

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ, ДИНАМИКЕ И РЕЖИМЕ ЛЕДНИКОВ

(по Л.Д. Долгушину и Г.Б. Осиповой)

В природе много различных видов льда. Предмет данной работы — ледники. Что же следует понимать под этим термином? Ледник — это масса природного наземного льда преимущественно атмосферного происхождения, обладающая самостоятельным движением в результате деформаций, вызываемых действием силы тяжести.

Ледники являются продуктом взаимодействия рельефа и климата. Они образуются преимущественно из снега, выпадающего из атмосферы, но могут частично состоять и из водного льда (например, шельфовые ледники Антарктиды). Водный лед может присутствовать и в горных ледниках в результате замерзания талых и дождевых вод на их поверхности, в трещинах и пустотах внутри ледника, но главный источник их питания — твердые атмосферные осадки.

Каждый ледник состоит из областей питания и расхода, разделенных границей питания. В первой из этих областей приход массы больше расхода, во второй расход больше прихода. Перемещение льда из области питания в область расхода происходит путем движения льда под воздействием силы тяжести.

Скорости движения льда в разных ледниках, в разных их частях и в разное время года могут колебаться от нескольких метров до сотен метров в год при вязкопластическом течении льда и до сотен метров в сутки при глыбовом скольжении. В конкретных ледниках обычно сочетаются оба типа движения в самых разных пропорциях и самые разные скорости движения льда.

Главной статьей расхода в горных ледниках является таяние под влиянием солнечной радиации и тепла воздуха, а в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии — откол айсбергов.

Форма и размеры ледников могут быть самые разные. Различают две главные группы ледников: горные, форма и движение которых определяются главным образом рельефом занимаемых ими вместилищ и уклоном ложа, и ледниковые покровы и купола, в которых лед настолько толстый, что перекрывает все неровности подледного рельефа, и течение льда определяется главным образом уклоном поверхности самого ледника (Антарктида, Гренландия и другие менее крупные ледниковые покровы и купола). Разумеется, существуют и переходные типы от одной из этих групп к другой.

Размеры ледников колеблются в огромных пределах: от десятых и менее долей квадратного километра (каровые ледники Полярного Урала, Кузнецкого Алатау и др.) до многих миллионов квадратных километров (ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии) при толщине от первых десятков метров до нескольких километров.

По температурному состоянию различают две главные группы: теплые (изотермические или умеренные) ледники, в которых глубже уровня сезонных колебаний температур льда постоянно держится близкой к точке таяния льда под давлением, и холодные (полярные) ледники, в которых глубже уровня сезонных колебаний температура во всей толще всегда ниже точки плавления льда под давлением. Так как ледники получают тепло не только от солнечной радиации, но и от теплового излучения земной коры, то, как правило, в холодных ледниках температура льда с глубиной повышается (так, в Антарктиде, в центральных районах ледникового покрова, температура от -55°C на глубине 10 м повышается до точки плавления льда под давлением у ложа). Существуют и переходные типы ледников — от теплых к холодным (субполярные). Некоторые крупные долинные ледники в высокогорных районах могут в верховьях принадлежать к холодным ледникам, а в нижнем течении — к теплым (например, ледник Батура в Каракоруме).

Ледники, порождаемые климатом в сочетании с местными орографическими условиями, раз возникнув, сами создают благоприятные условия для дальнейшего своего

существования и развития. Достигнув больших размеров, они оказывают существенное обратное воздействие на климат. Так, ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии являются гигантскими холодильниками нашей планеты, оказывая влияние на климат и циркуляцию атмосферы в глобальном масштабе.

Ледники очень чувствительны к изменениям климата: при увеличении питания твердыми атмосферными осадками или уменьшении их таяния из-за понижения температуры воздуха в теплое время года ледники наступают, увеличиваются их толщина, горизонтальные размеры, скорость движения льда, продвигаются концы ледниковых языков. При ухудшении условий питания или усилении таяния ледники отступают — становятся тоньше, скорость движения льда уменьшается, увеличивается заморенность ледниковых языков и их концы омертвевают, а граница активного льда отодвигается вверх по течению ледников. Но эффект изменения условий питания и расхода сказывается на поведении ледников не сразу, а с тем большим запаздыванием, чем крупнее ледник и продолжительнее время оборота массы льда в нем. Продолжительность полного оборота массы в ледниках колеблется от 20-70 лет на мелких каровых и висячих ледниках до 200 тыс. лет в Антарктическом ледниковом покрове.

Проблема синхронизации колебаний ледников и климата имеет большое научное и практическое значение. Наблюдения за колебаниями многих ледников проводятся уже не одно столетие, но они трудносопоставимы из-за больших местных различий условий оледенения и отражают лишь самую общую тенденцию колебаний глобального климата. Решение проблемы приближают уже начатые во многих ледниковых районах балансовые исследования, а также анализ кернов из глубоких скважин, пробуренных в Антарктиде и Гренландии. Большую роль в изучении колебаний ледников играют съемки из космоса.

Кроме колебаний ледников, вызванных изменениями климата (вынужденные колебания), возможны также релаксационные колебания ледников, обусловленные нестационарностью кинематических связей в самом леднике. Если по каким-либо причинам в леднике имеет место превышение питания над расходом и лед длительное время накапливается в верховьях ледника, рост напряжений в ледниковой толще может вызвать резкое увеличение скорости движения льда и его перемещение в нижнюю по течению часть ледника без изменения общей массы льда в ледниковой системе. При этом в верховьях поверхность ледника понижается, а нижняя часть ледника, наоборот, вспучивается и язык продвигается вниз по долине, иногда на несколько километров. В это время поверхность ледника бывает настолько разбита трещинами, что становится совершенно непроходимой.

Ледники, которым свойственны резко выраженные релаксационные колебания, получили название пульсирующих. Подвижки пульсирующих ледников происходят периодически с продолжительностью полного цикла пульсации от 10-15 до 100 и более лет. Полный цикл пульсации складывается из сравнительно короткой стадии подвижки (от нескольких месяцев до нескольких лет) и более длительной стадии восстановления, во время которой продвинувшаяся при подвижке часть ледникового языка, лишенная подтока льда сверху, интенсивно тает и разрушается, а в верховьях за счет атмосферных осадков и подтока льда из вышележащей области питания постепенно увеличиваются толщина льда и скорость его движения и восстанавливается состояние ледника, предшествующее очередной подвижке.

Пульсирующие ледники известны во многих районах мира. Их быстрые подвижки часто приводят к образованию подпрудных озер, прорывы которых вызывают катастрофические паводки и сели. В связи с этим очень важно научиться предсказывать такие подвижки.

Наиболее изученным и единственным пока пульсирующим ледником, наблюдения на котором велись в течение всего периода пульсации, является ледник Медвежий

на Памире. Выявленные закономерности его динамики послужили основой для прогноза очередной подвижки ледника, который полностью оправдался.

В процессе движения ледники производят большую экзарационную, транспортную и аккумулятивную работу. В результате экзарационной деятельности ледников в сочетании с процессами выветривания горных пород создаются такие формы горно-ледникового рельефа, как кары, карлинги, ледниковые цирки, трог, «бараньи лбы». Действию ледников обязаны своим образованием обширные сглаженные поверхности с ледниковой штриховкой, узкие и глубокие морские заливы - фьорды. Обломки горных пород, падающие на ледник со склонов, образуют краевые, срединные и другие формы поверхностной морены, которые в концевых частях ледниковых языков нередко сливаются в сплошной плащ. Продукты экзарации ложа (придонная морена) и поверхностную морену ледник переносит к своему концу, где они сливаются и отлагаются в виде конечных морен. Часть продуктов разрушительной деятельности ледников выносятся талыми ледниковыми водами за их пределы, образуя ниже концов ледниковых языков плоские галечно-песчаные зандры. Самые мелкие взвешенные частицы уносятся реками на большие расстояния. Моренный материал материковых покровов, шельфовых и выводных ледников, оканчивающихся в море, уносится с айсбергами и по мере их таяния оседает на дне морей и океанов.

Ледники - это своеобразные водохранилища, запасующие воду зимой и расходующие ее летом. Они играют существенную роль в формировании стока рек, особенно в тех ледниковых районах средних и субтропических широт, где высокогорные, покрытые ледниками хребты соседствуют с засушливыми равнинами (например, Центральная и Средняя Азия). Айсберги, откалывающиеся от шельфовых и выводных ледников Антарктиды, Гренландии, Арктических и Антарктических островов, оказывают сильное воздействие на гидрологические процессы обширных океанических акваторий. Только Антарктида поставляет в океан в виде айсбергов ежегодно около 2000 км³ воды, Гренландия - 240-300 км³. Айсберги затрудняют судоходство в полярных водах.

Ледники, особенно ледниковые покровы, достигающие огромных размеров, только своим присутствием вызывают большие изменения высоты земной поверхности и меняют ее рельеф. Так, средняя высота Антарктиды почти втрое больше средней высоты всех других материков за счет огромной толщины антарктического ледникового покрова, под которым погребен сложный рельеф с горными хребтами, долинами, плато и равнинами. Колебания размеров и мощности ледников вызывают изостатические колебания земной коры.

Ниже приведены основные условия существования ледников, особенности их строения и движения.

Начнем с понятия снеговой границы, важнейшего показателя условий оледенения.

Снеговая граница, или снеговая линия, - это уровень, выше которого годовой приход твердых атмосферных осадков больше, чем расход (таяние, испарение). На уровне снеговой границы (границы питания) приходо-расходный баланс твердых атмосферных осадков равен нулю. Различают несколько разновидностей снеговой границы. Климатическая, или теоретическая, снеговая граница - это граница, на которой нулевой баланс твердых атмосферных осадков определяется средним состоянием метеорологических условий за много лет на горизонтальной незатененной поверхности. В реальных условиях наблюдать ее на местности практически невозможно, так как и поверхность в горах обычно не горизонтальна, и метеорологические условия от года к году сильно меняются, следовательно, реальная снеговая граница не будет соответствовать теоретической. Поэтому введено понятие местная, или истинная, снеговая граница, занимающая наивысшее положение в конце сезона таяния на реальной поверхности. Ее положение можно осреднять за ряд лет и определять на целых горных хребтах и системах и на склонах различной экспозиции. На ледниках истинная снеговая граница - это наивысшее за год по-

ложение границы между снегом и льдом. В большинстве случаев истинная снеговая граница на леднике совпадает с границей питания или бывает выше ее в тех случаях, когда между ними располагается зона наложенного льда. Ниже, когда мы говорим о снеговой границе без дальнейшего уточнения, имеется в виду истинная, или местная, снеговая граница. На ледниках ее часто отождествляют с фирновой линией - границей между фирновым бассейном и областью абляции ледника. Фирновая линия, как и истинная снеговая граница, либо совпадает с границей питания, либо отделена от нее полосой наложенного льда. В тех случаях, когда различия в положении снеговой границы, границы питания и фирновой линии невелики, эти термины употребляются как синонимы.

К понятию климатической снеговой границы мы прибегаем в тех случаях, когда рассматриваются возможности возникновения и существования оледенения в различных широтных климатических поясах Земли для сопоставления оледенения районов с морским и континентальным климатом, и в тех случаях, когда высотное положение ледников не соответствует общеклиматическим условиям. Так, например, каровые ледники Урала, Кузнецкого Алатау и еще ряда районов лежат на 1000 м и более ниже климатической снеговой границы и существуют лишь благодаря большой концентрации метелевого и лавинного снега в отрицательных формах рельефа. Но в то же время на них есть своя местная снеговая граница (фирновая линия - граница питания), отделяющая область аккумуляции от области абляции.

Высота снеговой границы зависит от многих факторов: от циркуляции атмосферы, обуславливающей количество осадков в данном районе; от радиационных условий и температуры воздуха, определяющих долю твердых осадков и интенсивность таяния снега и льда; от абсолютной и относительной высоты горных сооружений, расчлененности рельефа и ориентировки горных хребтов относительно направления влагонесущих воздушных потоков.

Морской климат с обильными осадками зимой и прохладным летом благоприятствует оледенению, а сухой континентальный климат, наоборот, для оледенения неблагоприятен. Благоприятны для оледенения высокоширотные территории, где, несмотря на малое количество осадков, круглый год держатся низкие температуры воздуха и таяние снега и льда или мало, или совсем отсутствует. Соответствующие изменения испытывает и высота снеговой границы. Самое низкое положение снеговая граница занимает в Антарктиде, где она почти на всей периферии ледникового покрова лежит на уровне моря. В Арктике уровень снеговой границы измеряется первыми сотнями метров. В средних широтах в условиях морского климата (например, на тихоокеанском побережье Северной Америки) она колеблется в пределах 500-1000 м над ур. м.; в субтропических и тропических широтах, в сухих континентальных районах Тибета и Анд Южной Америки уровень снеговой границы достигает огромных высот - 6000-6500 м над ур. м.

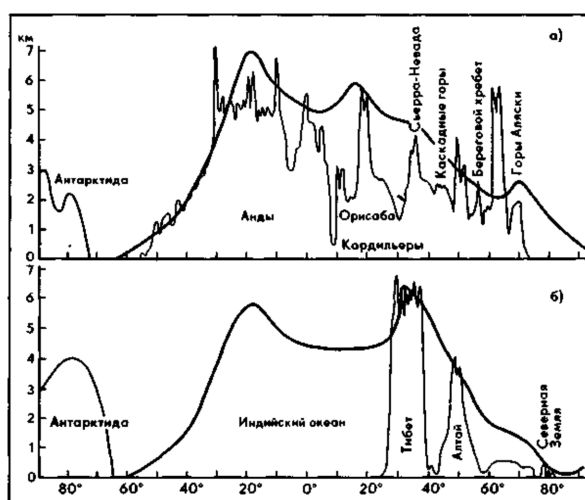
Изменение высоты снеговой границы с юга на север хорошо видно на меридиональных профилях вдоль Южноамериканских Анд и Североамериканских Кордильер (а) и вдоль 90-110° в. д. (б).

Колебания уровня снеговой границы во времени свидетельствуют об улучшении или ухудшении условий питания ледников. В первом случае уровень снеговой границы понижается, во втором - повышается. Следовательно, по изменению уровня снеговой границы можно судить об изменении климатических условий в районах оледенения.

Главные части ледника, аккумуляция, абляция, баланс массы

Граница питания делит ледник на две главные части: область питания (фирновую область, фирновый бассейн) и область расхода (область абляции, ледниковый язык). В первой из них накопление твердых атмосферных осадков (аккумуляция) больше их расхода на таяние, испарение, вынос снега ветром. Во второй - расход льда (абляция) больше прихода.

Аккумуляция на ледниках складывается из твердых осадков, выпадающих из атмосферы в виде снега, крупы, града, ледяного дождя; нарастающих осадков, образующихся на поверхности снега и льда в виде изморози и гололеда; метелевого навевания снега и схода лавин с вышележащих склонов. Главным источником аккумуляции снега на ледниках являются твердые атмосферные осадки, связанные в основном с циклонической деятельностью. Поэтому при прочих равных условиях оледенение достигает наибольшего развития вдоль путей движения циклонов - барических депрессий. Нарастающие осадки за счет сублимации влаги из воздуха играют меньшую роль. Их доля в питании ледников не превышает 10%. Метелевый перенос и лавины играют огромную роль в аккумуляции снега на горных ледниках, занимающих отрицательные формы рельефа. Коэффициент концентрации (отношение аккумуляции к твердым атмосферным осадкам), характеризующий долю питания ледников навесным снегом и лавинами, для каровых ледников составляет 1,5-2,0, для небольших долинных ледников - 1,4, для крупных долинных ледников - 1,25. Для ледников плоских вершин и ледяных куполов он меньше единицы.



Высота снеговой линии:

а) вдоль Анд Южной и Кордильер Северной Америки

б) вдоль 90—110° в.д.

Например, на куполах Земли Франца-Иосифа он равен 0,7, так как с плосковыпуклой поверхности ледников этих типов выпадающий из атмосферы снег частично сдувается ветром.

Абляция - уменьшение массы ледника путем таяния, испарения, обвалов льда, сдувания снега ветром, откола айсбергов. Главная роль в абляции горных ледников принадлежит таянию снега и льда под влиянием солнечной радиации и тепла атмосферного воздуха. Роль испарения невелика. Этот вид абляции называют поверхностной абляцией. Различают еще внутреннюю и подледниковую абляцию, обусловленные геотермическим теплом, теплом воды, проникающей в толщу ледника и под ледник по трещинам и ледниковым колодцам, а также теплом, выделяющимся в результате движения ледника и трения его о ложе. Роль внутренней и подледниковой абляции обычно много меньше, чем поверхностной. Практически вся абляция происходит на поверхности ледника, а в случае откола айсбергов - у его конца.

Убыль вещества в леднике путем откола айсбергов, обвалов льда и сдувания снега с ледника ветром называют механической абляцией. Откол айсбергов является главной статьей расхода ледникового покрова Антарктиды и играет огромную роль в абляции Гренландского ледникового покрова.

Соотношение прихода и расхода массы снега и льда на леднике за определенное время (за один год или несколько лет) называется балансом массы ледника. Нарастание массы снега и льда от предыдущей летней поверхности до максимума в конце зимы - зимний баланс массы, а уменьшение массы от максимума до конца периода таяния - летний баланс массы. Годовой баланс массы - это алгебраическая сумма годовой аккумуляции и годовой абляции. Его называют удельным балансом, если он вычислен для той или иной точки на леднике (единица измерения г/см^2), и полным балансом массы, если он относится к леднику в целом или к одной из его частей (единица измерений – млн. т или км^3 воды). Можно вычислить отдельно годовой баланс области абляции и области аккумуляции. Баланс массы ледника на конец балансового года называют чистым балансом. В зависимости от знака баланса массы ледники могут наступать или отступать, но приспособление ледника к изменению баланса массы происходит многие годы, и чем больше ледник, тем медленнее. Поэтому ледник может наступать в результате прошлых изменений баланса при нулевом или отрицательном балансе в год измерений. Баланс массы данного года или ряда лет может быть положительным, а ледник будет продолжать отступать или наоборот. Только длительные изменения баланса массы ледника в ту или иную сторону могут вызвать или наступание ледников, или их отступление. Особенно большие затруднения исследователи встречают при изучении баланса массы антарктического и гренландского ледниковых покровов, где абляция происходит главным образом путем откола айсбергов, массу которых трудно определить с необходимой точностью.

Зоны льдообразования

Процесс превращения снега в фирн и лед довольно сложный и в разных климатических условиях протекает по-разному. Строго говоря, снег, фирн, ледниковый лед - все это лед, только с разным содержанием воздуха. Выпавший снег (снежный покров) состоит из снежинок и их обломков самых различных форм и размеров, промежутки между которыми заполнены воздухом. При плотности снега $0,10 \text{ г/см}^3$ воздух занимает 88% общего объема, при плотности $0,45 \text{ г/см}^3$ - примерно половину. В умеренно холодную тихую погоду может образоваться очень рыхлый снежный покров, но при очень низких температурах и сильном ветре он уплотняется уже в процессе отложения за счет дробления снежинок и их более тесной ветровой упаковки. Дальнейшее уплотнение снежного покрова будет происходить за счет оседания и перекристаллизации, пока снег не превратится в фирн. Определенной границы между снегом и фирном нет. Буквально «фирн» - это «прошлогодний снег», который подвергался таянию и уплотнению и пережил лето, не превратившись в лед. Но фирн образуется не только там, где есть таяние, и его возраст может быть много больше года (в Антарктиде - до 2500 лет). Поэтому фирном называют старый (более 1 года) снег независимо от того, подвергался он таянию или нет. Условной границей перехода снега в фирн считается изменение плотности. Плотность снега колеблется от $0,05$ до $0,45 \text{ г/см}^3$, плотность фирна - от $0,40$ до $0,83 \text{ г/см}^3$.

Граница перехода фирна в лед более определенная. При плотности $0,83 \text{ г/см}^3$ сквозные воздушные промежутки между зернами фирна закрываются, и фирн превращается в лед. Во льду воздух остается только в виде замкнутых пузырьков. Дальнейшее уплотнение льда до теоретического предела ($0,9168 \text{ г/см}^3$) идет только за счет сжатия воздуха в этих пузырьках, так как сам лед практически несжимаем. На глубине нескольких километров давление в замкнутых воздушных пузырьках достигает сотен атмосфер. В Антарктиде известны случаи, когда с оглушительным грохотом взрывались айсберги, внутри которых давление воздуха было во много раз больше атмосферного, так как они были сложены льдом, пришедшим к побережью из глубин ледникового покрова.

В различных ледниковых районах и на разных гипсометрических уровнях в пределах того или иного ледникового района или отдельного ледника механизм и скорость

превращения снега и фирна в лед закономерно меняются, отражая климатическую зональность и вертикальную поясность.

Советским гляциологом П. А. Шумским разработана система зон льдообразования, которая позднее была уточнена. Всего выделено шесть зон льдообразования и зона абляции.

1. Снежная (рекристаллизационная) зона. В этой зоне даже в теплое время года таяние отсутствует. Льдообразование происходит целиком путем оседания и рекристаллизации при низких отрицательных температурах (средняя годовая температура -25° и ниже, средняя температура лета не выше -9°). Процесс льдообразования идет очень медленно. Чтобы фирн превратился в лед, толщина снега и фирна должна быть от 100 до 150 м. К этой зоне относятся внутренние районы Антарктиды выше 900-1350 м над ур. м., Гренландский ледниковый покров выше 2000-3000 м над ур. м., самые высокие вершины гор Аляски, Территории Юкон, Гималаев, Каракорума, Памира и Тянь-Шаня.

2. Снежно-фирновая (рекристаллизационно-режеляционная) зона. В этой зоне происходит незначительное таяние (менее 0,1 части отложенного за год снега). Талая вода целиком замерзает внутри годового слоя. Льдообразование идет в основном путем оседания и рекристаллизации. Температура снега повышается за счет тепла, выделяемого при замерзании воды в его толще. Толщина снега и фирна достигает 20-100 м. К этой зоне относится периферия Антарктического ледникового покрова между 500 и 1100 м над ур. м., части Гренландского ледникового покрова: на севере - между 1000 и 2000 м, на юге - между 2000 и 3000 м над ур. м. Распространена она на ряде ледниковых куполов в Арктике и на высоких горных вершинах ниже снежной зоны. На Памире ее нижняя граница 5800 м над ур. м.

3. Холодная фирновая (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная) зона. Таяние захватывает от 0,1 до 0,5 части годовой аккумуляции. Талой воды достаточно для промачивания всего годичного слоя снега и просачивания в более глубокие слои, где она замерзает, значительно повышая температуру снежно-фирновой толщи. Льдообразование на 2/3 идет за счет инфильтрации и на 1/3 за счет оседания и рекристаллизации. Толщина фирна с крупными ледяными прослойками составляет 10-20 м. Холодная фирновая зона широко распространена в горно-ледниковых районах с континентальным климатом, на ледяных куполах островов Арктики и в виде узкой полосы по периферии Антарктического и Гренландского ледниковых покровов.

4. Теплая фирновая (теплая инфильтрационно-рекристаллизационная) зона. Стаивает 0,4-0,7 части годовой аккумуляции. Происходит интенсивный сток талой воды. Льдообразование идет в равной степени за счет инфильтрационного замерзания и оседания с рекристаллизацией. Температура льда нулевая. Толщина фирна с ледяными прослойками 20-40 м. Распространена в ледниковых районах с морским климатом.

5. Фирново-ледяная (инфильтрационная) зона. Характеризует ледники на пределе их существования. Стаивает больше половины годового накопления. Льдообразование инфильтрационное. Идет интенсивный сток. Фирн сохраняется за счет накоплений предыдущих лет в вышележащих зонах, которые фирново-ледяная зона окаймляет снизу, или за счет прошлых более холодных и снежных лет. Распространена во многих ледниковых районах. Характерна для теплых ледников умеренных широт.

6. Зона ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная). Называют ее также зоной наложенного льда. В этой зоне все поры годового остатка фирна заполнены льдом. Таяние - больше половины годовой аккумуляции. Располагается между фирновой линией и границей питания. Зона ледяного питания распространена в районах с континентальным климатом и наиболее развита при малых величинах аккумуляции, малых уклонах поверхности и малых скоростях движения льда.

На небольших ледниках может быть одна или две зоны льдообразования, на больших ледниках - несколько. Полный набор зон льдообразования есть только на крупнейших ледниковых покровах.

7. Зона абляции (область абляции, ледниковый язык) - часть ледника ниже границы питания, где расход массы всегда больше ее поступления с атмосферными осадками. Поскольку функции областей питания и расхода различны, для выявления особенностей динамики и режима ледников необходимо знать соотношение их площадей. Это соотношение выражается ледниковым коэффициентом (отношением площади области аккумуляции к площади области абляции). Величина ледникового коэффициента сильно варьирует. На горно-долинных ледниках средних широт он обычно колеблется от 1 до 2, но бывает и много меньше и много больше. По отношению к материковому покрову Антарктиды понятие ледникового коэффициента вообще неприменимо, так как почти вся его площадь представляет область аккумуляции, а область расхода ограничена узкой полосой побережья, и абляция осуществляется почти исключительно путем откола айсбергов, которые течениями и ветром разносятся на огромные расстояния по акватории Южного океана, где и происходит их таяние.

Строение льда и фирна

Ледники сложены в основном льдом осадочно-метаморфического происхождения, образовавшимся из твердых атмосферных осадков в результате последующего уплотнения и перекристаллизации. Характерная особенность ледникового льда - зернистость и полосчатость. Зернистость обусловлена процессами рекристаллизации и режеляции; каждое зерно ледникового льда представляет собой кристалл неправильной формы, тесно примыкающий к другим кристаллам в ледяной толще таким образом, что выступы одного кристалла плотно входят в углубления другого. Такой лед получил название поликристаллического. Каждый кристалл льда представляет собой стопку тончайших листочков, налегающих друг на друга в базисной плоскости, перпендикулярной к направлению оптической оси кристалла. Поэтому в направлении базисной плоскости кристаллы льда деформируются гораздо легче (листочки льда скользят один относительно другого), чем в любом другом направлении. В связи с этим в процессе движения ледника кристаллы льда постепенно приобретают более или менее упорядоченную структуру с расположением базисных плоскостей в направлении движения. В том же направлении наблюдается сплющивание воздушных пузырьков. Упорядочение ориентировки кристаллов редко бывает полным, тем не менее оно приводит к улучшению условий движения льда. Упорядочение структуры льда в процессе движения чаще всего происходит там, где градиенты напряжений в ледниковой толще наибольшие - на контакте лед - ложе и на плоскостях внутриледниковых разрывов и сколов. Размеры кристаллов поликристаллического льда, слагающего ледники, не остаются неизменными - со временем они укрупняются, а их число уменьшается за счет процессов перекристаллизации и режеляции. Размеры кристаллов увеличиваются с глубиной, с удалением от источников питания и с уменьшением напряжений в ледниковой толще. Поэтому размеры кристаллов мертвого льда крупнее, чем активного; на конце большого ледника они крупнее, чем на небольших ледниках; у ложа и краев ледника крупнее, чем у поверхности в осевой части ледника. Главную роль в увеличении размеров кристаллов в ледниках играет время, что позволяет по размерам кристаллов приблизительно судить о возрасте льда (разумеется, при прочих равных условиях). В ледниках разных размеров и типов размеры кристаллов колеблются от долей миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике. В придонных слоях омертвевшего конца ледника Медвежьего на Памире кристаллы льда достигали 10-12 см в поперечнике, на Земле Франца-Иосифа находили кристаллы диаметром до 12-16 см и весом 500-700 г. Такого же размера кристаллы находили в Альпах, в Скалистых горах Северной

Америки, в Центральной Азии, в Гренландии. Но средний диаметр кристаллов в большинстве ледников составляет меньше 5 см.

Строение фирновых областей

Вследствие прерывистости снегонакопления и колебаний метеорологических условий в период формирования снежного покрова для областей питания ледников характерна слоистость снежно-фирновой толщи. За время между двумя снегопадами, следующими один за другим, поверхность снежного покрова, образовавшаяся в результате первого снегопада, успевает метаморфизоваться под влиянием солнечной радиации, ветра, смены температуры воздуха или покрыться пылью к началу второго. В результате между свежавывавшим и старым снегом образуется более или менее четкая граница раздела, особенно между зимними и летними слоями. Зимние слои обычно сложены мелкозернистым снегом, особенно в районах с сильными зимними ветрами, редко имеют прослойки льда, менее загрязнены посторонними примесями, чем летние. В большинстве горно-ледниковых районов годовые слои в снежно-фирновой толще достаточно надежно выделяются по ряду признаков (структурных, степени загрязненности примесями), а также с помощью пыльцевого анализа и другими методами. По слоям можно восстановить историю условий снегонакопления за много лет и проводить балансовые расчеты.

В центральных частях больших ледниковых покровов, где нет таяния и источников загрязнения, выделение годичных слоев сложнее. Приходится прибегать к детальным структурным исследованиям разреза снежно-фирновой толщи. В частности, в качестве маркирующего горизонта используется слой глубинной изморози, образующийся в конце теплого периода, когда температурный градиент в поверхностных слоях снега наибольший. Так, в районе Южного полюса годовые слои удавалось различать по трехсантиметровому слою глубинной изморози. Но при переходе фирна в лед многие стратиграфические признаки стираются, и их приходится восстанавливать косвенными методами.

В настоящее время исследование внутреннего строения ледниковых покровов производится с помощью бурения глубоких скважин и комплексного анализа полученных кернов льда изотопным и геохимическим методами. Анализ изотопного и газового составов снега и льда позволяет восстановить физико-географические условия в период формирования того или иного слоя фирново-ледяной толщи. С помощью изотопной геохронологии можно определить возраст льда, накопившегося за несколько тысяч лет, с точностью до года, а с меньшей точностью - отложившегося за несколько десятков тысяч лет. В верхних слоях фирново-ледяной толщи присутствуют радиоактивные изотопы, образованные при ядерных испытаниях в атмосфере в 1953-1954, 1955, 1961-1963 и 1965 гг. Главные из них - ^3H , ^{90}Sr и ^{137}Cs . Слои с этими изотопами служат своего рода реперами при анализе стратиграфического разреза фирново-ледяной толщи.

Характерной особенностью строения ледяной толщи в областях абляции ледников является полосчатость (ленточность) - чередование параллельных полос льда белого и голубого цвета или мутного пористого с плотным и прозрачным льдом. В том и другом случаях различия в цвете и плотности связаны с различным содержанием пузырьков воздуха: в белых и рыхлых полосах их больше, в полосах голубого и плотного льда - меньше. Полосы различаются также по содержанию минеральных включений. Полосы являются выходами на поверхность слоев льда, которые пронизывают всю толщу ледника. В связи с разной плотностью и загрязненностью абляция белых и голубых полос происходит с разной интенсивностью, в результате поверхность ледника становится ребристой. Образующиеся таким образом на поверхности ледников борозды получили название «огивы». Огивы могут быть простыми и сложными, оконтуривать отдельные слои и целые их пачки. В последнее время огивами чаще всего называют не всякое проявление на поверхности ледников их полосчатого строения, а полосы и валы льда, пересекающие

ледниковые языки горных ледников ниже ледопадов, связанные с сезонной периодичностью поступления льда из фирновых областей на ледниковые языки. Суммарная ширина пары полос (темной и светлой, выпуклой и вогнутой) соответствует расстоянию годового смещения льда. Таким образом, по числу огив и расстоянию между ними можно приблизительно определять горизонтальную составляющую скорости движения льда ниже ледопадов.

По современным представлениям, слоистая текстура (сланцеватость) в ледниковом льду образуется в процессе его течения. «Зоны наиболее сильного развития сланцеватости приурочены к прибортовым и придонным частям ледников; чаще всего плоскости сланцеватости оказываются параллельными поверхности ледникового ложа. На ледниках выходы плоскостей сланцеватости образуют дуги, выпуклые стороны которых обращены в направлении движения льда. В нижних частях ледниковых языков параллельное изгибание этих плоскостей приводит к образованию своеобразных «вложенных ложкообразных структур»; для их крыльев характерно падение, переходящее близ бортов почти в вертикальное, тогда как осевые линии имеют пологий наклон, направленный к верховьям ледников. Ледники, образовавшиеся от слияния двух или нескольких составляющих, часто имеют по несколько независимых систем вложенных дуг, каждая из которых соответствует своему притоку, причем сланцеватость близ границы между такими системами ориентирована продольно, т. е. параллельно бортам ледниковых долин» [Патерсон. 1984. С. 264].

Сланцеватость формируется при деформации неоднородностей, изначально находившихся во льду. Это - осадочная слоистость, следы трещин, ледяные жилы и линзы, прослойки морены и эоловой пыли. В процессе деформации льда сланцеватость разного генезиса приобретает одинаковую ориентировку.

Движение ледников

Движение льда в ледниках - основной процесс переноса массы из области накопления в область расхода. Благодаря перемещению льда из первой области во вторую поддерживается относительное равновесие между ними, что и обеспечивает само существование ледника как единой ледниковой системы. В горном леднике количество льда, проходящее через любое поперечное сечение, в области аккумуляции постепенно увеличивается от истоков к границе питания, где достигает максимума, а в области абляции постепенно уменьшается к концу ледника. Соответственно изменяется и скорость движения льда: от истоков к границе питания она увеличивается, а от границы питания к концу ледника уменьшается. При этом векторы скорости относительно поверхности ледника в области аккумуляции наклонены вниз, а в области абляции - вверх. Но такова лишь идеальная схема. В реальных ледниках наблюдается множество отклонений от нее из-за изменений толщины, ширины и уклонов поверхности ледников. В ледниковых покровах и куполах, граница питания которых проходит близ их концов, а расход массы осуществляется путем откола айсбергов, скорость движения льда увеличивается от нуля в центре ледникового покрова до максимума у его края.

Движение льда в ледниках осуществляется двумя основными способами: путем вязкопластического течения и путем глыбового скольжения по ложу и внутриледниковым разрывам и сколам. Соотношение вязкопластического течения и глыбового скольжения в движении реальных ледников может быть самым различным. Лед в примерзших к ложу холодных ледниках может двигаться только за счет вязкопластических деформаций, тогда как ледники с водной пленкой на ложе в определенных условиях могут двигаться только путем глыбового скольжения (пульсирующие ледники в период быстрых подвижек). В движении большинства ледников участвуют оба механизма.

При вязкопластическом течении льда скорость движения определяется главным образом толщиной льда, его температурой и наклоном поверхности ледника. Лед будет

течь в направлении наклона поверхности и в том случае, если на ложе ледника будут встречаться неровности с обратным уклоном. Между толщиной льда, наклоном поверхности и скоростью движения льда ледника существует закономерная связь: лед обычно тонек там, где поверхность наклонена круто и лед движется быстрее, и толст там, где наклон незначителен и движение льда замедлено. Это наблюдается как в разных частях одного ледника, так и на разных ледниках. Мелкие неровности на поверхности ледника, если они меньше его толщины, на скорости течения ледника не отражаются.

На скорость течения льда в ледниках большое влияние оказывает их температурное состояние, так как при более высоких температурах лед легче деформируется. Теплые ледники движутся быстрее холодных. Выделяющееся при движении ледника тепло также ускоряет движение.

Скорость движения льда в любом леднике складывается из горизонтальной и вертикальной составляющих. Уже говорилось, что векторы скорости в области аккумуляции направлены вниз относительно поверхности, а в области абляции - вверх, но углы наклона небольшие, так как горизонтальная составляющая скорости во много раз больше вертикальной. Величина вертикальной составляющей связана с величиной аккумуляции и абляции, поэтому в районах с обильными осадками и интенсивным таянием она больше, чем в районах с холодным сухим климатом. Горизонтальная составляющая скорости движения льда в ледниках на порядок, а иногда и на несколько порядков больше вертикальной составляющей. Поэтому, когда речь идет о смещении льда в горизонтальном направлении, обычно говорят просто «скорость движения», а не «горизонтальная составляющая скорости движения». Скорость движения льда в ледниках разных размеров и типов колеблется в очень широких пределах. Скорость движения в малых ледниках редко превышает несколько метров в год, в горно-долинных ледниках она колеблется от первых десятков до сотен метров в год. В выводных и шельфовых ледниках Антарктиды скорость движения льда достигает 300-1200 м в год. Самые большие скорости измерены в концевых частях выводных ледников Гренландии - до 10 км в год. При подвижках пульсирующих ледников лед может двигаться со скоростью сотен метров в сутки, проходя за несколько месяцев 8-10 км.

Скорость движения льда в леднике изменяется по продольному и поперечному профилям, изменяется она и с глубиной. В идеальном леднике скорость движения от нуля в его истоках к границе питания увеличивается до максимума, а к концу ледника снова сходит на нет. В реальных ледниках картина много сложнее. Там, где уклон поверхности ледника увеличивается, увеличивается и скорость движения льда; там, где канал стока расширяется, скорость движения льда уменьшается, а там, где он сужается, скорость увеличивается. Линия максимальных скоростей движения льда обычно проходит посередине ледника, а на поворотах смещается к внешней стороне излучины. Поперек ледника от осевой линии к краям поверхностные скорости движения льда постепенно уменьшаются, что связано с трением ледника о ложе и борта долины. Эпюра скоростей может быть то более, то менее крутой, но ее общая форма при глыбовом скольжении близка к трапеции, а при вязкопластическом течении - к параболе. По вертикали от поверхности до ложа скорости движения льда изменяются в зависимости от соотношения типов движения: при движении вязкопластического типа, обусловленном деформациями ледяной толщи, скорость изменяется от максимума на поверхности до нуля на ложе. При глыбовом скольжении поверхностная и придонная скорости практически одинаковы.

Скорости движения льда в ледниках изменяются также во времени. Летом скорости движения льда выше, чем зимой, днем выше, чем ночью. Это связано главным образом с тем, что в теплое время года и суток в леднике и особенно у его ложа скапливается вода, играющая роль смазки. Эта разница может достигать 25% и более. Изменяются скорости движения ледников и от года к году. Так, скорость движения льда на одном и том же поперечном профиле ледника Фернагтфернер в Эцтальских Альпах в 1889 г. была

17 м, в 1899 г. - 250 м, в 1901 г. - 50 м в год. Есть много и других примеров. В общем виде можно сказать, что при увеличении массы ледника и особенно его толщины скорости движения льда увеличиваются. Увеличивается скорость движения ледника или его части при переходе от вязкопластического течения к глыбовому скольжению (подвижки ледников). Скорости движения ледников могут резко возрасть при слиянии разобщенных ранее ледниковых потоков и резко падать, когда от главного ствола ледника отчленяются его притоки. Первое происходит, когда условия оледенения улучшаются, второе - когда оледенение деградирует.

Рассмотрение теорий движения льда в ледниках, в значительной мере спорных, в задачу этой книги не входит. Желаящие могут ознакомиться с ними по монографиям П. А. Шумского «Динамическая гляциология» [1969] и У. С. Б. Патерсона «Физика ледников» [1984].

Формы ледовой тектоники

В процессе движения льда в ледниках возникают напряжения как растяжения, так и сжатия, связанные с изменениями уклона ложа, сужением или расширением русла ледяного потока, изменениями условий на ложе, ускорением движения льда. Растягивающие напряжения, если они превышают сопротивление льда на разрыв, приводят к образованию трещин. Результатом сжимающих напряжений является замыкание трещин и образование во льду складок, аналогичных складкам в слоистых горных породах. Как трещины, так и складки могут быть самых различных форм и размеров. Ледниковые трещины простираются всегда перпендикулярно к направлению основного растягивающего напряжения. Так, в осевых частях долинных ледников трещины образуются под прямым углом к направлению движения льда, а у их краев - под углом около 45° . На поворотах долины трещин больше на выпуклой стороне излучины ледникового потока, так как скорость движения льда там больше. На участках, где уклон ложа резко увеличивается, образуются ледопады. На ледопадах ледник разбит поперечными, диагональными и продольными трещинами, и вся его поверхность превращается в хаос ледяных глыб. Ледопады по высоте могут достигать многих сотен метров и часто непроходимы. Трещины обычно образуются на одних и тех же местах, но трещинообразованию подвергаются все новые массы льда, поступающего сверху. После того как лед минует зону трещин, они замыкаются. Исключение представляют пульсирующие ледники, на которых трещины во время активной стадии пульсации покрывают всю поверхность ледников и там, где их до этого не было, что связано с резким увеличением скорости движения льда.

Размеры трещин на ледниках средних широт достигают сотен метров в длину и 25-30 м в глубину при ширине от долей сантиметра до многих метров. На полярных ледниках трещины более глубокие - до 50-100 м. Соответственно увеличивается и ширина трещин. Приливно-отливные трещины в тыловых частях плавучих ледниковых языков и шельфовых ледников Антарктиды являются сквозными при толщине ледников в несколько сот метров. Особый вид трещин представляют подгорные трещины (бергшруды), окаймляющие верховья фирновых бассейнов горных ледников. В пульсирующих ледниках вдоль бортов долины образуются огромные продольные разрывы, ограничивающие быстро движущиеся срединные части ледников. В тыловых частях зоны ускоренного движения льда формируются ступенчатые сбросы, а в фронтальных частях - серии надвигов. Разрывы образуются также в придонных частях и внутри ледниковой толщи.

Трещины представляют серьезное препятствие для продвижения по ледникам, а в фирновых областях и опасность, так как они часто бывают перекрыты снежными мостами и их трудно обнаружить.

На ледниках широко распространены также складчатые тектонические структуры. В горных ледниках наиболее благоприятные условия для их образования создаются в придонных и прибортовых частях ледниковых потоков.

Ярким примером складчатости в крупных сложных ледниках могут служить петли срединных морен, образовавшиеся в результате быстрых подвижек. Расстояние между такими петлями может достигать нескольких километров, и по нему можно приблизительно определить период пульсации ледников, а по числу петель - число быстрых подвижек ледника или его притоков в прошлом.

Мезо- и микрорельеф поверхности ледников

В результате неравномерного накопления в фирновых областях, главным образом из-за колебаний ветрового режима при выпадении снега из атмосферы, а также его последующего переотложения, создаются различные формы аккумулятивно-дефляционного рельефа - снежные барханы, гряды, заструги и др. Они наиболее ярко выражены на крупных ледниковых покровах, где и рассматриваются более подробно. На горных ледниках эти формы распространены реже, зато к ним добавляются снежные карнизы, образующиеся при сильных метелях у гребней подветренных склонов, и конусы лавинного снега у подножий склонов. Источниками лавин служат участки с неустойчивым снежным покровом на склонах, а также обвалы снежных карнизов. Снежные лавины часто играют большую роль в питании ледников, иногда главную, например на ледниках туркестанского типа. Лавины падают на ледники как в области аккумуляции, так и в области абляции. Иногда лавинные конусы сливаются в сплошные шлейфы.

Абляционные формы на ледниках очень разнообразны. Экзотическую картину представляют поля «кающихся» - остроконечных образований на поверхности снега и льда, наклоненных навстречу лучам полуденного солнца. По внешнему виду они напоминают коленопреклоненные фигуры в монашеских балахонах - откуда и название. «Кающиеся» широко распространены на высоких горах субтропических и тропических широт. Они обязаны своим происхождением избирательной абляции при очень сухой, солнечной и холодной погоде, при преобладании прямой солнечной радиации над рассеянной. Распространены на вулканах Южной Америки, где достигают в высоту нескольких метров, на Памире, в Каракоруме и Гималаях. Встречаются также в прибрежных частях Антарктиды.

Избирательному таянию в областях абляции ледников обязаны своим образованием многие формы мезо- и микрорельефа ледниковой поверхности. Всюду, где лед покрыт достаточно толстым слоем морены, защищающим его от таяния, образуются положительные формы рельефа, возвышающиеся над обнаженной поверхностью льда, - холмы, гряды, «ледяные столы», «ледяные грибы», «муравьиные кучи». Наоборот, там, где загрязнение льда умеренное, оно увеличивает поглощение солнечных лучей благодаря более темному цвету, и на этих участках лед тает более интенсивно, чем чистый, и создаются отрицательные формы рельефа - «ледниковые ванны», «ледниковые стаканы», «ледниковые соты». Различная плотность льда также приводит к избирательному таянию. В результате проникновения в лед солнечных лучей в ясные дни поверхность ледника до глубины 5-10 см превращается в рыхлую, пронизанную порами «кору таяния», которая в пасмурную погоду обычно исчезает. Однако более крупные неровности абляционного рельефа со временем растут до тех пор, пока не достигнут известного предела. Самыми крупными формами, бронированными от таяния мореной, являются гряды краевых и срединных морен, достигающие в высоту нескольких десятков метров и протягивающиеся часто на многие километры. Эти гряды только с поверхности сложены мореной, а их ядра состоят из льда. На концах ледниковых языков, где моренные гряды сливаются в сплошной моренный покров, рельеф поверхности представляет беспорядочное нагромождение моренных холмов с ледяными ядрами, разделенных термокарстовыми

западинами, часто с озерами или ложбинами стока талых вод. «Ледяные столы» и «грибы» - образования недолговечные. Они возникают, когда крупный камень защищает лед от таяния, а окружающая его поверхность льда стаивает беспрепятственно. Со временем под камнем образуется ледяная ножка «гриба» или «стола» в зависимости от размеров и формы его шляпы. В процессе последующего таяния с солнечной стороны ножка подтаивает сильнее, чем с теневой, и шляпа гриба сваливается. На новом месте образование гриба возобновляется. Таким образом, камни могут «путешествовать» по поверхности ледников, не согласуясь с общим направлением их движения.

На ледопадах, в краевых частях ледников, особенно в местах их крутых поворотов, поверхность ледников часто разбита многочисленными трещинами. В результате таяния блоки льда между трещинами приобретают самые причудливые очертания в виде пиков, пирамид, башен и других форм, часто трудно определимых, известных под собирательным названием «сераки». Сераки достигают в высоту нескольких десятков метров. Поля сераков часто трудно проходимы. На пульсирующих ледниках хаос сераков представляет сплошную зубчатую щетку с зияющими между ними глубокими трещинами, часть которых может быть заполнена водой. Передвижение по такому леднику практически невозможно.

Рельеф поверхности ледников в зонах абляции усложняется еще эрозионными формами, обязанными своим происхождением потокам талых вод. Это и узкие, глубиной несколько метров каньоны, промытые во льду, и тысячи мелких ручьев и ручейков, стекающих в них с ледяных бугров и гряд, и ледниковые колодцы и мельницы, через которые поверхностные талые воды устремляются в глубь ледников и под них, и озера на поверхности ледников.

В местах слияния притоков с главными стволами сложных долинных и дендритовых ледников могут образовываться крупные подпрудные озера. У отступающих концов ледников озера - обычное явление. Их плотинами, как правило, служат древние конечные морены. Размеры озер самые различные - от десятков метров в поперечнике до километров в ширину и десятков километров в длину. Подпрудные ледниковые озера могут периодически прорываться, что часто приводит к катастрофическим наводнениям в расположенных ниже по течению долинах.

При прорывах подпрудных озер внутри ледника могут образоваться тоннели, диаметр которых увеличивается за счет обвалов льда и таяния потолка и стенок. По таким тоннелям иногда можно проникнуть далеко в глубь ледника. Часто по подледным тоннелям происходит сток поверхностных талых вод, и бурные потоки вырываются из ледниковых гротов в концевых частях ледников.

Морфологические типы ледников

Размеры, формы и уклоны поверхности горных ледников не менее разнообразны, чем занятые ими формы рельефа, очертания которых они часто повторяют в сглаженном виде. Типичной формой фирновых областей горно-долинных ледников являются широкие и сравнительно плоские фирновые бассейны в верховьях долин, окруженные крутыми склонами. Лед в них движется в направлении преобладающего уклона поверхности к границе питания, ниже которой располагается спускающийся в долину ледниковый язык, как правило, узкий и длинный. Верхний край фирнового бассейна часто состоит из нескольких лопастей, а переход к ледниковому языку может быть или плавным, или же обрываться крутым ледопадом. Несколько слившихся горно-долинных ледников могут образовывать сложные ледниковые системы, питающиеся из нескольких фирновых бассейнов. Совершенно иную форму имеют ледники конических вершин, например вулканических конусов, когда снег и фирн заполняют кратеры и кальдеры и чехлом покрывают вершину и верхние части склонов с отходящими в разные стороны крутыми ледниковыми языками. В районах интенсивного горно-покровного оледенения обширные межгор-

ные долины часто почти до краев заполнены фирном и льдом. Это либо плоские покровы на слабо расчлененных плато, либо сложные, слившиеся между собой фирновые бассейны с торчащими над ними нунатаками, от которых отходят или широкие ледниковые лопасти, или ледниковые языки, практически неотличимые от языков долинных ледников. Но сколь бы разнообразны ни были формы областей питания и расхода горных ледников, все они зависят от подстилающего рельефа.

Совершенно иная картина в покровных ледниках, форма поверхности которых от рельефа ложа практически не зависит, - она определяется реологическими свойствами самого льда, растекающегося в соответствии с уклоном поверхности. В идеальном случае профиль поверхности близок к полуэллипсу (например, купол о. Дригальского в Антарктиде). В крупных ледниковых покровах форма поверхности более сложная, так как они состоят обычно из нескольких слившихся ледниковых куполов, что наряду с крупными подледными неровностями искажает идеальную форму поверхности. В краевых частях ледниковых покровов по крупным подледным долинам, направление которых близко к общему направлению движения льда от центров куполов к периферии, спускаются выводные ледники - главные каналы стока льда из внутренних районов ледниковых покровов. В Антарктиде к краям материкового покрова примыкают шельфовые ледники - огромные плоские ледяные плиты, частью находящиеся на плаву, частью опирающиеся на грунт.

Чтобы легче было ориентироваться во всем многообразии форм ледниковых образований, гляциологами разрабатываются схемы их классификации по морфологическим признакам. Мы пользуемся схемой морфологической классификации ледников, опубликованной в Гляциологическом словаре. В соответствии с этой схемой все ледники делятся на покровные, горно-покровные и горные. Каждая из этих основных групп в свою очередь подразделяется на группы второго и третьего порядков. Среди ледниковых покровов различают ледниковые щиты, ледниковые купола, шельфовые ледники, ледяные потоки и выводные ледники. К горно-покровным ледникам относится сетчатое оледенение, где присутствуют в различных комбинациях формы оледенения покровного и горного типов, ледники плато, ледники патагонского типа и предгорные ледники (ледники подножий). Горные ледники делятся на три основные группы: ледники долин, ледники склонов, ледники вершин. Ледники долин подразделяют на простые долинные, сложные долинные и дендритовые ледники. К ледникам склонов относят присклоновые, склоновые, висячие и каровые ледники. Промежуточное положение между каровыми и долинными ледниками занимают карово-долинные ледники. Среди ледников вершин выделяют ледники конических вершин и ледники плоских вершин. К ледникам вершин относят также ледники вулканических конусов, кратерные и кальдерные ледники, ледники барранкосов.

Оледенение покровного типа

Ледниковый покров - сложное ледниковое образование, состоящее из ледниковых щитов, ледниковых куполов, ледяных потоков, выводных ледников и шельфовых ледников, покрывающее площадь в десятки, сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Ледниковый покров - это единая динамическая система, форма поверхности и положение ледоразделов в которой обусловлены распределением питания и условиями стока. Скорость движения льда увеличивается от ледоразделов к периферии, где сток дифференцируется на малоподвижные участки и выводные ледники с большими скоростями движения льда. Расход льда сосредоточен в краевой зоне и осуществляется путем откола айсбергов и поверхностного таяния. Общая площадь современных ледниковых покровов на Земле около 14,4 млн. км². Из них 85,3% приходится на ледниковый покров Антарктиды, состоящий из 5 слившихся крупных ледниковых куполов и большого числа более мелких; 12,1% - на ледниковый покров Гренландии и 2,6% - на все остальные ледниковые

покровы (на Канадском Арктическом архипелаге, на о. Исландия, на Шпицбергене, на Земле Франца-Иосифа, на Новой Земле, на Северной Земле).

Ледниковый щит - обширный плоско-выпуклый ледник покровного типа. Толщина обычно около 1000 м, площадь - более 50 тыс. км². Течение льда определяется формой поверхности и происходит от центра к периферии.

Ледниковый купол - ледник, форма которого сходна с формой ледникового щита, но он более выпуклый благодаря меньшим горизонтальным размерам. В Арктике и Антарктике ледниковые купола часто целиком покрывают отдельные острова, иногда образуются на морских отмелях и среди шельфовых ледников, где те «салятся» на грунт. Выводные ледники - потоки льда, дренирующие ледосборные бассейны ледникового покрова, - приурочены обычно к подледным долинам, ориентированным в направлении общего движения льда. Характерны для краевых частей ледниковых покровов, но есть выводные ледники, верховья которых уходят в глубь материкового покрова на сотни километров. Спускаясь в море или фьорды, выводные ледники образуют плавающие ледниковые языки и продуцируют многочисленные айсберги. Скорости движения льда выводных ледников много больше скоростей движения недифференцированного края ледникового покрова (до нескольких километров в год). Выводные ледники подразделяются на ледяные потоки, текущие в ледяных берегах, и на сквозные выводные ледники, сходные с языками долинных ледников, но истоками уходящие в ледосборные бассейны в пределах ледниковых щитов.

Шельфовый ледник - плавающий или частично опирающийся на дно ледник, текущий от берега в море в виде утончающейся к краю плиты и заканчивающийся обрывистым фронтом (барьером), от которого периодически откалываются айсберги. Основное питание шельфовые ледники получают обычно от спускающихся с ледникового покрова ледяных потоков и выводных ледников, а также от выпадающих на их поверхность твердых атмосферных осадков. Скорости движения шельфовых ледников, как и выводных, оканчивающихся в море, увеличиваются к концу, где достигают 1500-2000 м в год. Шельфовые ледники в настоящее время распространены главным образом в Антарктиде, где занимают более 1,5 млн км².

Оледенение горно-покровного типа - переходное от покровного к горному. Характеризуется комплексом сквозных долин, заполненных ледниками, с ледниковыми куполами и ледниками плато на водоразделах, с разделяющими их скалистыми гребнями и вершинами, многочисленными нунатаками. Лед, заполняющий долины, через многочисленные перевалы перетекает из одного бассейна в другой, что создает сложный сетчатый рисунок ледниковых потоков в плане. Оледенение этого типа характерно для Шпицбергена, Аляски, Канадского Арктического архипелага.

Предгорные ледники - обширные ледниковые лопасти на предгорных равнинах, образующиеся от слияния ледниковых потоков, часто с отдельными областями питания, но нередко и питаемые общим снежно-ледяным полем. Образуются в областях с очень обильным выпадением осадков в виде снега в условиях морского климата. Классическим примером является предгорный ледник Маласпина на Аляске, имеющий более 40 км в длину и 80 км в ширину. Он целиком расположен в области абляции, а питание получает из снежно-ледяных полей хр. Св. Ильи.

Ледники плато - слабовыпуклые снежно-ледяные поля на плосковершинных массивах с короткими лопастями и выводными ледниками, спускающимися по долинам на склонах массивов. Характерны для Скандинавии, где хорошо изучены. Примером могут также служить ледники плато о. Девон в Канадском Арктическом архипелаге.

Ледники патагонского типа - горные ледники, которые, стекая с ледниковых плато, где они дренируют обширные фирновые бассейны, образуют узкие длинные языки, спускающиеся в морские фьорды или предгорные озера. Типичны для патагонских плат, откуда и название.

Оледенение горного типа

Ледники долин. Простой долинный ледник (ледник альпийского типа) характеризуется четкой морфологической обособленностью областей питания (фирнового бассейна) и абляции (ледникового языка). Из фирнового бассейна, имеющего вогнутую поверхность со сравнительно небольшими уклонами, в долину спускается один ледниковый язык, имеющий обычно выпуклый поперечный профиль. Характерен для Альп, Кавказа и многих других горно-ледниковых районов. Сложный долинный ледник состоит из двух или более ледниковых потоков с самостоятельными областями питания. По срединным моренам на ледниковом языке можно легко установить число притоков главного ледника. Распространены во многих горно-ледниковых районах. Дендритовый ледник (древовидный) - сложный долинный ледник, притоки которого имеют свои притоки с самостоятельными областями питания. В плане имеют сложные ветвистые очертания. Полосы срединных морен, чередующиеся с полосами чистого льда, создают изумительный по своей выразительности рисунок. По ним можно сосчитать число притоков не только первого порядка, но и более мелких. Классический пример - ледник Барнард в горах Св. Ильи. К дендритовым ледникам относятся крупнейшие горно-долинные ледники мира: Хаббард, Беринга, Федченко, Сиачен и др. Разновидностью дендритовых ледников являются ледники гималайского типа, заполняющие продольные долины между горными цепями, с многочисленными боковыми притоками, в свою очередь являющимися сложными ледниками. Характерны для Гималаев, Каракорума, Памира, Центрального Тянь-Шаня. Котловинный ледник - разновидность долинного ледника с обширным фирновым бассейном, расположенным в горной котловине, и сравнительно коротким ледниковым языком, который выходит за пределы котловины не более чем на 2/3 ее длины. Котловинные ледники достигают обычно большой толщины. Встречаются во многих горных районах мира. Ледники туркестанского типа - разновидность долинного ледника, занимающего глубокую долину и лишенного фирнового бассейна. Питание получает за счет схода лавин и обвалов льда с висячих ледников на склонах. Поверхность заморенена.

Ледники склонов. Каровый ледник занимает кар (чашеобразное углубление на горном склоне) полностью или частично. Многие из них обязаны своим существованием концентрации в каре метелевого и лавинного снега и могут располагаться значительно ниже климатической снеговой границы. Карово-долинный ледник - переходный от карового к долинному: основная часть его расположена в каре, а язык спускается в верховья долины. Висячий ледник - небольших размеров и обычно небольшой толщины. Занимает углубления и крутопадающие ниши на горных склонах. Расход льда нередко происходит путем ледяных обвалов. Если обвалы происходят часто, у подножия может образоваться возрожденный ледник. Присклоновый ледник - небольшой ледник на поверхности структурной террасы или пологой площадки у подножия крутого уступа. Как правило, питается навесным снегом. Склоновый ледник занимает слабо расчлененный горный склон иногда на большой площади. В отличие от висячих нижний край склоновых ледников обычно спускается до подножия склона. Типичен на Восточном Памире. Ледники вершин. Ледник конической вершины покрывает вершину конической или близкой к ней формы, возвышающуюся над окружающей местностью. Если вершина правильной формы, а ее склоны слабо расчленены, то нижний край ледника или ровный, или фестончатый. В случае сильного расчленения склонов оврагами и долинами по ним спускаются языки выводных ледников, питающиеся из вершинного снежно-фирнового покрова. Особый подтип ледников этого типа представляют ледники вулканических конусов, существующие часто в комплексе с кальдерными и кратерными ледниками, а также с ледниками барранкосов. Эти типы ледников распространены на Кавказе (Эльбрус, Казбек), на Камчатке, в Кордильерах Северной Америки, в Андах Южной Америки, в Африке (Килиманджаро), в Новой Зеландии (г. Руапеху). Ледники плоских вершин покрывают

выровненные вершинные поверхности, оканчиваются крутыми обрывами или короткими языками. Из-за сноса снега ветром с поверхности скорость питания их невелика, мощности небольшие. Распространены на Тянь-Шане и в горах Центральной Азии.

Перечисленные выше типы не исчерпывают всего многообразия форм, условий залегания и размеров ледников. Могут быть переходные формы, и, кроме того, ледники разных типов нередко объединяются в сложные комплексы и системы, которые описываются при рассмотрении оледенения конкретных районов в региональных главах книги.

Ледниковые районы земного шара

Районированием ледников и снежно-ледниковых образований занимались многие исследователи (Х. Альман, Г. А. Авсюк, И. В. Бут, А. Н. Кренке, В. М. Котляков, Г. К. Тушинский, Л. Ллибутри). Х. Альман впервые разделил ледники на умеренные (теплые) и полярные (холодные), а последние в свою очередь - на высокополярные и субполярные. Ледники разных типов характеризовали их широтное положение. Более подробно районирование ледников по их температурному режиму было выполнено Г. А. Авсюком, который выделил пять типов ледников. Каждый из них характерен для определенного географического региона: сухой полярный, где таяние отсутствует (ледники Антарктиды, Гренландии и горные ледники на высотах более 6000 м); влажный полярный (по периферии предыдущих ледников); влажный холодный (верхние части ледников на арктических островах и в Патагонии); морской (ледники Аляски, Альп, Скандинавии, Кавказа, Камчатки, Новой Зеландии и др.) и континентальный (ледники гор Средней Азии, Центральной Азии, Сибири, Канадского Арктического архипелага). Ллибутри по климатическим условиям существования ледников выделил 8 типов и перечислил районы их распространения. В процессе дальнейших исследований выяснилось, что в одном географическом районе могут встречаться ледники разных типов и, кроме того, существование ледников и особенности их режима в огромной степени зависят от циркуляции атмосферы - от положения того или иного горного района относительно путей движения циклонов, приносящих атмосферные осадки, а эти пути в свою очередь определяются барическим полем атмосферы Земли.

Первая работа о соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии принадлежит И. В. Буту [1963]. Он разделил все ледниковые области по источникам питания осадками на три группы: тихоокеанскую, атлантическую и индийскую. К тихоокеанской группе он отнес североамериканскую и камчатскую области оледенения; к атлантической группе - Исландию, острова Арктики (Шпицберген, Землю Франца-Иосифа, Новую Землю, Северную Землю), Скандинавию, Альпы, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Алтай; к индийской группе - южные районы гор Центральной Азии. По источникам питания и средним многолетним характеристикам циркуляции атмосферы А. Н. Кренке [1963] выделил в пределах Арктики 4 ледниковые провинции, различающиеся режимом оледенения и направленностью их короткопериодных колебаний. Им установлено, что основные районы оледенения Земли находятся в пределах зон частой повторяемости циклонов, а источниками влаги служит тот или иной океан. В. М. Котляков [1969] произвел ледниковое районирование земного шара, исходя из двух основных факторов, определяющих питание ледников: циркуляции атмосферы и макрорельефа земной поверхности.

В данной книге предпочтение отдается региональному принципу. За крупнейшие регионы принимаются материки с прилегающими к ним островами. В пределах материков выделяются крупные орографические системы и их части. При этом учитывается как их широтное положение, так и основные источники питания ледников. Отдельно и более детально характеризуется оледенение территории СССР.

Ледники Урала.

Долгое время ученые считали, что ледников на Урале нет и быть не может из-за небольшой высоты гор и континентальности климата. Но это оказалось не так. К северу от 63°50' с. ш. (на Северном, Приполярном и Полярном Урале) современных ледников довольно много, хотя они и невелики по площади. Их существование связано с характерными особенностями рельефа и климата северных частей Уральской горной системы, где широко распространены формы ледниковой скульптуры, оставшиеся от более обширного древнего оледенения, - кары, острые пики и гребни, трог. В днищах каров и трогов много озер. Рельеф альпийского типа особенно характерен для горных хребтов, лежащих к западу от водораздела, но кары расположены в основном на восточном, северо-восточном и юго-восточном склонах этих хребтов. Соответственно таково же расположение современных ледников, занимающих часть этих каров. Причина в том, что господствующие западные влагонесущие воздушные потоки с Атлантического океана оставляют основную массу осадков к западу от главного водораздела, но снег за счет метелевого переноса концентрируется преимущественно в полых формах рельефа подветренных восточных склонов, обеспечивая питанием современные ледники, которые существуют благодаря этому на 800-1200 м ниже климатической снеговой границы.

О ледниках на Полярном Урале впервые упоминает С. В. Керцелли [1911] со слов оленевода Е. Терентьева: «Есть у нас на Камне места, где снег никогда не тает, и там уже не снег, а такой твердый лед, что его только топор берет, а снега и льда не видно, потому что сверху завалены мелкими камнями, а внизу, где кончается лед, в нем большая дыра, как пещера, и оттуда течет речка. Длинною такие места бывают больше версты, и знаю я несколько таких мест, и одно не менее полутора верст длиною» [Керцелли. 1911. С. 40]. На Приполярном Урале ледники были открыты геологом А. Н. Алешковым в 1929 г. Во время 2-го МПГ в районах гор Сабля и Народная проводились наблюдения [Алешков. 1931, 1935; Бон. 1935].

В конце 40-х - начале 50-х годов на Приполярном и Полярном Урале было открыто несколько десятков новых ледников и доказано, что это не реликты древнего оледенения, а полнокровные современные ледники [Долгушин. 1949, 1963б; Долгушин, Кеммерих, 1957]. Самый южный из уральских ледников был обнаружен на хр. Тельпос-Из, в 30 км к югу от главной вершины, в глубоком каре восточной экспозиции, и назван «Хмурый» [Долгушин, Осипова. 1979].

В период МПГ и в последующие годы на Полярном Урале действовала гляциологическая станция Института географии АН СССР, в результате работ которой был значительно расширен список, были выяснены основные особенности режима и подтверждены выявленные ранее закономерности размещения уральских ледников.

В настоящее время на Урале известно 143 ледника общей площадью 28,7 км². В том числе на Полярном Урале - 91 ледник площадью 20,8 км², на Приполярном и Северном Урале - 52 ледника площадью 7,9 км². Около 90% всех ледников расположено на склонах восточных румбов. Как по числу, так и по площади преобладают каровые и карово-долинные ледники. Их толщина от 50-80 до 100-140 м. Толщина присклоновых ледников невелика - 20 м. Объем льда в уральских ледниках 0,75 км³ (Прилож. №2, табл. 8). По данным снегомерных съемок, на 67°05' с. ш. снегонакопление в осевой зоне гор в среднем составляет 600-800 мм в год, а в отдельные годы до 1000 мм в слое воды. К востоку от водораздела снегонакопление падает до 100-200 мм в год. По данным горно-долинной станции Большая Хадата (230 м над ур. м.), годовое количество осадков в районе водораздела составляет от 530 до 860 мм, в том числе твердых - от 320 до 540 мм. К западу от водораздела на уровне гребней хребтов осадков выпадает до 1200-1500 мм в год, но даже этого их количества недостаточно для существования ледников - это много меньше, чем может статься. Существование уральских ледников возможно лишь благодаря концентрации огромных масс метелевого и лавинного снега в глубоких карах вос-

точных подветренных склонов. Так, на ледниках *ИРАН* и *Обручева* снегозапасы в отдельные годы составляли от 1100 до 3700 мм в слое воды. Близ задних стенок каров толщина снега доходила до 8-12 м, а иногда и более (4500-5000 мм слоя воды!).

В районе метеостанции Большая Хадата средняя годовая температура воздуха колеблется от $-4,6^{\circ}$ до $-8,2^{\circ}$. Средняя температура самого холодного месяца от $-10,9^{\circ}$ до $-26,7^{\circ}$, самого теплого - от $+10,9^{\circ}$ до $+14^{\circ}$.

Абляция на языке ледника ИГАН (830 м над ур. м.) за период с 1958 по 1964 г. была равна в среднем 312 г/см^2 в год с колебаниями в отдельные годы от 170 до 380 г/см^2 . Доля солнечной радиации в таянии снега и льда составила в среднем 60%, турбулентного тепла - 40%.

Соотношение областей питания и расхода на ледниках Полярного Урала меняется очень сильно. В отдельные годы вся поверхность ледников освобождается от сезонного снега, а в другие годы, наоборот, снежный покров лежит до поздней осени и лед нигде не выходит на поверхность. Это находит отражение в хорошо выраженной слоистости их толщи. На поверхности слои находят отражение в виде огив.

По температурному состоянию уральские ледники теплые. В области аккумуляции на глубине 7 м наблюдается уже нулевая температура, а в области абляции на той же глубине она $-1,7^{\circ}$, на глубине 25 м $-0,7^{\circ}$, а на глубине 45-55 м -0° . На уральских ледниках распространены теплая фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны льдообразования.

Скорости движения ледников небольшие (4-5 м/год), но они производят большую экзарационную работу, о чем свидетельствуют выпавшие ими глубокие ниши каров и морены у их концов. Многие каровые ледники окаймлены боковыми и конечными моренами с ледяными ядрами. Высота некоторых морен достигает нескольких десятков метров.

На ледниках Обручева и ИГАН с 1959 г. производились детальные балансовые наблюдения, а на леднике ИГАН баланс массы был рассчитан за 146 лет - с 1818 по 1963 г. Из них 74 года баланс массы был отрицательным, 65 лет - положительным и 7 лет - нулевым. В целом за этот период расход преобладал над приходом, и ледник стал тоньше примерно на 20 м (16,4 м в слое воды). По аэрофотогеодезическим наблюдениям, с 1953 по 1958 г. поверхность нижней части ледника понизилась на 11,5 м, в верхней части области абляции - на 2,5-6 м и в нижней части зоны аккумуляции - на 5-9,5 м [Троицкий и др. 1966].

За период с 1959 по 1975 г. на ледниках Обручева и ИГАН баланс массы в целом был слабо отрицательным ($-1,1 \text{ г/см}^2$ в год), но его колебания от года к году были значительными (от $+249$ до -181 г/см^2). На том и другом ледниках до 1965 г. баланс был отрицательным (-54 и -55 г/см^2 в год), с 1966 по 1975 г. - в среднем положительным ($+37$ и $+50 \text{ г/см}^2$ в год) [Fluctuations... 1985]. В общем можно сказать, что ледники Урала чутко реагируют на колебания условий погоды в отдельные годы, но в целом довольно устойчивы. Хотя они и отстают в течение последних 150 лет, их отступление не является катастрофическим и в ближайшие десятилетия им не угрожает полное исчезновение. Большинство ледников еще не оторвалось от конечных морен «малого ледникового периода», хотя на их концах за моренами с ледяными ядрами образовались озера [Долгушин. 1949; Каталог ледников. 1966; Троицкий и др. 1966].