю. П. Пармузиным ошибочное объяснение происхождения холмистого рельефа — псевдокамов — в областях нивального климата полностью может быть отнесено не только к равнинам, но и к горам. Приуроченность камов к другим следам древнего оледенения в горах, например к конечным моренам, не оставляет сомнения в их гляциальном генезисе.

Следовательно, водно-ледниковые формы рельефа (камы, камовые террасы и озы) имеют сравнительно ограниченное распространение в горах. Они встречаются главным образом по пологим долинам, внутригорным котловинам, куда во время оледенения спускались ледники. Вместе с другими формами древнего оледенения камы и озы могут быть существенным доказательством жизнедеятельности ледников прошлого. Но в долинах и внутригорных котловинах встречаются и псевдолодниковые формы, которые прямого отношения к деятельности ледников не имеют (расползания террас, озы, возникающие по трещинам и пустотам в наледях, псевдокамовые террасы и пр.), но могут быть приняты за следы деятельности древнего оледенения.

Значение изучения флювиогляциальных террас и вопросы их сопоставления с конечными моренами в горах

В горах Северной Азии широким распространением пользуются речные террасы, следующие в ледниковых долинах сериями на десятки километров. В отличие от равнин в горах наблюдается значительно большее число террас. Особенно рельефны террасы в горах Южной Сибири, среди которых хорошо известны террасы Центрального Алтая. В некоторых долинах поднимается до 30 цикловых и внутрицикловых (локальных) террасовых уступов. Высоты террас в некоторых больших долинах достигают 400 м (например, на р. Катунь и в долине р. Колымы). Нижне- и среднечетвертичные террасы имеют высоты 100—300 м. Ширина террас в горах обычно невелика и редко составляет несколько сот метров, и только во внутригорных котловинах она измеряется километрами. Как правило, наиболее молодые, верхнечетвертичные террасы отличаются хорошей морфологической выраженностью с очень ровным, плоским верхом, только местами размытым и осложненным выступающими на

поверхность валунами и скатившимися с бортов долины глыбами.

По террасам судят о характере развития горной страны, но вопрос о генезисе всех террас гор не может считаться решенным [Ивановский Л. Н., 1976]. Продолжаются споры о возрасте террас и их соотношении с другими формами рельефа и отложениями. Все это объясняется еще сравнительно неравномерным изучением террас, исследования акцентируются главным образом на их геологическом содержании. Недостаточно описывается морфология террас, в частности продольные профили верха. Только систематическое прослеживание верха террасы и ее состава вдоль по долине дает возможность установить переходы террас в другие формы рельефа и отложения. Особое значение имеет корреляция речных (флювиогляциальных) террас с конечными моренами. Галечники речных террас узких горных долин, как правило, лишены органических остатков, по которым определяют их возраст. Оценка времени накопления конечных морен также встречает большие трудности. Синхронизация геологических событий значительно облегчается при установлении фациальных переходов морен в галечники террас, а знание абсолютного возраста тех или иных отложений открывает перспективу установления точной хронологии последних этапов развития горной страны. Один из создателей советской школы геологов-четвертичников Г. Ф. Мирчинк (1933) считал, что для раскрытия четвертичной истории страны нужно синхронизировать историю ее оледенения с историей приледниковой области. Один из важнейших методов для решения этой задачи состоит в увязке конечных морен оледенения с соответствующими террасами. Кроме того, устанавливаемый парагенезис ледниковых и флювиогляциальных (аллювиальных) отложений представляется весьма важным для понимания генезиса речных террас и отложений. По этому поводу Е. В. Шанцер (1965, с. 11) пишет: «Работа талых ледниковых вод — нераздельная составная часть деятельности ледника, и только понимание динамики развития последнего позволяет правильно оценить особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений и их историко-геологическое значение». Следовательно, проблема сопоставления конечных морен и речных террас горных стран Сибири и Дальнего Востока — одна из задач изучения ледниковых и перигляциальных образований.

Соотношение речных террас и конечных морен, по А. Пенку и Э. Брюкнеру, выражается в том, что террасы распространены вверх по долине до границы продвижения ледника, оставившего конечную морену. Каждому ярусу галечников террас отвечает пояс конечных морен. Галечники террас связываются с моренами переходными конусами, при этом образование конуса объясняется размывом конечной морены (рис. 36). Взгляды А. Пенка и Э. Брюкнера не общепризнаны в Сибири. В. Н. Таганцев (1915)

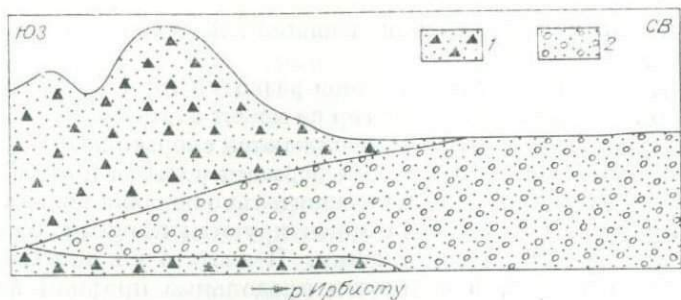


Рис. 36. Соотношение конечной морены и террасы в долине р. Ирбисту в Южно-Чуйском хребте.

1 — конечная морена; 2 — галечники террасы высотой 27—30 м.

считает, что вблизи ледника наблюдается не размывание поверхности конечных морен, а ее прорыв, так как в противном случае было бы непонятным хорошее сохранение рельефа конечной морены. Происхождение переходного конуса связывается с аккумуляцией галечников у выхода реки из-под ледника. Под ледником река течет под большим гидростатическим давлением, обладая большой скоростью, увлекая обломочный материал. К концу ледника, где ослабевает транспортирующая сила реки, формируется переходный конус. Крупные конусы образуются при длительном стационарном положении ледника.

На примере гор Средней Азии Н. П. Костенко (1975) провела подобный анализ парагенезиса гляциальных, флювиальных и коллювиальных отложений, а также исследовала геоморфологическое соотношение морен и аллювия. Она подчеркивает, что сочетание разновозрастных морен и аллювия зависит от новейшей структуры, динамики потока льда, а также орографических и климатических условий. При использовании морен для построения местных стратиграфических схем необходимо учитывать специфическую обстановку, определяющую развитие горного оледенения. С этим выводом нельзя не согласиться. В Сибири за последние годы почти не было исследований геоморфологического соотношения конечных морен и аллювия речных террас. Обычно все исследования оканчиваются простой констатацией факта фациального перехода морен в террасовые галечники.

В сибирских горах непосредственный переход террас рек в конечные морены сравнительно редок, поэтому чаще всего исследователи сопоставляют террасовые галечники с конечными моренами геологическими методами. При таких сопоставлениях отсутствие достоверных определений возраста террас и морен приводит к возникновению спорных вопросов. Но и наблюдаемый морфологический переход конечных морен в террасы истолковывается по-разному; например, ведутся споры о време-

ни накопления галечников ниже морены. Одни исследователи считают, что накопление галечников начинается с отступанием ледника, так как наступающий до этого ледник разрушает впереди лежащий галечник. Другие признают справедливым положение Р. Флинта (1963) о том, что наступление ледника влекло за собой формирование мощного слоя флювиогляциальных отложений, более мощного, чем слой, образующийся при сокращении ледника; «вследствие низкой температуры воздуха и крутизны фронтальной зоны наступающего ледника область абляции резко сокращается, а это обуславливало уменьшение стока талых вод, способных удалять и перерабатывать обломочный материал, заключенный в леднике» (с. 149). В сибирских горах, к сожалению, детальных исследований в этом направлении почти не велось.

Необходимость изучения речных террас и конечных морен в горах Сибири подчеркивал еще М. А. Усов (1934, 1936). Исследования М. А. Усова продолжены Л. А. Рагозиным (1942), который сопоставил многочисленные речные террасы на Алтае с конечными моренами по долинам рек Катунь и Аккему. Он пытался также объяснить оледенения и их стадии с помощью гипотезы Миланковича.

В Сибири после работ М. А. Усова взгляды на одновременность образования конечных морен и начинающихся от них галечников террас получили широкое распространение. Фациальные переходы моренных отложений в террасовые описаны в ряде горных стран, и часто по числу конечных морен определяется число речных террас, и наоборот. Были также попытки корреляции рыхлых отложений горных и равнинных стран, при этом по конечным моренам в горах устанавливается возраст террас в горах и на равнинах [Рагозин Л. А., 1948; Щукина Е. Н., 1960].

Детальный анализ метода сопоставления конечных морен с речными террасами проведен Е. В. Шанцером (1951), который подчеркнул, что для равнинных стран сопоставление морен и террас без тщательных геологических исследований невозможно. Террасы равнинных рек могут быть созданы не только во время оледенения, но и в межледниковое, и схема, предложенная А. Пенком и Э. Брюкнером (каждой террасе соответствует своя конечная морена), механически принята быть не может. Е. В. Шанцер вместе с тем отмечает, что в высокогорных районах с узкими долинами морфологический переход конечных морен в террасы может служить основой для создания стратиграфической схемы, но при использовании методов, контролирующихся полученные результаты. Выводы Е. В. Шанцера подтвердили работы А. В. Кожевникова (1964) и И. Н. Сафронова (1964), которые сопоставили стадии и ледниковые эпохи с террасами трогов Кавказа.

Все вышесказанное свидетельствует о необходимости изучения проблемы соотношения речных террас и конечных морен в горах Сибири и Дальнего Востока. Такое сопоставление возможно только при использовании всех методов исследования, имеющих в геоморфологии. Главный из них — морфологический, который, однако, не может предохранить исследователя от возможных ошибок. Для сопоставления конечных морен и речных террас прежде всего нужно исследовать переходные образования от конечных морен к террасам. Такие формы выражены достаточно четко и представлены континентальными дельтами и переходными конусами выноса. Первые часто весьма обширные и преимущественно развиты во внутригорных котловинах. В горах такие котловины расположены на больших высотах, например Укок — на высоте 2000—2400 м, Чуйская — 1700—2000 м, Чарская — 700—800 м и т. д. Со стороны трогов, открывающихся в эти котловины, выдвинуты мощные системы конечных морен позднего плейстоцена. Ниже этих конечных морен находятся крупные континентальные дельты, распластывающиеся по дну котловины на несколько километров. Рельеф этих дельт сложный, они образуют наклонные равнины, прорезанные многочисленными старыми руслами-ложбинами, западинами, продолговатыми грядами. Как описывает Д. В. Лопатин (1969), в Чарской котловине они характеризуются радиально-лучистой ориентировкой положительных и отрицательных форм. По составу слагающих их отложений в верхней части положительных форм просматриваются крупнозернистые пески, а в основании — галечники. В отрицательных формах наблюдается маломощный слой пылеватых песков, подстилаемых галечниками. На Алтае подобные дельты сложены в основном галечниками и валунно-галечниковыми образованиями. На некоторых крупных дельтах можно найти отдельные крупные сланцевые глыбы до 5—6 м. Здесь, в нижней части дельты, постепенно вышолаживаются, в одном случае они сменяются террасой магистральной реки, в другом — сильно снижаются и становятся заболоченными. Часто дельты сливаются между собой, образуя наклонную равнину.

В узких долинах, где конечные морены могут быть весьма высокими, дельты становятся крутыми, приобретая характер мощных конусов. При низких и слабо развитых конечных моренах такие конусы становятся отлогими и короткими, они незаметно переходят в речную террасу. В таких случаях без сплошного разреза трудно решить вопрос, имеют ли дельты или конусы выноса фациальный переход в конечную морену или конечная морена лежит на более древней террасе.

В горных странах Сибири убедительные сопоставления речных террас с конечными моренами сделаны для позднеплейстоценового оледенения. Приведем несколько примеров. На Алтае в бассейне р. Катунь наблюдался фациальный переход стадийных конечных морен в континентальные дельты и конусы, сменяющиеся галечниками террас. В результате оценен их возраст, отделены доледниковые террасы от ледниковых. Среди террас ледникового времени выделено семь основных, связанных с изменениями местных базисов эрозии [Ивановский Л. Н., 1967]. На Алтае же Ю. П. Селиверстов (1957) в бассейне р. Кара-Кабы описал фациальный переход морены максимума последнего оледенения в зандровые образования, которые ниже по долине замещаются аллювием террасы высотой 15—20 м. А. А. Свиточ и соавторы [Разрез новейших..., 1978] в общем подтвердили схему террас, разработанную Л. Н. Ивановским (1967), и определили возраст катунь-чуйской (ининской) толщи высоких террас по термолюминесцентному анализу в $148 \pm 16,7$ тыс. лет (МГУ-КТЛ-89). Таким образом, высокие террасы формировались в межледниковое время.

С. В. Обручев (1953), исследуя Саяно-Тувинское нагорье, писал: «...с оледенением связано образование 8-й и 7-й террас Ангары и 5-й террасы Енисея» (с. 538). Он соглашается с М. П. Нагорским, В. В. Шарковым и другими в том, что долины заполнялись галечниками во время оледенения, а самые верхние горизонты террасовых отложений (лессовидные суглинки, пески) накоплены при «жарком климате».

В хр. Кодар Д. В. Лопатин (1972) наблюдал фациальный переход конечных морен позднеплейстоценового оледенения во флювиогляциальные конусы выноса, сложенные галечниками. Ближе к центральной части Чарской котловины эти галечники сменяются песками, ранее считавшимися среднечетвертичными [Музис А. И., 1966, 1967].

Интересные исследования по соотношению террас и конечных морен в Восточном Саяне провел М. Г. Гросвальд (1965). Он описывает переход конечно-моренного вала в «ледниково-речные террасы». Кроме фациального перехода ледниковой серии в долинах рек [Тора-Хем и Бий-Хем, показанного на графической схеме, в работе подробно описывается морфология флювиогляциальных террас, в частности вблизи морен отмечаются значительные уклоны флювиогляциальных террас и зандровых равнин. Это явление он объясняет тем, что потоки талых ледниковых вод обычно перегружены наносами и характеризуются высокими гидравлическими уклонами. Этой же причиной М. Г. Гросвальд склонен объяснять и отмечаемое нарастание высот одной и той же террасы по мере приближения к краю древнего ледника. Под воздействием эрозии талых ледниковых вод возник микрорельеф террас. «Густая сеть плоских неглубоких ложбин, несомненно, оставлена потоками талых ледниковых

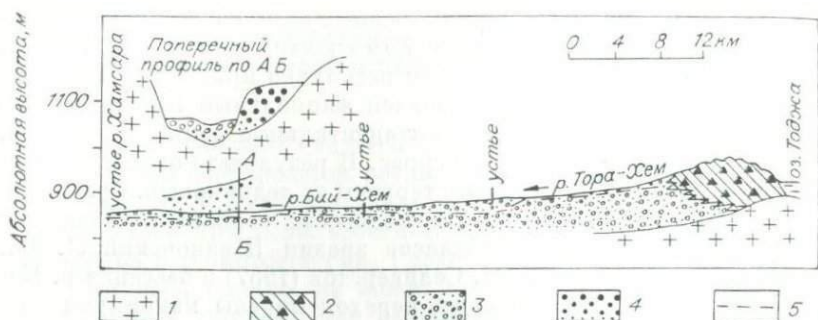


Рис. 37. Конечная морена и флювиогляциальные галечники в долинах Тора-Хем и Бий-Хем в Восточном Саяне [по М. Г. Гросвальду, 1965]. 1 — древние породы; 2 — морена азасского оледенения; 3 — флювиогляциальные валунные и галечниковые отложения азасского оледенения; 4 — то же, казахского оледенения; 5 — продольный профиль русел рек.

вод. Гидравлические уклоны таких потоков превышали уклоны поверхности террас (рис. 37), поэтому талые воды не могли выработать постоянных русел, а лишь блуждали по указанной поверхности, выстилая ее наносами» [Гросвальд М. Г., 1965, с. 28].

Флювиогляциальные галечники террас почти всюду покрыты лессовидными суглинками. Крупный галечник с валунами обычно хорошо окатан. Крупность галечника меняется в двух направлениях: в горизонтальном, убывая по мере удаления от конечно-моренного вала, и в вертикальном, увеличиваясь по разрезу до контакта с плащом лессовидных суглинков.

Важнейшей особенностью состава террас, связанных с оледенением, является присутствие «ледниковой муки», которая цементирует галечники в рыхлый конгломерат. Частицы, составляющие «ледниковую муку», имеют размеры в пределах разрешающей способности электронного микроскопа. Наличие «ледниковой муки» в террасовых галечниках позволяет более уверенно относить их формирование к ледниковому времени в тех случаях, когда нет других доказательств их связи с оледенением [Ивановский Л. Н., 1953; Гросвальд М. Г., 1965; Замоуев В. В., 1967; Разрез новейших..., 1978].

Приведенные сопоставления конечных морен и речных террас основываются на морфологическом методе. Еще более надежным сопоставление морен и террас становится при широком применении комплексной геологической методики, когда используются палинологический, палеокарпологический, палеонтологический (моллюски, диатомы, костные остатки и др.) методы, анализируются криогенные нарушения залегания рыхлых отложений и пр. Так, сопоставление речных террас и конечных морен приводится в работе А. И. Кыштымова (1972) по бассейну р. Амгуемы на Чукотском полуострове. Он сообщает, что флювиогляциальные отложения слагают задровые равнины,

которые примыкают к дистальному краю конечно-моренных гряд. У края морены в составе отложений много крупновалунного материала, который мельчает по удалению от морены. Ниже по течению зандровые равнины переходят в III надпойменную террасу. Полученные морфологическим методом выводы подтверждаются палинологическими исследованиями III террасы. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о суровых климатических условиях времени их отложения.

Используя различную методику исследований, О. А. Брайцева и соавторы (1968) сопоставили конечные морены и речные террасы на Камчатке. Они описали массивы древних наземных дельт в осевой части среднего участка Камчатской депрессии и решили вопрос о происхождении и возрасте этих дельт путем морфологического анализа. Массив одной из наземных дельт начинается от моренной гряды, имеющей вид дуги, выпуклой стороной обращенной к центру депрессии. Древняя дельта, начинающаяся от морен, сформировалась во время таяния ледников, отложивших упомянутую моренную гряду. Минералогически были изучены обломки, взятые из дельты. Это исследование показало обширность провинции питания и активную деятельность ледников боковых долин. Во флювиогляциальных отложениях древней дельты обнаружены нижняя челюсть с зубами и отдельные зубы *Mommothus primigenius*, что дает возможность датировать древний ледниковый комплекс верхним плейстоценом и связывать его с первой фазой позднеплейстоценового оледенения. Приведенные спорово-пыльцевые и диатомовые анализы позволяют восстановить полную картину ландшафта времени формирования конечных морен и связанных с ними флювиогляциальных галечников.

Большинство споров при подобных корреляциях разгорается вокруг оценки возраста отложений, времени накопления галечников ниже морены во время оледенения и, значит, последовательности возникновения и развития той или иной формы рельефа. Так, А. И. Музис (1966) писал о среднечетвертичном возрасте песков Чарской котловины. По его мнению, они лежат ниже позднеплейстоценовой морены, выдвинутой в котловину. Д. В. Лопатин (1972) доказывает позднечетвертичный возраст песков, выявляя фациальный переход позднеплейстоценовых морен в наблюдаемые пески. Э. И. Равский (1972) считает, что возраст песков обнажения Белый яр в Тункинской впадине самаровский и что они залегают на эоплейстоценовых отложениях. Это утверждение встретило возражения со стороны В. А. Беловой (1975), которая на основании палинологического анализа и изучения растительного детрита из предполагаемых эоплейстоценовых отложений с помощью радиоуглеродного анализа указывает его позднеплейстоценовый возраст ($26\ 250 \pm 300$ лет). По-видимому, при внедрении новых методов исследований в геоморфологию и четвертичную геологию не следует забывать и

о старом испытанном морфологическом методе выявления фа-
циального перехода конечных морен в речные террасы.

Сопоставление конечных морен и террас проводится наиболее успешно при комплексном подходе, с учетом окружающей географической обстановки. Общее положение А. Пенка и Э. Брюкнера о соотношении речных террас и конечных морен часто применяется формально. В некоторых работах не приводятся даже разрезы фациальных переходов, доказывающих парагенезис морен и террас. Все доказательства строятся только на одном морфологическом переходе, который нельзя считать бесспорным, так как морена может быть надвинута на поверхность более древней террасы или же речные галечники могут быть значительно моложе морены и прислонены к ней.

Например, Н. А. Ефимцев (1964) определяет возраст террасы р. Чуи у пос. Чибит на Алтае конечной мореной, выдвинутой из брошенной долины той же реки. Между тем террасовые галечники могли быть отложены значительно позднее, уже тогда, когда река протекала по новой эпигенетической долине, которая сливается со старой долиной ниже пос. Чибит. Одна морфологическая смена конечной морены террасой еще не доказывает здесь одновозрастность конечной морены и следующей, возможно, врезанной в нее, террасой.

По данным Г. С. Ганешина (1959), на Сихотэ-Алине в долине р. Средней Бомболи поверхность донной морены, в которую врезаны современные реки, за пределами ледниковых языков отвечает поверхности 8—12-метровой террасы, имеющей цоколь из коренных пород, на котором лежит маломощный слой песков с галькой и валунами. Эти отложения автор рассматривает как флювиогляциальные миниатюрные зандры. Таким образом, возраст 8—12-метровой террасы определяется им временем последнего оледенения. Сходная картина, как пишет тот же автор, наблюдается в хр. Ям-Алинь, где терраса высотой 12—15 м сложена флювиогляциальными галечниками, накопившимися в долинах в эпоху последнего оледенения. Однако для доказательства возраста соответствия террас и залегающей по долинам донной морены этого еще недостаточно, так как их временное соответствие строится автором на совпадении высотного положения моренных отложений и следующих ниже их галечников.

Другое допущение при сопоставлении конечных морен и террас основано на известном положении А. Пенка и Э. Брюкнера о том, что все морены должны быть связаны с террасами, и поэтому по числу и высоте террас можно определить число стадий оледенения. В нашей литературе часто принимается, что все ледники прошли через восемь этапов деградации и должны были отложить соответственно восемь конечных морен. В том случае, если в долине нет конечной морены, но имеется терраса, делается вывод, что морена теперь смыта. Таким методом установления числа климатических колебаний на Алтае, в верховья-

ях Катуня, пользовался Л. А. Рагозин (1942), число стадийных колебаний ледника последнего оледенения по террасам той же реки определил В. В. Заморюев (1962).

В последнее время даже составляются таблицы, на которых коррелируются высоты террас и номера стадий оледенения (конечные морены). Такую таблицу можно найти в работе В. С. Жданова (1970), где обозначены номера стадий горного оледенения (морены), высоты террас хребтов Джугджур, Восточного Саяна, Срединного на Камчатке и др. Е. В. Максимов (1965), исследуя террасы Мондинской котловины Восточного Саяна, находит восемь террас по долине р. Иркут и доказывает их стадийное заложение. Определив возраст одной из террас с помощью радиоуглеродного метода, этот автор, исходя из ритма, установленного А. В. Шнитниковым (1957) в 1850 лет, механически оценивает возраст других террас.

В упомянутых работах остается недоказанной фактическая связь террас рек с конечными моренами и полностью отсутствует анализ продольных профилей террас и их геологических разрезов. Известна большая подвижность тектонических структур горных стран. Ступенчато расположенные структуры образуют много местных базисов эрозии, и, следовательно, имеется большая возможность заложения «веера» террас регрессивной эрозией. Эти террасы в своем развитии не имеют прямой зависимости от оледенения и отражают дифференцированные неотектонические движения отдельных морфоструктур. Толща галечников, отложенных во время оледенения, может быть основой для формирования серии террас врезания. Такое врезание обусловлено местными изменениями базиса эрозии. Отличить террасы врезания можно лишь при детальном продольном профилировании [Скворцов Ю. А., 1941; Николаев Н. И., 1950].

Не учитывая регрессивную эрозию и выработку «веера» террас, исследователи порой допускают ошибки в определении границ стадий оледенения. Считается, что если спускаться вниз по ледниковой долине, то число террас увеличивается вследствие пересечения рекой границ стадий или ледниковой эпохи, морены которых смыты. На Алтае, в бассейне Катуня, этим методом установления числа стадий оледенения пользовался Л. А. Рагозин (1942), а в бассейне р. Бухтармы — Ю. П. Селиверстов (1957). Таким образом, при сопоставлении террас и конечных морен необходима детальная морфологическая характеристика террас, которая может выявить зависимость данной террасы от оледенения.

Трудности сопоставления речных террас с оледенениями в горных странах в значительной степени есть выражение сложных взаимоотношений тектонических и климатических причин образования террас и развития долин вообще. Известное положение Е. В. Шанцера (1951) о том, что накопление галечников в долинах происходит вследствие интенсивных склоновых про-

цессов во время оледенения, в целом верно, однако различать террасы, сформированные в результате такого накопления, и эрозионные террасы, вырезанные в этой толще, необходимо, хотя это и представляет сложную задачу, при решении которой обязательно продольное профилирование террас.

Идея об одновременности накопления конечных морен и речных террасовых галечников не может быть распространена на все террасы. Фактический материал полевых исследований в Сибири показывает большую сложность взаимоотношений террас и конечных морен. Так, Н. В. Думитрашко (1952) пишет, что по долинам горных хребтов, окружающих Байкал, террасы вложены в морены. Она считает, что образование террасовых галечников соответствует подъему озера после таяния ледников. Таяние ледников и подъем уровня озера вызывают аккумуляцию и по долинам рек, впадающих в Байкал. В. В. Ламакин (1958) возражает против этого, указывая, что врезанных в морены террас в районе Танхоя на Байкале нет вообще, так как берег здесь опускается.

В противоположность этим данным С. С. Воскресенский и Е. С. Трошкина (1971) утверждают, что они синхронизировали образование террас на Байкале с оледенениями: отложение галечников нижней террасы происходило во время максимального распространения ледников Хамар-Дабана, вторая же терраса образовалась одновременно с началом оледенения. В дополнение к этим примерам можно добавить схемы сопоставления оледенения и речных террас и в других горноледниковых районах. В. С. Вышемирский и И. П. Варламов (1958), рассматривая взаимоотношения конечных морен в Западном Верхоянье с террасами Лены, устанавливают, что моренные отложения залегают на поверхности IV террасы, следовательно, первое оледенение было после отложения аллювия IV террасы. Конечно-моренная гряда второго оледенения перекрывает III террасу правых притоков рек Алдана и Лены. Таким образом, террасы образовывались здесь каждый раз после оледенения.

Из всего сказанного вытекает необходимость при сопоставлении конечных морен и террас в первую очередь определять генезис террас, роль в их формировании тектонического и климатического факторов [Шульц С. С., 1940]. По-видимому, требуются дальнейшие исследования соотношения террас и конечных морен, в частности на Байкале нужны исследования как озерных, так и речных террас вокруг озера с точным установлением их генезиса, увязкой с конечными моренами, расположенными в приустьевых частях долин на севере и юге озера.

Парагенезис террас и конечных морен может быть решен только при использовании всех известных методов исследования и при совместном применении морфологического и геологических методов. Можно полностью согласиться с В. Г. Гербовой (1973) в том, что геологи, исследующие стратиграфию, иногда

не придают должного значения взаимосвязи отложений с рельефом. При таком подходе рельеф и отложения, представляющие в природе единое целое, искусственно разделяются на две части: самое глубокое изучение одной из них без другой не может быть убедительным. Первоначальным этапом изучения соотношения конечных морен и террас должно быть исследование фациального перехода моренных отложений в речные галечники.

ВЫВОДЫ

Ледниковый рельеф — основа восстановления истории горного оледенения, поэтому его правильная и рациональная интерпретация только и может обеспечить бесспорную реконструкцию древнего оледенения. Ледниковый рельеф должен изучаться всесторонне, с учетом достижений геоморфологии, четвертичной геологии и гляциологии, которые раскроют все особенности их морфологии, генезиса и возраста. В работе сделана попытка оценить пригодность основных ледниковых форм рельефа для реконструкции древнего оледенения на том уровне, как они изучены в настоящее время в Сибири и на Дальнем Востоке. Для такой оценки важно понимание механизма их формирования и последующей истории развития. Но это еще далеко не ясно для ступенчатых и «ярусных» каров, вложенных трогов и их деталей. Еще недостаточно изучена морфология конечно-моренных образований. При понимании механизма формирования ледниковых форм рельефа, если учесть местные условия, будет меньше ошибок для бесспорного отделения ледниковых форм от морфологически сходных неледниковых. Для решения этих вопросов необходимы стационарные исследования, которые дадут количественную характеристику механизма формирования ледниковых форм.

Необходимо знать признаки отличия ледниковых каров от нивальных и различать кары, развивающиеся в результате постепенного расширения нивальной ниши при одной и той же высоте снеговой линии, от каров, разрабатываемых при опускании снеговой линии. От решения этого вопроса зависят проблема ярусности каров и выяснение возможности каровых ярусов при оценке депрессии снеговой линии.

Слабо известна морфология ступенчатых каров, в результате чего не ясны их возраст, принадлежность к прогрессивной или регрессивной фазе оледенения, последовательность их развития, унаследованность от более древних ледниковых эпох и т. д. Вопрос сопоставления каровой лестницы со стадиями или эпохами оледенения остается открытым, поэтому синхронизация уступов ступенчатых каров с конечными моренами пока не оправдана.

Определение причин различной экспозиции каров и ее влияния на асимметрию горных хребтов имеет палеогеографическое значение, так как позволяет судить о масштабах древнего оледенения и деталях климата, направлении ветров, концентрации снега в понижениях, значительной увлажненности подветренных склонов. До сих пор слабо изучены механизм деградации каров, переход их в эрозионные ложбины, формирование проходов и выработка эквипленов. Для получения количественных показателей скорости отступления стенок каров необходимы стационарные исследования.

Типизация ледниковых долин по поперечным профилям важна для понимания их генезиса. Особое значение имеет профилирование плеч трогов вдоль долин в целях восстановления границ ледника в межледниковье, определение величины неотектонических поднятий, соотношение их с днищами каров, а также с речными террасами.

Изучение продольного профиля днищ трогов нужно проводить с учетом наших знаний о движении ледников, что обеспечит правильное объяснение генезиса ригелей.

Ярусные долины могут быть заложены вдоль тектонических рвов и трещин и независимо от них. Необходимо исследовать ступенчато расположенные ярусные долины, а также дальше изучать механизм формирования эпигенетических долин, их возраст и последовательность развития.

Не закончен сбор материала по морфологии морен и их типов в горах. Нужны специальные исследования признаков для отделения псевдоморен и других аккумулятивных гляциальных форм рельефа. Особого внимания заслуживает изучение конечных морен стадий позднеплейстоценового оледенения, их датирование радиоуглеродным методом и сопоставление с системой речных террас. Изучение конечных морен даже позднеплейстоценового оледенения убедительно показывает, что их расположение в значительной степени может зависеть от новейших тектонических поднятий, а также вызываемых сейсмотектоникой обвалов снега и ледниковых подвижек. Поэтому нужна разработка единой временной шкалы развития ледникового рельефа в гляциологических провинциях и горах с неодинаковыми амплитудами неотектонических поднятий. Исследования показывают, что комплексные методы позволяют достоверно проводить сопоставление оледенений и речных террас. В таких сопоставлениях важно использовать морфологический и фациальный переходы конечных морен в террасовые галечники. Изучение конечных морен даже наиболее молодых стадий позднеплейстоценового оледенения убедительно показывает, что оледенение в сибирских горах синхронно развивалось в каждой горной стране по отдельности и в целом одновременно с оледенением горных стран запада (Кавказа, Альп и др.). Вместе с этим требуется дальнейшая работа по установлению величины запаздывания в развитии максимума оледенения по широте.

Авсюк Г. А. О некоторых вопросах гляциологии.— В кн.: Проблемы физической географии. Вып. 13. М., 1948, с. 122—144.

Агафонов Б. П. Распространение и прогноз физико-географических процессов в Байкальской впадине.— В кн.: Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, 1975, с. 59—138.

Агеев К. С., Дитмар А. В. Некоторые особенности рельефа высокогорных районов Корякского нагорья.— Уч. зап. НИИГА, Л., 1964, вып. 4, с. 137—149.

Алексеев В. Р., Кириченко А. В. Режим схода снежных лавин на севере Забайкалья.— Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, Иркутск, 1972, вып. 35, с. 40—49.

Алексеев В. Р., Сизиков А. И., Кириченко А. В. Морфология снегорных бассейнов и признаки схода снежных лавин.— В кн.: Снежные лавины хребта Удокан. Чита, 1971, с. 60—74.

Алексеев В. Р., Тимофеев Д. А. Новые материалы о вечной мерзлоте и перигляциальных образованиях Забайкалья и Прибайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 2, с. 128—130.

Ананьев Г. С. О четвертичном оледенении Центрального Забайкалья.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1962, № 4, с. 27—33.

Анисимов В. Р. Четвертичное оледенение хребта Эзоп.— Сов. геол., 1958, № 4, с. 158—161.

Антропогенные отложения юга Восточной Сибири/Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А. и др. М., 1964. 387 с.

Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, 1960, с. 32—84.

Арманд Н. Н. Грядово-кольцевой рельеф морены.— В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.— Л., 1964, с. 68—71.

Асеев А. А., Маккавеев А. Н. Гляциальная геоморфология. Т. 4. М., 1976. 175 с.

Асоян Д. С. Новые данные о следах четвертичного оледенения Чульманского плато.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 4, с. 76—84.

Бальян С. П., Думитрашко Н. В. Древнее оледенение Армении.— В кн.: Информационный сборник о работах МГГ. № 10. М., 1964, с. 166—183.

Баранова Ю. П. К истории развития рельефа Нижнеанадырской низменности и окружающих ее гор в четвертичном периоде.— Геол. и геофиз., 1960, № 12, с. 72—85.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. М., 1964. 289 с.

Башенина Н. В. О происхождении некоторых форм рельефа ледниковой и водноледниковой аккумуляции.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1962, № 3, с. 25—32.

- Башенина Н. В. О понятии «ледниковая экзарация». — Вестн. МГУ Сер. геогр., 1965, № 1, с. 58—62.
- Башлавиц Д. К. Современные ледники хребта Орулган. — Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1970, вып. 16, с. 174—178.
- Белова В. А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. М., 1975. 142 с.
- Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев реки Индигирки. — В кн.: Вопросы географии. Вып. 4. М., 1947, с. 33—66.
- Билибин Ю. А. Геоморфологический очерк Аллаш-Юнского золотосодержащего района. — Труды треста золоторазв. и ин-та Нигризолото. М., 1939, вып. 12, с. 13—49.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. 3-е издание. М., 1955. 463 с.
- Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск, 1978. 102 с.
- Бобин Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. — Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 271, с. 3—68.
- Бондарев Л. Г. Ледники и тектоника. Л., 1975. 132 с.
- Бондарев Л. Г. Влияние тектоники на эволюцию ледников и формирование гляциального рельефа. Фрунзе, 1976. 133 с.
- Борисов А. А., Милыева Л. С. О древних оледенениях в западной части Восточного Саяна. — В кн.: Известия Новосибирского отдела Географического о-ва СССР. Вып. 6. Новосибирск, 1973, с. 64—75.
- Боровинский Б. А. Геофизические исследования ледников Полярного Урала. — Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1964, вып. 9, с. 227—230.
- Боч С. Г. Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала. — Изв. ВГО, 1946, т. 78, вып. 2, с. 207—222.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупикина Е. П. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., 1968. 226 с.
- Бруханда В. И. Каменные глетчеры Кавказа и Памиро-Алая и их связь с пульсациями ледников. — Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1976, вып. 27, с. 63—70.
- Бурачек А. Р. Древнее оледенение Патомского нагорья. — В кн.: Вопросы географии. Вып. 3. М., 1947, с. 27—46.
- Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955, с. 189—300.
- Буров В. П. Кары в верхнем течении р. Томи (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 3. Томск, 1964, с. 208—211.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Цирки Луявуррта. — В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.—Л., 1959, с. 63—67.
- Варданыц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа. — Изв. ВГО, 1938, т. 70, № 3, с. 386—406.
- Виноградов О. Н., Голодковская Н. А., Корейша М. М. и др. Новые данные о современном и древнем оледенении гор Сунтар-Хаята. — Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1972, вып. 19, с. 80—91.
- Власов Г. М. Четвертичное оледенение северных Курильских островов. — В кн.: Географический сборник. Т. 10. М., 1958, с. 184—188.
- Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. М., 1959а. 15 с.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л., 1959б, вып. 27, с. 178—192.
- Волосатов А. А., Полькин Я. П. Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течения рек Маймечи и Котуя. М.—Л., 1952. 128 с.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., 1962. 352 с.
- Воскресенский С. С., Трошкина Е. С. Геоморфология и лавины хреб-

та Хамар-Дабан.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 4, с. 100—105.

Выркин В. Б. Нивация в горах Прибайкалья и Северного Забайкалья.— В кн.: Изучение природы хозяйства и населения Сибири. Иркутск, 1975, с. 66—68.

Выркин В. Б. Нивация и формирование нивальных ниш.— В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. Ч. 1. Казань, 1978, с. 152—154.

Вышемирский В. С., Варламов И. П. Развитие рельефа Западного Верхоянья и смежных частей Сибирской платформы.— В кн.: Географический сборник. Т. 10. М.—Л., 1958, с. 142—150.

Вялов С. С. К теории вязко-пластического течения ледниковых покровов.— В кн.: Советская антарктическая экспедиция. Вып. 10. Л., 1960, с. 324—366.

Галкин В. И. Снос обломочного материала селевыми потоками в озеро Байкал.— В кн.: Донные отложения Байкала. М., 1970, с. 16—28.

Ганешин Г. С. Четвертичные оледенения Сихотэ-Алиня.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1959, № 2, с. 132—146.

Гвоздецкий Н. А., Наймарк А. А., Тимашев И. Е. Физико-географические и геоморфологические особенности северного и среднего Верхоянья.— Землеведение. Нов. сер., 1969, т. 8 (48), с. 46—74.

Геоморфология Восточной Якутии/Русанов Б. С., Бороденкова З. Ф. и др. Якутск, 1967. 375 с.

Гераков Н. Н. О древнем оледенении хребта Янкан.— Зап. Забайкальского отд. Геогр. о-ва, Чита, 1963, вып. 19, с. 125—127.

Герасимов И. П. Современная природа Сибирского полюса холода.— В кн.: XIX Международный географический конгресс в Стокгольме. М., 1961, с. 22—32.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., 1939. 462 с.

Гербова В. Г. Четвертичная геология в трудах Г. Ф. Мирчинка. М., 1973. 123 с.

Глазовский А. Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы).— В кн.: Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, 1978, с. 59—72.

Гобеджишвили Р. Г. Каменные глетчеры Грузии.— Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, № 1, с. 93—96.

Говоруха Л. С. Современное состояние оледенения Северной Земли.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 5, с. 1209—1212.

Говоруха Л. С., Гросвальд М. Г. Последнее наступание ледников Северной Земли.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1968, вып. 14, с. 330—332.

Говоруха Л. С., Макеев В. М. Основные этапы развития рельефа и оледенения Таймыро-Североземельской области в среднем и верхнем плейстоцене и голоцене.— Докл. отд. и комис. Геогр. о-ва СССР, 1970, вып. 16, с. 58—73.

Голубев Г. Н., Котляков В. М. Ледниковые ландшафты умеренных и субполярных широт и их пространственная изменчивость.— Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 6, с. 480—485.

Гольдфарб Ю. И. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972, с. 220—228.

Горбунов А. П. Значение каменных глетчеров для палеогеографических реконструкций.— В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе, 1975, с. 63—65.

Готванский В. И. Горный массив Тардоки-Яни.— В кн.: Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья. Л., 1969, с. 159—168.

Гранэ И. Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геогр. о-ва, СССР, Омск, 1915, вып. 1-2, с. 1—59.

Гросвальд М. Г. Каменные глетчеры Восточного Саяна.— Природа, 1959, № 2, с. 89—91.

Гросвальд М. Г. О происхождении так называемых тектонических трещин в Саянах и Прибайкалье.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1961, вып. 2, с. 143—144.

Гросвальд М. Г. Современные ледники в горах Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 3. М., 1963, с. 48—55.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., 1965. 165 с.

Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Ледники СССР и исследования бюджета их массы.— Геофиз. бюл., 1970, № 21, с. 3—17.

Гросвальд М. Г., Сильницкая В. М. Современные ледники Саяно-Тувинского нагорья.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1964, вып. 10, с. 281—285.

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., 1965. 224 с.

Дегтяренко Ю. П. Древнее оледенение Корьякской горной системы.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 64, с. 135—140.

Деньгин Ю. П. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас.— Изв. Русск. геогр. о-ва, 1930, т. 62, № 2, с. 153—187.

Долгушин П. Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М., 1961. 205 с.

Долгушин Л. Д. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации в Приполярном Урале. М., 1951. 207 с.

Долгушин Л. Д. Региональные проблемы оледенения по исследованиям на Урале, в Центральной Азии и Антарктиде. М., 1963. 55 с.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Катастрофические подвижки ледников и их геоморфологическое значение.— В кн.: Тезисы докладов Третьего Всесоюзного гляциологического симпозиума. Фрунзе, 1965, с. 28—29.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Новые данные о пульсациях современных ледников.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения М., 1971, вып. 18, с. 191—218.

Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенецлене Алтая.— Вести. Зап.-Сиб. геол. управл., Томск, 1940, вып. 2, с. 36—41.

Думитранко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. М., 1952. 189 с.

Душкин М. А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск, 1965, с. 83—101.

Душкин М. А. Геоморфологический очерк ледникового бассейна Актру.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 5. Томск, 1967, с. 42—65.

Душкин М. А. Некоторые геоморфологические особенности формирования ледниковых долин Центрального Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и географии. Томск, 1972, с. 207—208.

Душкин М. А. Эрозия ледников Северо-Чуйского хребта в Центральном Алтае.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 8. Томск, 1974, с. 28—38.

Евтеев С. А. Строение краевых частей ледниковых покровов и формирование конечно-моренных образований.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965а, с. 213—221.

Евтеев С. А. Структурные исследования моренных отложений и льда, содержащего моренный материал.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965б, с. 193—198.

Ендрихинский А. С. Хронология и палеогеографические условия осадкоаккумуляции в Байкальской рифтовой зоне в позднем плейстоцене и голоцене.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1150—1153.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. М., 1961. 165 с.

Ефимцев Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1964, № 29, с. 115—131.

Жданов В. С. Ритмичный характер формирования речных террас юго-западной части хребта Джугджур.— Докл. отд. и комис. Геогр. о-ва СССР, Л., 1970, вып. 16, с. 87—89.

Заморуев В. В. О последнем оледенении верховьев рек Катуня и Белой Береди (Центральный Алтай).— Инф. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1962, № 52, с. 69—83.

Заморуев В. В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай).— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 90, с. 126—133.

Заморуев В. В. Каменные глетчеры хребта Хамар-Дабан.— Изв. ВГО, 1965, вып. 1, с. 80—81.

Заморуев В. В. Древнее оледенение Буркал-Шебетуйских гольцов.— Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва, Чита, 1966а, т. 2, вып. 1, с. 77—89.

Заморуев В. В. Основные проблемы древнего оледенения Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 1 (3). Чита, 1966б, с. 163—165.

Заморуев В. В. О связи гипсометрического положения каров с высокой древней снеговой линией.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967а, т. 145, с. 262—272.

Заморуев В. В. Четвертичное оледенение Южного Прибайкалья и Забайкалья. Автореф. канд. дис. Л., 1967б. 28 с.

Заморуев В. В. О характере и возрасте четвертичного оледенения гор Южного Забайкалья и Прибайкалья.— В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971а, с. 92—100.

Заморуев В. В. О характере и масштабах четвертичного оледенения Патомского нагорья.— Изв. ВГО, 1971б, т. 103, вып. 3, с. 254—259.

Заморуев В. В. Особенности четвертичного оледенения хребта Кодар.— Изв. ВГО, 1972, т. 104, вып. 5, с. 385—388.

Заморуев В. В. К вопросу о «ярусах каров».— Геоморфол., 1975, № 2, с. 28—32.

Заморуев В. В. Позднечетвертичное оледенение в долинах рек Восточная Хандыга и Кобюма (Южное Верхоянье).— Изв. ВГО, 1976а, т. 108, вып. 2, с. 154—159.

Заморуев В. В. Четвертичное оледенение Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье).— Изв. ВГО, 1976б, т. 110, вып. 2, с. 135—142.

Заморуев В. В. О роли ледниковой аккумуляции в формировании рельефа Малый-Сиенской впадины (Северо-Восток СССР).— Геоморфол., 1977, № 1, с. 60—67.

Заморуев В. В. О «вложенных» трогах.— Геоморфол., 1977, № 2, с. 55—62.

Заморуев В. В., Малаховский Д. Б. Геоморфологические наблюдения в Буордахском массиве.— Изв. ВГО, 1975, т. 107, вып. 5, с. 450—455.

Зейлик Б. С. Проявление неотектоники в ряде районов Центральной Камчатки.— Сов. геол., 1961, № 11, с. 148—150.

Золотарев А. Г. Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Кункудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 3 (24). Иркутск, 1958, с. 30—41.

Золотарев А. Г. Геоморфология и геология четвертичных отложений северной части Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 1 (23). Иркутск, 1961, с. 40—61.

Зубаков В. А. О временных соотношениях ледниковых стадий и межстадиалов последнего оледенения (по С¹⁴).— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4, с. 941—944.

Зубаков В. А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга. Т. 8 (14). Л., 1968, с. 17—64.

Зыкова А. И. Основные закономерности распространения каров в верхней части долины р. Убур-Шутхулай (Восточный Саян).— В кн.: Краткие научные сообщения географического факультета Иркутского университета. Иркутск, 1962, с. 92—98.

Ивановский Л. Н. Геоморфологические наблюдения по долине р. Чуи у села Чибит (Горный Алтай).— В кн.: Труды научной конференции по

изучению и освоению производительных сил Сибири. Т. 3. Томск, 1942, с. 159—176.

Ивановский Л. Н. Ледниковый ил в четвертичных отложениях Алтая.— В кн.: Вопросы географии Сибири. Сб. 3. Томск, 1953, с. 195—200.

Ивановский Л. Н. Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая.— Труды Томского ун-та, 1956, т. 133, с. 149—155.

Ивановский Л. Н. Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта на Алтае.— Труды Томского ун-та, 1957, т. 147, с. 22—33.

Ивановский Л. Н. Эпигенетические долины на Алтае.— Изв. ВГО, 1960, т. 92, вып. 5, с. 449—456.

Ивановский Л. Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае.— Изв. ВГО, 1961, т. 93, с. 423—425.

Ивановский Л. Н. Наблюдения над трогами Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск, 1962а, с. 44—80.

Ивановский Л. Н. Материалы по морфологии ступенчатых каров Юго-Восточного Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск, 1962б, с. 111—133.

Ивановский Л. Н. Распространение, морфология и происхождение каров Алтая.— В кн.: Сибирский географический сборник. Вып. 4. Л., 1965, с. 152—198.

Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967. 263 с.

Ивановский Л. Н. Основные вопросы древнего оледенения Алтая.— Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, Иркутск, 1970а, № 28, с. 3—9.

Ивановский Л. Н. Разрушение рельефа древних поверхностей выравнивания морозно-солифлюкционными процессами на Алтае.— В кн.: Поверхности выравнивания. Вып. 1. Иркутск, 1970б, с. 33—40.

Ивановский Л. Н. Оледенение гор и рельеф.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М., 1976, с. 90—188.

Ивановский Л. Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае.— В кн.: Вопросы динамической геоморфологии Сибири. Иркутск, 1977, с. 125—137.

Ивановский Л. Н., Панычев В. А. Развитие и возраст конечных морен XVII — XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае.— В кн.: Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, 1978, с. 127—138.

Ивановский Л. Н., Титова З. А. Наблюдения над термокарстом в горах Алтая.— В кн.: Природа и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1974, с. 40—44.

Иверонова М. И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. Вып. 1, М., 1950, с. 69—88.

Иверонова М. И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане.— В кн.: Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. Вып. 2. М., 1952, с. 33—54.

Исаева Л. Л. Краевые ледниковые образования северо-запада Средне-сибирского плоскогорья.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с. 205—214.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963. 551 с.

Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова Центрального сектора Восточной Антарктиды. Л., 1961. 93 с.

Карлстром Т. Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата.— В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965, с. 211—233.

Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология).— В кн.: Стратиграфия, седиментация и геология четвертичного периода. М., 1972, с. 58—75.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., 1974. 255 с.

Кириюшина М. Т. Геоморфология и четвертичные отложения северо-восточной части Чукотского полуострова.— Труды Арктич. науч.-исслед. ин-та, Л., 1939, т. 131, вып. 5, с. 7—47.

Клюкин Н. К. Климатические условия аккумуляции на ледниках хребта Сунтар-Хаята.— Гляциол. исслед. МГГ, 1964, № 13, с. 90—92.

Ковалев П. В. О динамике ледников Кавказа.— Труды Закавказского науч.-исслед. гидрометеорол. ин-та, Л., 1963, вып. 13, с. 19—29.

Кожевников А. В. Особенности строения аллювия горных рек и древнее оледенение Кавказа.— В кн.: Информационный сборник о работах МГГ. М., 1964, № 10, с. 58—81.

Кожемяка Н. П. Особенности четвертичного оледенения центральной части Срединного хребта.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 63—69.

Козловская С. Ф. Четвертичное оледенение северной части Среднесибирского плоскогорья.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л., 1961, т. 64, с. 102—113.

Колосов Д. М. Геоморфологический очерк Западного Верхоянья.— Труды Всесоюз. ин-та минерального сырья, 1938, вып. 116, с. 75—99.

Колосов Д. М. Геоморфологический очерк центральной части Корякского хребта.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, М.—Л., 1945, вып. 19, с. 75—98.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. Л., 1947. 173 с.

Колюшкина И. М. Необычайная мутность воды р. Актру в 1962 году.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск, 1965, с. 232—237.

Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., 1963. 167 с.

Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., 1975. 206 с.

Коржуев С. С. Следы древнего оледенения в Становом хребте и Олекминском становике.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 3, с. 80—85.

Корнилов Б. А. Новые данные об оледенении Юго-Восточной Якутии.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., 1961, с. 218—219.

Корнилов Б. А. Рельеф юго-восточной окраины Алданского нагорья. М., 1962. 95 с.

Корнилов Б. А., Тимофеев Д. А. Четвертичные оледенения и древние и современные перигляциальные образования юго-востока Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., 1962, с. 53—65.

Корнутова Е. И. О древнем оледенении гор юга Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ, Л., 1961, т. 64, с. 114—118.

Короткевич Е. С. Полярные пустыни. Л., 1972. 420 с.

Короткий А. М. К морфологии водосборных цирков в средневысотных горах (Южный Сихотэ-Алинь).— В кн.: Вопросы морфолитогенеза в вершинном поясе горных стран. Чита, 1968, с. 23—27.

Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., 1970. 338 с.

Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., 1975. 213 с.

Котляков В. М. Зависимость современной эволюции ледников от их размеров и географического положения.— Гляциол. исслед., 1963, № 9, с. 41—56.

Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968. 475 с.

Кравцов Г. С. О мощности Большого Талдуринского ледника в Центральной Алтае.— В кн.: Вопросы географии Сибири. Сб. 4. Томск, 1962, с. 67—70.

Краевая Т. С., Олюнин В. Н. Происхождение ледникового холмисто-котловинного рельефа Камчатки.— В кн.: География и геоморфология Азии. М., 1969, с. 192—204.

Кригер Н. П. Основные вопросы гляциотектоники.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с. 306—318.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Томск, 1939. 92 с.

Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Томск, 1929. 62 с.

Куликов Ю. С. Новые данные о рельефе и стратиграфии четвертичных отложений гор Хараелах и Мало-Ламской депрессии.— Труды НИИ геол. Арктики, М., 1963, т. 133, вып. 1, с. 49—88.

Курушин Р. А., Николаев В. В. Псевдотектонические формы рельефа, созданные горно-долинным оледенением.— Геол. и геофиз., Новосибирск, 1970, № 12, с. 52—61.

Кыштымов А. И. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна среднего течения реки Амгузмы (Чукотский полуостров).— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972, с. 211—220.

Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., 1969. 142 с.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 237 с.

Ладохин П. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ, 1954, с. 147—162.

Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблемы происхождения Байкала. М., 1952. 198 с.

Ламакин В. В. Танхойский берег Байкала.— В кн.: Географический сборник. Вып. 10. М.—Л., 1958, с. 72—107.

Лаптев М. Н., Лукашев А. А. Ледники им. Олега Яблонского и им. Александра Кауфмана в хребте Кодар (Забайкалье).— Вести. МГУ. Сер. геогр., 1962, № 6, с. 75—78.

Лашин Л. П. Роль водно-ледниковых потоков в формировании поверхностей выравнивания на западных склонах южной части Среднего хребта.— Вопросы географии Камчатки. Вып. 6. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 62—67.

Лебедев В. Г. Строение рыхлого покрова и история развития рельефа бассейна р. Жуи (Ленский золотоносный район).— Землеведение, 1948, т. 13, с. 64—80.

Леонов Б. Н. Рельеф Верхоянских гор и роль экзогенных факторов в его образовании.— Геоморфол., 1973, № 3, с. 61—66.

Лойша В. А. Кары и реконструкция плейстоценового оледенения.— В кн.: Проблемы гляциологии Алтая. Томск, 1972, с. 123—125.

Лопатин Д. В. Типы рельефа Чарской котловины.— В кн.: Региональная геоморфология Сибири и Дальнего Востока. Л., 1969, с. 65—92.

Лопатин Д. В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, 1972. 115 с.

Луис Г. К. К теории ледниковой эрозии в долинах.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., 1955, с. 186—196.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961, с. 205—211.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. История развития озерных котловин Алтая и Тувы.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968, с. 48—53.

Максимов Е. В. О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне.— Изв. ВГО, 1965, т. 97, вып. 4, с. 370—373.

Максимов Е. В. Стадии отступления позднплейстоценового оледенения на Камчатке.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966а, № 4, с. 85—99.

Максимов Е. В. Некоторые закономерности последнего оледенения хребта Кодар в связи с проблемой четвертичных оледенений Забайкалья.— В кн.: Геокриологические условия Забайкальского Севера. М., 1966б, с. 83—99.

- Максимов Е. В.** Кары как основной показатель динамики снеговой линии в горах.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга. Т. 8 (14). Л., 1968, с. 93—117.
- Максимов Е. В.** Новые данные о ритмичности природных процессов в горно-ледниковых районах.— Докл. отд. и комис. Геогр. об-ва СССР, Л., 1970, т. 30, вып. 16, с. 119—130.
- Максимов Е. В.** Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., 1972. 295 с.
- Малых М. И.** Современное оледенение Корякской горной системы.— Изв. ВГО, 1958, т. 90, вып. 6, с. 507—520.
- Марков К. К.** О форме и происхождении морен в горах.— Зап. МГУ, 1946, вып. 119, с. 59—74.
- Марков К. К.** Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. 343 с.
- Марков К. К.** Очерки по географии четвертичного периода. М., 1955. 346 с.
- Марков К. К.** Вопросы ледниковой морфологии и палеогеографии на XIX Международном географическом конгрессе в Стокгольме.— Вестн. МГУ, 1961, № 1, с. 72—78.
- Марков К. К., Лауков Г. И., Николаев В. А.** Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). Т. 1. М., 1965. 371 с.
- Маслов В. П.** Геология верховьев рек Лены и Киренги. М., 1947. 85 с.
- Мейстер А. К.** Средневитимская горная страна.— В кн.: Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 7. Пг., 1910, с. 1—37.
- Мейстер А. К.** Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Мамакан, Б. и М. Кункудери и Верхней Ангары.— В кн.: Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. 9. Пг., 1913, с. 1—20.
- Мейстер А. К.** К вопросу о происхождении рельефа в Олекминско-Витимской горной стране.— Геол. вестн., 1917, т. 3, № 1-6, с. 98—101.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.** Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., 1970. 103 с.
- Миллер В. Г.** Антропогенные оледенения в бассейне реки Эльги и их влияние на процессы россыпеобразования.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 17. Якутск, 1970, с. 66—79.
- Миллер В. Г.** О двух стадиях позднеплейстоценового оледенения в верхнем течении р. Индигирки (бассейн р. Эльги).— Геоморфол., 1976, № 1, с. 90—94.
- Минина Е. А.** Роль процессов криопланации и морфогенеза горных стран (на примере Казахстана Алтай).— В кн.: Поверхности выравнивания. Вып. 1. Иркутск, 1970, с. 53—55.
- Минина Е. А.** О среднеплейстоценовых оледенениях Южного Алтая.— Вестн. ЛГУ, 1971, № 6. Сер. геол. и геогр., вып. 1, с. 113—123.
- Минина Е. А.** Следы плейстоценового перигляциального морфогенеза в Рудном Алтае.— Геоморфол., 1972, № 4, с. 75—80.
- Минина Е. А.** Эквиплены Южного Алтая.— Изв. ВГО, 1973, т. 105, вып. 2, с. 262—264.
- Мирушников Л. Д.** Реликты последнего оледенения Таймыра.— Природа, 1962, № 5, с. 101—102.
- Мирчинк Г. Ф.** Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа.— Изв. Асс. НИИ при физ.-мат. факульт. 1-го Моск. гос. ун-та, 1929, т. 2, вып. 3-4, с. 327—359.
- Мирчинк Г. Ф.** Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы.— В кн.: Труды II Международной конференции. Ассоциация по изучению четвертичного периода Европы. Вып. 3. М.—Л., 1933, с. 115—136.
- Мирчинк С. Г.** К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов.— В кн.: Материалы Всесоюз-

ного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., 1961, с. 256—262.

Молотков Н. К., Семенов Н. С. Особенности образования и строения современных конечных морен в долине р. Средний Мамакан.— Геоморфол., 1972, № 4, с. 81—84.

Молчанов И. А. Восточный Саян.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Вып. 5. Л., 1934. 81 с.

Музис А. И. Верхнеплейстоценовые отложения Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье).— В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., 1966, с. 209—215.

Музис А. И. Древние оледенения Кодаро-Удоканского горного района.— В кн.: Вопросы Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2. Чита, 1967, с. 294—296.

Мягков И. М. Морены ледников Белухи.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, Новосибирск, 1936, вып. 1, с. 85—106.

Некрасов И. А., Максимов Е. В., Климовский Ц. В. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья. Якутск, 1973. 150 с.

Нехорошев В. П. Материалы для геологии Алтая. Л., 1932. 108 с.

Николаев И. Г., Колосов Д. М. Современные ледники в Коряцком хребте.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1939, т. 71, вып. 8, с. 1155—1162.

Николаев Н. П. Изучение работы проточных вод.— В кн.: Справочник путешественника и краеведа. Т. 2. М., 1950, с. 71—92.

Обручев В. А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае.— В кн.: Алтайские этюды. Этюд 1. М., 1915, с. 1—44.

Обручев В. А. Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране.— Геол. вестн., 1916, т. 2, № 5-6, с. 247—256.

Обручев В. А. К оледенению Средне-Витимской горной страны.— Геол. вестн., 1928, т. 6, № 4-6, с. 42—45.

Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1931, № 3, с. 43—120.

Обручев В. А. Полевая геология. Т. 2. М.— Л., 1932. 313 с.

Обручев В. А. Необычный стиль в Хамар-Дабане.— Природа, 1934, № 9, с. 70—71.

Обручев В. А. Алтайские этюды.— В кн.: Избранные работы по географии Азии. Т. 3. М., 1951, с. 5—42.

Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время.— Изв. ВГО, 1953, т. 85, вып. 5, с. 5—33.

Обручев С. В. Юрские долины в областях горного оледенения.— Сов. геол., 1959, № 6, с. 65—77.

Окишев П. А. Об общности процесса сокращения ледников на Алтае.— В кн.: Вопросы географии Сибири. Сб. 6. Томск, 1966. с. 127—134.

Окишев П. А. Относительно достоверности двукратного наступания ледников Алтая в первой половине XIX в.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, М., 1969, вып. 15, с. 119—123.

Окишев П. А. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая.— Докл. Томск. отд. ВГО, 1970, вып. 1, с. 44—46.

Окишев П. А. Некоторые вопросы реконструкции древнего оледенения Алтая.— В кн.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая». Вып. 5. Томск, 1973, с. 37—51.

Окишев П. А. Следы древнего оледенения в Уймонской котловине.— В кн.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая». Вып. 1. Томск, 1973а, с. 63—71.

Окишев П. А. О генезисе террас в среднем течении р. Катунь.— В кн.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая». Томск, 1974, с. 46—73.

Окишев П. А., Рудой А. Н., Герасимов Н. Г. Ленточные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 14. Томск, 1978, с. 43—75.

Оледенение Урала/Троицкий Л. С., Ходаков В. Г. и др. М., 1966.

307 с.

- Олюнин В. Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., 1965. 126 с.
- Олюнин В. П. Современное и «историческое» оледенение Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 3, с. 70—78.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение Хамар-Дабана.— В кн.: География и геоморфология Азии. М., 1969, с. 174—191.
- Орлянкин В. Н. Палеогеоморфологические реконструкции при поисках россыпей в районах горного плейстоценового оледенения.— В кн.: Вопросы географии. Сб. 92. М., 1973, с. 65—82.
- Охотников В. Н., Чумакова А. Н. О поверхностях выравнивания и числе оледенений на Полярном Урале.— В кн.: Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977, с. 13—21.
- Павловский Е. В. Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна).— Труды Всесоюз. геол. развед. объединения НКТП, Л., 1933, вып. 271, с. 69—102.
- Пармузин Ю. П. Генезис камов.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1972, № 3, с. 43—49.
- Пармузин Ю. П. Имитация древнеледниковых форм современными рельефообразующими процессами в тундролесьях Сибири.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1973, № 6, с. 13—23.
- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— Изв. Томского ун-та, Томск, 1915. 763 с.
- Пичугина Г. К. Современные ледники центральной части Корякского хребта.— Труды НИИ геологии Арктики, 1959, т. 102, с. 166—172.
- Попов В. Е. Четвертичные отложения долины р. Катунь в Центральном Алтае. Автореф. канд. дис. Томск, 1954. 11 с.
- Попов В. Е. К вопросу о режимах отступления древних ледников Алтая.— Докл. АН СССР, 1962а, т. 142, № 2, с. 431—434.
- Попов В. Е. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск, 1962б, с. 188—221.
- Попов В. Е. К истории развития современных и древних ледниковых озер Центрального Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 5. Томск, 1967, с. 184—204.
- Попов Ю. Н. О современном оледенении северо-востока Азии в связи с проблемой древнего оледенения.— Изв. ВГО, 1947, т. 79, вып. 3, с. 280—288.
- Попов Ю. Н. Ледники горного массива Буордах.— Географический сборник. М.— Л., 1954, с. 41—58.
- Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М., 1960. 72 с.
- Преображенский В. С., Модель Ю. М. Кроноцкий ледниковый узел.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965, с. 5—30.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., 1972. 335 с.
- Рагозин Л. А. Террасы среднего течения Катунь.— В кн.: Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Т. 3. Томск, 1942, с. 36—107.
- Рагозин Л. А. О соотношении террас Центрального Алтая и предгорий в системе р. Катунь.— В кн.: Труды 2-го Всесоюзного географического съезда. Т. 2. М., 1948, с. 188—192.
- Радугин К. В. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая.— В кн.: Труды Ойротской комплексной экспедиции. Т. 1. М., 1941, с. 233—298.
- Разрез новейших отложений Алтая/Свиточ А. А., Боярская Т. Д., Воскресенская Т. Н. и др. М., 1978. 207 с.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, т. 22, с. 5—31.
- Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М., 1948. 171 с.

Рогожин В. В. О рельефообразующей роли многолетней мерзлоты на северо-западе Среднесибирского плоскогорья.— В кн.: Материалы VIII Всесоюзного междуведомственного совещания по геокриологии. Вып. 6. Якутск, 1966, с. 106—116.

Рудахин В. В. Геоморфологические особенности восточной части Южно-Муйского хребта.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967, с. 273—275.

Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири.— Труды НИИ геологии Арктики, 1959, т. 96, вып. 8, с. 151—173.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной страны. Т. 1. Л., 1964. 515 с.

Сапожников В. В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М., 1949. 576 с.

Сафронов И. Н. Опыт изучения коррелятивных связей элементов гляциального рельефа и речных террас Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Информационный сборник о работах МГГ. № 10. М., 1964, с. 82—95.

Сватков Н. М., Цветков Д. Г. Исследование ледников Центральной части Корякского нагорья.— В кн.: Теплового и водный режим снежноледниковых толщ. М., 1965, с. 31—65.

Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая.— Вестн. Ленинград. гос. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1957, вып. 6, с. 80—86.

Семихатова Л. И. Сайлюгем. Географический очерк.— Труды Об-ва по изучению Урала, Сибири и Дальнего Востока. Л., 1928, т. 1, вып. 2. 55 с.

Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М., 1978. 269 с.

Симонов Ю. Г. К вопросу формирования трогов.— Инф. сб. о работах МГГ, 1962, № 9, с. 40—47.

Синюгина Е. Я. О четвертичных отложениях бассейна р. Бодайбо.— Труды Центр. НИИ геол.-развед. ин-та, 1960, т. 38, с. 58—87.

Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1941, № 4-5, с. 501—522.

Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., 1973. 181 с.

Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. М., 1949. 91 с.

Соловьев В. В., Ганешин Г. С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М., 1971. 156 с.

Солоненко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В. Сейсмогенные структуры Удоканской системы активизированных разломов.— В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966, с. 187—205.

Сопова А. С., Цхурбаев Ф. И. К стадийности зырянского оледенения в Южном Верхоянье (по палинологическим данным).— В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971, с. 121—130.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Алтая.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5, с. 50—66.

Спиридонов А. И. Проблема поверхностей выравнивания в СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, вып. 2, с. 63—80.

Стрелков С. А. Север Сибири. М., 1965. 334 с.

Таганцев В. Н. О некоторых спорных ледниковых вопросах.— Изв. Русск. геогр. о-ва, 1915, т. 51, вып. 10, с. 63—68.

Тимашев И. Е. О древнем оледенении южной части Хараулахских гор.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1963, № 1, с. 56—60.

Тимашев И. Е. Геоморфологическая роль снежников в Северном Верхоянье.— Вестн. МГУ Сер. геогр., 1970, № 4, с. 71—74.

- Тимашев П. Е. Древнее оледенение Северного Верхоянья.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 6, с. 81—87.
- Титова З. А. Новые данные по террасам Центрального Алтая.— Труды Томского гос. ун-та, 1956, т. 133, с. 204—208.
- Титова З. А. Опыт применения спорово-пыльцевого анализа в Центральном Алтае.— Труды Томского гос. ун-та, 1957, т. 147, с. 51—56.
- Толмачев И. П. К вопросу о происхождении цирков.— Труды Спб. об-ва естествоиспыт., 1899, т. 30, № 1, 2, с. 2—3.
- Томшилов Г. М. Современное оледенение юго-восточной части Восточного Саяна.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1965, вып. 11, с. 87—91.
- Томирдиаро С. В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. Магадан, 1972. 174 с.
- Троицкий Л. С. О трогах и трогообразных долинах Приполярного Урала.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1966а, вып. 12, с. 263—265.
- Троицкий Л. С. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966б, с. 202—209.
- Троицкий Л. С. О мерзлотно-солифлюкционной денудации на Полярном Урале.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1966в, вып. 12, с. 139—144.
- Троицкий Л. С. О влиянии структуры ледников на формирование холмисто-грядового моренного рельефа на Шпицбергене.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1970, вып. 16, с. 178—183.
- Троицкий Л. С. Гляциальный морфогенез и история оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1976, вып. 28, с. 39—54.
- Троицкий Л. С. Четвертичные отложения и рельеф равнинных бережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., 1966. 207 с.
- Тронов М. В. Современное оледенение Алтая. Томск, 1948. 525 с.
- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949. 376 с.
- Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., 1954. 276 с.
- Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956. 202 с.
- Тронов М. В. Ледники и климат. М., 1966. 407 с.
- Тронов М. В. Факторы оледенения и развитие ледников. Томск, 1972. 235 с.
- Тюменцев К. Г. Путешествие по Алтаю в 1915 г.— В кн.: Землеведение. Т. 23. Кн. 3—4. Пг., 1916, с. 187—190.
- Тюменцев К. Г. Отчет о работах алтайской ледниковой экспедиции 1933 г.— Труды ледниковых экспед., М.—Л., 1936, вып. 6, с. 5—15.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, 1934. 87 с.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936. 209 с.
- Федоров В. П. К вопросу о генезисе и развитии «каров» в Центральном Забайкалье.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1961, № 1, с. 60—62.
- Федорович Б. А. Нерешенные вопросы древних оледенений гор.— В кн.: Вопросы географии. Вып. 74. М., 1968, с. 21—33.
- Федорцев В. А. Кигиляхи.— Проблемы Арктики., Л., 1938, № 1, с. 5—16.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963. 575 с.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1, с. 74—90.
- Фрейфельд В. Я. К вопросу о происхождении озоз в горах.— Труды САРНИГМИ, Ташкент, 1974, вып. 14 (95), с. 145—151.
- Хворостова З. М. Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Новосибирск, 1970. 198 с.

Хилько С. Д. Сейсмогенные структуры Кодарской системы активизированных разломов.— В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966, с. 173—186.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. 2. М., 1958. 395 с.

Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., 1965. 121 с.

Цуркан Ф. И. Геоморфология долины реки Шумилихи.— Уч. зап. Иркутск. пед. ин-та. Сер. геогр., 1968, вып. 31, с. 47—56.

Цхурбаев Ф. И. Условия формирования, типы и строение золотоносных россыпей Южного Верхоялия. Якутск, 1971. 142 с.

Ципарин Г. В. Кресловинные озера.— В кн.: Вопросы географии. Вып. 26. М., 1951, с. 118—129.

Чемеров Ю. Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. М., 1960. 155 с.

Чемеров Ю. Ф. Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, вып. 6, с. 73—87.

Чемеров Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения.— В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Геоморфология. Т. 1. Л., 1972, с. 93—129.

Чернова Л. П. Вращательное (ротационное) скольжение каровых ледников (Льюис и Макколло) движения и эродирующей деятельности каровых ледников).— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1965, вып. 11, с. 279—282.

Чернова Л. П. Оледенение как фактор преобразования рельефа.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1976, вып. 27, с. 56—63.

Черский И. Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала, произведенном по поручению Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества. Иркутск, 1886. 405 с.

Чичагов В. П. Ледниковые и нивальные формы рельефа гольцового массива Цаган-Ула в Хэнтэйской горной стране.— В кн.: Исследование ледников и ледниковых районов. Вып. 3. М., 1963, с. 159—167.

Шайдеггер А. Е. Теоретическая геоморфология. М., 1964. 450 с.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., 1951. 274 с.

Шанцер Е. В. О принципах литолого-генетического изучения и фациального анализа четвертичных отложений.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., 1965, с. 5—20.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966, 239 с.

Шахов Ф. Н. Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут. Томск, 1933. 52 с.

Шейнман В. С. О развитии гляциосферы Верхояно-Колымской горной страны в плейстоцене — голоцене.— В кн.: Геокриологические условия в горах и на равнинах Азии. Якутск, 1978, с. 87—105.

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Магадан, 1961. 136 с.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.—Л., 1957. 337 с.

Шнитников А. В. Приливиобразующая сила как фактор изменчивости горного оледенения.— В кн.: Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.—Л., 1964, с. 76—81.

Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26, с. 165—203.

Шпиль П. С. Некоторые вопросы современного оледенения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Сборник вопросов географии Кузбасса и Горного Алтая. Вып. 4. Новокузнецк, 1971, с. 155—172.

Шпиль П. С. О морфологии современного оледенения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы V научной конференции молодых географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1972, с. 194—197.

Штюрмер Ю. А. Некоторые наблюдения в высокогорье хребта Кодар.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1962, вып. 5, с. 19—28.

Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас.— Изв. ВГО, 1940, т. 72, вып. 6, с. 739—750.

Шумилов Н. А. О стадильном заложении ригелей в Восточном Саеяне и Кодаре.— Изв. ВГО, 1964, т. 94, вып. 4, с. 321—328.

Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., 1947. 59 с.

Шумский П. А. К теории движения и колебания ледников.— Материалы гляциол. исслед. Хроника обсуждения, 1962, вып. 6, с. 31—41.

Щербакова Е. М. О возрасте современного рельефа гор, испытавших оледенение.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., 1961, с. 109—124.

Щербакова Е. М. О палеогеографии горных стран (на примере Большого Кавказа).— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., 1965, с. 128—137.

Щербакова Е. М. К вопросу о размерах и роли древнего оледенения гор (на примере Арагаца).— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1976, № 6, с. 52—61.

Щукин И. С. Общая морфология суши. Т. 1. М., 1934. 366 с.

Щукин И. С. К вопросу о древних поверхностях денудации в горных странах.— Землеведение. Нов. сер., 1948, т. 42, с. 128—145.

Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1. М., 1960. 615 с.

Щукин И. С. Располагаются ли ледниковые цирки на определенных высотных уровнях, и если да, то чем определяются эти уровни.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1976, № 2, с. 57—73.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26, с. 127—166.

Эйгенсон М. Д. Солнце, погода и климат. Л., 1963. 273 с.

Юровский В. Н. К вопросу о геоморфологии хребта Унгдар.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 2 (5). Улан-Удэ, 1960, с. 46—51.

Яковлев С. А. Генетическая классификация.— В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Ч. 1. М., 1954, с. 38—48.

Яценко А. А. Об оледенении Байкальской горной области.— В кн.: Вопросы географии. Вып. 21. М., 1950, с. 179—188.

Яценко А. А. К вопросу о морфологии речных долин Чукотского полуострова.— Уч. зап. Моск. пед. ин-та им. В. И. Ленина, 1969а, № 333, с. 18—30.

Яценко А. А. О следах древнего оледенения на Чукотском полуострове.— Уч. зап. Моск. пед. ин-та им. В. И. Ленина, 1969б, № 333, с. 64—95.

Aigner A. Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie.— Z. Geomorphol., 1930, Bd 5, N 3-4, S. 201—223.

Richter E. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen.— Petermanns Mitteilungen, Berlin, 1900, N 132.

Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904. 340 S.

Предисловие	3
Введение	6
Глава 1. Факторы оледенения и древнеледниковый рельеф гор Сибири и Дальнего Востока	9
Факторы оледенения — основа понимания ледников и ледникового рельефа	—
Общие гляциоклиматические условия формирования древнего оледенения и ледникового рельефа Северной Азии	11
Значение орографического и морфологического факторов оледенения в развитии ледниковых форм рельефа	14
Глава 2. Морфология, генезис и палеогеографическое значение каров	18
Ледниковые кары и их морфологические признаки	—
Ориентировка каров по сторонам света	22
Морфология нивальных ниш	28
Нивальные кары и их преобразование в ледниковые	31
Разрушение и перестройка каров	36
Образование эквипленов в горах	40
Размещение каров по высоте	44
Ярусность каров и неотектоника	46
Морфология ступенчатых каров и их происхождение	50
Использование каров и их ступенчатости для оценки величины депрессии снеговой линии	54
Время заложения каровых лестниц	56
Глава 3. Экзарационная деятельность ледников в долинах	59
Ледниковые долины, их признаки и распространение	—
Морфология поперечных профилей ледниковых долин	62
Происхождение вложенных трогов горноледниковых стран Сибири	65
Использование продольных профилей плечей трогов в палеогеографических целях	68
Экзарация в трогах и ригели	71
Подрудные озера в ледниковых долинах	76
Типизация висячих долин	78
Ярусные (маргинальные каналы) и эпигенетические долины	80
Глава 4. Моренный рельеф горных стран	86
Проблема типизации конечных морен по их морфологии	—
Современные взгляды на движение льда и его мореноформирующее значение	89
Фронтальные морены напора и насыпания	92
Холмисто-грядовый моренный рельеф горных стран	95
Каменные глетчеры	102
Некоторые формы псевдоморен в горах и граница оледенения	106

Глава 5. Вопросы расположения и возраста конечных морен сар- танского оледенения	114
Современное оледенение гор как восстановившийся остаток прежнего оледенения	—
Методы сопоставления и оценка возраста конечных морен в горных долинах Сибири и Дальнего Востока	117
Тектоника и конечные морены в горах	122
Различное число конечных морен в горах Сибири и Дальнего Востока	128
Стадия XVII—XIX вв., актру (Алтай), фернау (Альпы)	130
Следы исторической стадии оледенения в горах Сибири и Дальнего Востока	135
Глава 6. Водно-ледниковые формы рельефа в горах	138
Камы, камовые террасы, озы	—
Значение изучения флювиогляциальных террас и вопросы их сопоставления с конечными моренами в горах	144
Комплексный метод — основа сопоставления конечных мо- рен и речных террас в Сибири	148
Выводы	155
Литература	157

Лев Николаевич Иваиовский

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОР
(на примере Сибири и Дальнего Востока)

Ответственный редактор
Анатолій Гаврилович Золотарев

Утверждено к печати Институтом географии Сибири
и Дальнего Востока СО АН СССР

Редактор издательства *Т. А. Никитина*
Художественный редактор *В. И. Желнин*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *А. М. Картавин, Н. Г. Локтева*

ИБ № 10949

Сдано в набор 03.09.80. Подписано к печати 06.07.81. МН-06556. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11.
Усл. кр.-отт. 11,4. Уч.-изд. л. 12. Тираж 1000 экз. Заказ 271. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Панин Л. Е., Соколов В. П. Психосоматические взаимоотношения при хроническом эмоциональном напряжении.

Седов К. Р. Медико-биологические проблемы БАМ.

Плешанов А. С. Насекомые-дефолианты лиственных лесов Восточной Сибири.

Федорова А. И. Фитогормоны и рост дерева (на примере лиственных).

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090. Новосибирск, 90. Морской проспект, 22, магазин «Книга — почтой».

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13;
320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);
335009 **Ереван**, ул. Туманяна, 31;
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289;
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2;
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79;
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);
277001 **Кишинев**, ул. Пирогова, 28 («Книга — почтой»);
343900 **Краматорск** Донецкой обл., ул. Марата, 1;
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84;
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);
192104 **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2;
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16;
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);
103009 **Москва**, ул. Горького, 8;
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7;
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51;
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);
142292 **Пуццано** Московской обл., «Академкнига»;
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73;
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43;
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18;
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49;
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310003 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

1 р. 80 к.

3585



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ