

С. В. КАЛЕСНИК

427

ЛЕДНИКИ

ИХ РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ
В ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

РЕДИЗДАТ ЦУЕГМС СССР
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД • 1935

С. В. КАЛЕСНИК

427

ЛЕДНИКИ ИХ РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ В ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

-2317-

Р.Б. 3528



935/1182

РЕДИЗДАТ ЦУЕГМС
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1935

ЗПК
К171

ФБ: 3528

ВВЕДЕНИЕ

Ледниками называют естественные массы льда, образовавшиеся в результате скопления и уплотнения твердых атмосферных осадков в тех районах земного шара, где на протяжении ряда лет общая сумма выпавшего снега превышает количество растаявшего. Вторым главным признаком ледников заключается в том, что они не остаются неподвижными, а непрерывно и активно (т. е. в силу внутренних причин, обусловленных свойствами слагающего их материала) перемещаются из мест своего возникновения в такие зоны, где таяние снега превышает его приток и где, стало быть, вещество ледника переходит в воду. Следовательно, от сезонного ледяного или снежного покрова, знакомого каждому жителю умеренных стран, ледники отличаются наличием движения и известным постоянством своего существования, а от многолетних скоплений морского льда полярных областей, кроме того, и своим происхождением.

Это определение ледника является предварительным. Виды ледниковых образований и признаки их настолько многочисленны, что не поддаются краткой формулировке и могут быть исчерпаны лишь путем подробных описаний.

Русский термин ледник заменяется часто немецким словом „глетчер“.

Отрасль знания, трактующая о физических свойствах ледников, условиях их возникновения, развития и угасания

а также о влиянии, оказываемом глетчерами на преобразование земной поверхности, называется гляциологией.

В настоящем очерке излагаются лишь основные сведения из гляциологии, необходимые для правильного представления о том, что такое ледник и каковы роль и значение его в жизни нашей планеты и человека.¹

¹ Эта книга, написанная с целью популяризации гляциологии, конечно, несколько не претендует на оригинальность. Но, будучи результатом обработки довольно обширного литературного материала (лишь часть которого цитирована в примечаниях и в конце очерка), она в то же время основана и на личном знакомстве автора с ледниками.

ГЛАВА I

СНЕГ И ЛЕД

Кристаллы снега и льда.—Физические свойства льда.—Явление режеляции.—Пластичность.

Образование твердой фазы воды происходит или непосредственно из водяных паров (минуя жидкое состояние) или путем замерзания воды. Нас интересует здесь главным образом лед, возникший первым способом. Характер получающихся при этом кристаллов зависит от температур, при которых совершается отвердевание водяного пара. Во время сильных морозов возникают очень мелкие и еле видимые кристаллики,—их присутствие обнаруживается лишь „мерцанием“ воздуха, словно в нем взвешена алмазная пыль. В полярных странах и очень высоко в горах (на высоте более 5000 м) снег часто выпадает в форме маленьких игл и призмочек. Скопления такого снега, сыпучие и рыхлые, подобны тонкому песку: ветер, переноса их с места на место, навевает своеобразные снежные барханы и дюны. Этот сухой снег хорошо знаком альпинистам, так как его несвязанность служит большой помехой при восхождении на горные вершины.¹

При более высоких температурах, особенно вблизи 0°, снег выпадает в виде довольно крупных пластинчатых кристаллов; во время падения они соединяются иногда в красивые мягкие хлопья.

По кристаллографическим свойствам лед относится к гексагональной системе, характеризующейся присутствием четырех осей симметрии: три оси лежат в одной плоскости, образуя друг с другом углы в 60°, четвертая (главная) ось

¹ G. Merzbacher. Der Tian-schan oder das Himmelsgebirge, Innsbruck, 1906.

направлена перпендикулярно к этой плоскости. Типичный представитель системы—шестигранная призма. Если четвертая ось оказывается сильно вытянутой по сравнению с остальными, тогда кристаллы снега приобретают удлиненную столбчатую или игольчатую форму. Наоборот, укорочение главной оси ведет к образованию шестиугольных пластинок, в которых все углы равны между собою (т. е. по 120°), но стороны могут быть различной длины. Усложнение пластинок происходит путем обогащения их лучами (простые звездочки). Каждый луч, в свою очередь, может нести отростки второго порядка; эти последние иногда ветвятся дальше,—получаются изумительно изящные ажурные рисунки, поражающие богатством сочетаний: в лучших коллекциях микрофотографий снежинок (например, у американца Бентлея) имеется до 5000 снимков, причем в числе их не найти и двух, которые были бы совершенно одинаковы.

Средний вес элементарной снежной пластинки около 0,007 мг, средний вес звездочки около 0,1 мг. Пользуясь сравнением Б. Вейнберга, можно сказать, что на серебряный гривенник по весу пришлось бы 210—300 тысяч пластинок или 15—20 тысяч звездочек. Снежные хлопья, представляющие собою целые комплексы звездочек, гораздо значительнее по размерам. При температурах воздуха, близких к нулю, образуются хлопья до 9—12 см в поперечнике, весом до 1,5 г, причем после таяния некоторые из них дают до 16 капель воды.

Среди призматических кристаллов льда чаще всего встречаются такие, у которых одно основание плоское, а на противоположный конец насажена пирамидка. Наблюдаются шестигранные столбики и с двумя плоскими основаниями, но во многих случаях выяснено, что они суть только сросстки двух увенчанных пирамидами призм, соединенных острыми вершинами.

С точки зрения физической кристаллы льда одноосны, т. е. обладают только одним направлением, по которому свойства кристалла (теплопроводность, тепловая расширяемость и т. п.) одни и те же. Это направление, параллельное главной оси, называется оптической осью, потому что по нему луч света проходит без двупреломления, т. е. не расщепляясь на два луча. Показатель преломления весьма низкий, а способность двупреломления еще более слабая.

Лед принадлежит к полиморфным телам, однако число его модификаций точно неизвестно. В лабораторных условиях при больших давлениях удается получать сорт льда, который тяжелее воды. Но есть ли такой лед в природе—об этом мы ничего не знаем, хотя, например, в ледниках, где давления бывают очень значительными, возможность его существования не исключена.

Цвет чистого льда в больших массах голубой, с оттенками от мутно-голубого до темно-голубого, иногда с тенденцией к изумрудному тону или к фиолетовому. Густота окраски стоит в обратной зависимости от наличия в нем посторонних примесей и пузырьков воздуха.

Спайностью лед не обладает. Твердость его 1,5. Удельный вес 0,917.

Плавление льда, как и отвердевание воды, происходит при 0° . Вода при замерзании расширяется, увеличиваясь в объеме, примерно, на 10% ; наоборот, при таянии льда объем его на ту же величину сокращается. Эти процессы связаны с поглощением или выделением теплоты. При таянии лед поглощает тепло; теплоемкость его 0,504, а скрытая теплота плавления 79—80 кал. Вода, замерзая, освобождает тепло.

С повышением давления точка плавления льда понижается, т. е. он может таять и при отрицательных температурах. При увеличении давления на 1 атм. понижение точки плавления составляет $0,0072^\circ$. При давлении 2200 кг на 1 кв. см лед плавится при -22° .

Очень важные свойства льда—способность его к режеляции и пластичность. Явление режеляции заключается в том, что два куска льда, приведенные в тесное соприкосновение, срастаются в одну глыбу. При температурах около 0° это срастание происходит при обычном атмосферном давлении, а при низких температурах—только при повышенном давлении. Прочность смерзания зависит также и от ориентации кристаллов в обоих кусках. В случае одинакового расположения осей куски образуют монолитную и совершенно однородную массу, если же кристаллы ориентированы по-разному, то связь оказывается менее крепкой.

В жизни ледников режеляция имеет очень большое значение: благодаря ей происходит слияние двух ледяных потоков в один, становится возможным образование так называемых „возрожденных глетчеров“, фирновые зерна

смерзаются в компактную ледяную массу, „залечиваются“ трещины на ледниках и т. п.

Пластичностью называют способность вещества изменять свою форму под влиянием непрерывно действующей силы, вследствие чего многие твердые тела уподобляются жидкости, т. е. текут и принимают очертания заключающего их сосуда. К таким веществам относятся, например, сургуч, воск, сапожный вар, даже олово и сталь, а также и лед. Легкость или трудность этой деформации зависит от вязкости тела (от его коэффициента внутреннего трения) и от величины или продолжительности действия приложенного усилия. Палочка сургуча, опирающаяся концами на две подставки, „провисает“ от собственной тяжести, но олово „течет“ только под большим давлением. Лед при быстром ударе рассыпается на осколки, т. е. ведет себя как хрупкое тело. Но при медленном и постоянном воздействии он уступает давлению или растяжению, меняет форму без разрыва сплошности.

Довольно давно было известно, что бруски льда, положенные на две опоры, с течением времени изгибаются, — особенно значительно, если температура была около 0° и если изгиб происходил не только под влиянием собственного веса бруска, а увеличивался еще и дополнительной нагрузкой. Толченный лед, подвергнутый давлению, спаивается в сплошную массу и принимает форму сосуда, в который он был помещен.

Есть, однако, данные, показывающие, что „пластичность“ льда все же не такая, как у других тел. Его своеобразие в этом отношении проявляется, когда подвергают давлению или растяжению не скопления кристаллов льда, а отдельные кристаллы. Одиночный кристалл, в котором оптическая ось перпендикулярна каким-нибудь двум боковым граням, легко уступает изгибающему усилию в плоскости оси, но не поддается изгибу в плоскости, образующей с осью прямой угол. Иными словами, кристалл ведет себя так, как если бы он состоял из множества тончайших пластинок, уложенных столбиком нормально к оптической оси; когда сила действует параллельно поверхности „пластинок“ — они „скользят“ одна по другой, кристалл изгибается; если сила направлена перпендикулярно плоскостям воображаемых пластинок, — они никуда не смещаются, кристалл не поддается изгибу. Следовательно, во льду движение (в ответ на давление или растяжение) происходит только вдоль

„поверхностей скольжения“, занимающих совершенно определенное положение по отношению к оптической оси. В то же время настоящая пластичность в вязких жидкостях и веществах обусловлена перемещением молекул друг относительно друга в любом направлении.

ГЛАВА II

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И СУЩЕСТВОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Общая характеристика полярных и горных климатов. — Влияние климата и рельефа на образование ледников. Снеговая линия.

Из понятия о леднике как о постоянной массе естественного льда вытекает, что глетчер есть прежде всего продукт определенных климатических условий. Так как ледники встречаются только на высоких горах или в полярных странах, то для выяснения этих условий надлежит обратиться к рассмотрению полярных и высокогорных климатов.

Полярные климаты отличаются продолжительной и холодной зимой. Средние январские температуры, например, во внутренних частях земли Эльсмера (расположенной к западу от Гренландии) опускаются до -48° или -51° . Но вблизи моря, даже затянутого льдами, температура более высокая: на мысе Флоры (земля Франца-Иосифа) она равна -24° , в Грин-харбоур (Шпицберген) -22° . Зимние температуры в Антарктике (июль — сентябрь) лишь немного ниже арктических (декабрь — февраль), и различие между полярными климатами северного и южного полушария сводится главным образом к неодинаковости продолжительности холодного периода. В то время как на севере средняя температура самых теплых месяцев выше нуля, — в Антарктике морозы летом только смягчаются, но не исчезают.

В холодном воздухе мало водяного пара, вследствие чего годовая сумма осадков не превосходит 20—30 см. Только там, где в полярную зону вторгаются циклоны, например, на западном берегу Шпицбергена или на Южных Оркнейских островах, это количество больше. Осадки выпадают в виде снега или мелких ледяных кристаллов. В летнее время кое-где в Арктике случаются дожди, но в Антарктике они вовсе неизвестны. Незначительность

осадков компенсируется тем, что почти весь снег, выпавший на поверхность, идет на пополнение общей массы льдов: на южно-полярном материке он даже летом почти не тает, а в странах Арктики (например, в Гренландии) тает сравнительно слабо.

Несмотря на небольшое содержание в воздухе водяного пара, относительная влажность благодаря низким температурам значительна.

Атмосферное давление в полярных зонах круглый год держится на довольно высоком уровне, особенно по сравнению с низкими давлениями, господствующими в северных и крайних южных частях Атлантического и Тихого океанов. Но так как летом небосвод покрывается густыми облаками, а кроме того такие места, как о. Медвежий, о. Ян-майен, полуостров Лабрадор и другие вследствие притока воздуха из теплых широт окутаны постоянными туманами, то можно думать, что антициклональное состояние атмосферы здесь нарушается барометрическими депрессиями, проникающими, повидимому, глубоко в недра полярных областей.

Горный или альпийский климат характеризуется прежде всего уменьшением с высотой атмосферного давления и температуры. Убыль давления по вертикали совершается неравномерно: вблизи уровня моря—1 мм на каждые 10—11 м высоты, на высоте 2000 м изменение на 1 мм происходит уже через каждые 13 м, а на высоте 6000 м—еще медленнее, через каждые 22,5 м. Понижение температуры равно приблизительно $0,5^\circ$ на 100 м поднятия. Величина эта колеблется в зависимости от широты места и времени года: летом она изменяется быстрее, чем зимою.

Количество атмосферных осадков для различных горных стран неодинаково, но, как правило, в одной и той же горной системе с высотой оно увеличивается до известного предела, выше которого вновь уменьшается.¹ Зона максимальных осадков лежит в Западных Альпах на высоте 1500—2000 м, в Сьерра-Неваде (Калифорния)—1400 м, в Гималаях—1300 м, на Кавказе около 2500 м, на Памире—4300—4500 м и т. п. Вследствие того, что на некотором высотном уровне температурные условия горного климата приближаются к полярным, осадки там могут на протяжении большего времени года выпадать в твердом виде.

¹ Впрочем, существование определенной зоны максимальных осадков признается далеко не всеми климатологами.

Климат гор, по сравнению с климатом полярных областей, гораздо сложнее и разнообразнее. Вряд ли можно говорить о едином климате какого-нибудь орографического комплекса,—там каждая долина или группа долин, каждый склон, наконец каждый участок склона имеет свои, только ему присущие, черты. Рельеф сам по себе является мощным климатообразующим фактором. Будучи механическим препятствием для движения нижней толщи атмосферы, горный хребет при достаточной высоте служит конденсатором влаги и причиной преобразования общих воздушных течений в местные. Здесь ежедневно сменяют друг друга горный и долинный бриз: ночью тянет холодный и сухой ветер с вершин, днем в обратном направлении вверх по долине текут нагретые и сырые массы воздуха. Особое явление представляют фены,—нисходящие с гор очень теплые и сухие ветры, достигающие иногда ураганной силы. Они свойственны Альпам, наблюдаются на Кавказе, в Тянь-шане, Новой Зеландии, Гренландии, Персии, Японии, Скалистых горах. В долинах притоков Миссури фен („чинук“) иногда за один день поднимает температуру воздуха от -10° до $+20^\circ$, причем не только тает снег, но и высыхает трава, освобожденная от снежного покрова.

Ориентация горных склонов по отношению к воздушным течениям, приносящим влагу, вызывает их естественное деление на более сухие и более влажные. С другой стороны, такая же ориентация относительно стран света (экспозиция) обуславливает и целый ряд температурных различий. Эффективность нагревания солнечными лучами находится в непосредственной зависимости от экспозиции и, кроме того, от угла, под которым склон принимает лучи. Наибольший эффект достигается при углах, близких к прямому, наименьший—когда угол стремится к нулю (лучи скользят параллельно склону). Следует иметь в виду, что одна только температура воздуха еще не определяет полностью термических особенностей альпийского климата: большую роль играет и температура почвы, потому что земля прогревается всегда лучше, чем воздух. Горные склоны поглощают больше тепла, чем низины, зато сильнее охлаждаются ночью,—следовательно, размах суточных колебаний их температуры с высотой увеличивается.

Сопоставляя все изложенное, можно заключить, что существованию ледников должен благоприятствовать климат сырой, с отрицательными средними температурами

зимы и лета. Эти условия очень тесно друг с другом связаны. Обильная влажность есть основной источник атмосферных осадков и, пожалуй, основная предпосылка оледенения. Отрицательная средняя температура зимы необходима для того, чтобы осадки могли выпадать в твердом виде. Преимущество, однако, принадлежит областям, где эта температура не особенно низкая, так как лучше всего образование снега идет как раз при умеренных морозах (близко к 0°). Благодаря же отрицательной средней температуре лета ежегодно создается известный запас нерастаявшего снега, суммирование которого во времени приводит к значительной аккумуляции. Формирование запасов будет происходить и при положительных средних температурах лета, но при условии краткости этого теплого периода.

В любом месте земного шара на известной высоте над уровнем океана можно подыскать такое сочетание климатических факторов, при котором за год выпадает ровно столько снега, сколько его может растаять и испариться. Эта зона равновесия называется снеговой линией или границей. Положение снеговой линии определяется многими условиями: температурой, влажностью, временем года, особенностями рельефа и т. п. В одной и той же местности летом она лежит выше, чем зимой. В полярных странах она опускается близко к уровню океана, в тропических областях поднимается на огромную высоту. Сухие и влажные, северные и южные склоны горных хребтов характеризуются различными высотами снеговой границы: большая влажность и северная экспозиция понижают эту высоту, сухость и южная экспозиция — повышают. Такое же соотношение намечается между областями, расположенными на берегу моря, и теми, которые находятся в глубине континентов.¹ Поэтому, в гляциологии различают несколько видов снеговой границы: истинную или климатическую, которую мы уже определили как зону, где выпадает ровно столько снега, сколько его может растаять; временную или сезонную, которая, постепенно повышаясь к концу лета, сливается в известный момент с климатической границей; наконец, орграфическую, или нижний предел распространения постоянных снежных пятен, сохраняющихся ниже

¹ Цифровые характеристики высоты снеговой линии см. в гл. VIII — Современное распространение ледников.

климатической линии только вследствие особо благоприятных условий рельефа — в углублениях и затененных частях горных склонов.

Холодный и влажный климат¹ является главным, но не единственным фактором возникновения ледников. Большая роль в этом вопросе принадлежит также и рельефу. На горных вершинах значительной крутизны снег, обычно, не удерживается, скатывается вниз и, следовательно, не в состоянии дать больших скоплений. Зато плоские и вогнутые формы рельефа (горизонтальные площадки, котловины, водосборные цирки в верховьях долин, кратеры потухших вулканов), если они лежат выше снеговой линии, особенно благоприятствуют аккумуляции твердых атмосферных осадков. Рельеф только в том случае не оказывает существенного влияния, если он весь находится в пределах области вечного снега.

ГЛАВА III

ВЕЩЕСТВО ЛЕДНИКА, ЕГО НАКОПЛЕНИЕ И СВОЙСТВА

Фирн и его строение. — Фирновая линия. — Источники питания ледников. — Морфология поверхности фирнового бассейна. — Зернистость глетчерного льда. — Вода в ледниках. — Температура ледника. — Полосчатость глетчерного льда. — Огивы. — Теории о происхождении полосчатости.

Твердые атмосферные осадки, накапливаясь в отрицательных (вогнутых) формах рельефа, испытывают со временем глубокие преобразования. Свежевыпавший снег под

¹ До сих пор нет еще единогласия по поводу того, какой из этих двух элементов (температура или осадки) имеет решающее значение для возникновения ледников. Ученые, приписывающие главную роль осадкам, указывают, что в северной Азии, отличающейся холодным, но сухим климатом, ледников нет. Их противники, считающие основным фактором температуру, возражают: в полярных областях количество осадков ничтожное, но процессы оледенения достигают максимального развития. Повидимому, истина не в этих диаметрально противоположных воззрениях. Ни температура, ни влажность, взятые сами по себе, не являются решающими: важно их взаимодействие и окончательный баланс этого взаимодействия. Оледенение будет развиваться и в условиях не очень влажного климата, если низкие температуры будут препятствовать таянию снега. В то же время ледники могут появиться и в сравнительно мягком климате, если снега будет так много, что даже высокие температуры не смогут с ним справиться.

действием солнечного тепла оттаивает с поверхности, а ночью вновь подмерзает, покрываясь тонкой ледяной корочкой—настом. Часть талой воды просачивается внутрь рыхлой и холодной снежной массы и там отвердевает в виде крупинки, зернышек и пленок. Новый слой осадков подвергается той же участи. По мере накопления снега его нижние пласты под тяжестью верхних делаются плотнее. Сложившийся снег, переполненный зернами прозрачного льда, называется уже фирном. Вследствие того, что выпадение снега идет с перерывами, фирн приобретает весьма характерный для него слоистый облик. Особенно отчетлива картина строения фирна, когда слои ограничены друг от друга тонкой присыпкой землистых частиц, представляющих отложения пыли, сдуваемой с окрестных горных вершин или приносимой ветром издалека.

Толщина слоев фирна колеблется в довольно широких пределах—от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Известное число этих слоев составляет годичный пласт,—во влажные годы более мощный, чем в сухие. Если бы мы умели находить в массе фирна границы, которые определяют собою начало и конец каждого года, было бы не трудно вычислить время, потребовавшееся для создания всего запаса снега. К сожалению, в этом вопросе встречаются непреодолимые трудности, так как количество слоев фирна зависит от неизвестного нам (и весьма изменчивого) количества снегопадов в году. Кроме того, особенно тонкие слои могут совершенно растаять, не оставив следов своего существования.

Дальнейшее превращение фирна состоит в том, что, постепенно все более и более уплотняясь, он переходит сперва в белый фирновый лед (плотность 0,85), а затем и в чистый прозрачный глетчерный лед голубого цвета (плотность 0,88—0,91). В этом процессе, стало быть, две стороны: 1) увеличение плотности вещества, его перекристаллизация, сопровождаемая уничтожением цемента и приданием льду однородной зернисто-кристаллической структуры и 2) изменение окраски, которое достигается освобождением снежно-ледяной массы от заключенных в ней пузырьков воздуха (занимающих в фирне от 0,3 до 0,5 всего объема). Действием давления воздух изгоняется через мельчайшие трещинки, поры и каналы. В тех же случаях, когда выход ему закрыт, пу-

зырьки его становятся все меньше и меньше и сохраняются во льду под огромным давлением иногда в нескольких (8—10) атм.¹ При быстром ослаблении внешнего давления воздух, внезапно расширяясь, буквально взрывает лед (шум, слышимый на леднике при возникновении трещин). При лабораторном исследовании глетчерного льда величина упругости освобождающегося воздуха может служить мерилom относительного возраста различных кусков льда: чем старше лед, тем сильнее сжаты в нем воздушные полости.

Под влиянием тяжести и в силу присущей ему пластичности, лед, образовавшийся в глубоких частях фирнового поля, начинает стекать вниз—по склону горы или по дну речной долины. Выползая из-под фирнового покрова, он опускается ниже снеговой границы. В связи с этим ледник естественно делится на две части: верхнюю, где преобладает накопление вещества (фирновый бассейн или поле, бассейн питания, область аккумуляции), и нижнюю, где происходит его уничтожение (область стока, область абляции, язык ледника, цунг). Граница между ними называется фирновой линией. Ее не следует смешивать со снеговой линией. Но так как теоретически положение фирновой и снеговой линии должно совпадать, то в гляциологической практике оба термина часто употребляются как синонимы (подобно тому, как в житейском обиходе не проводится строгого различия между массой тела и его весом).

Ледниковый язык и фирновый бассейн отличаются и по внешнему виду: первый сложен льдом, и на нем бывает лишь временная и тонкая снежная пелена, которая летом очень быстро стаивает. Поверхность же фирнового поля постоянно покрыта снегом, глетчерный лед здесь обнаруживается только на значительной глубине и между ним и снегом расположена переходная толща фирна и фирнового льда. Поперечный профиль бассейна питания вогнутый,² у ледникового языка он обычно выпуклый. Нахождение границы, где один тип профиля переходит в другой и

¹ E. Reichel. Die glaziologischen und meteorologischen Ergebnisse der Expedition Koch-Wegener nach Grönland 1912—13. Ztschr. f. Gletsch., 1932, вып. 1—3, стр. 164—170.

² В сложных ледниковых организмах, в так называемых ледяных щитах (материковый лед), поверхность бассейна питания выпуклая.

составляет один из методов определения фирновой линии, предложенный Гессом для горных ледников.¹

Питание ледника совершается главным образом за счет аккумуляции твердых атмосферных осадков. Однако, кроме этого имеют место и косвенные второстепенные процессы питания. Когда облака, состоящие из сильно переохлажденных капелек воды, проплывают над остывшими горными вершинами, на последних, со стороны, подверженной действию ветра, оседает изморозь. Явление изморози каждому знакомо: нередко в зимние дни все деревья окутываются ею в кружевные мантии, как в сказочном снежном саду. Толщина слоя изморози в горах достигает 1,5—2 м и более, после чего эта масса под собственной тяжестью соскальзывает вниз и может попасть на фирновое поле. Участие изморози в жизни ледников мало освещено; но хорошо известно, что, например, в шведской Лапландии на высоте между 1850 и 2090 м, а в Альпах на высоте 2000—3000 м образуются значительные скопления этого своеобразного осадка.

К случайным источникам питания относятся также и лавины или снеговые обвалы. В отдельных случаях, однако, их роль довольно велика: в ледниках „туркестанского типа“²—реликтовых или рецессивных образованиях, лишенных нормального фирнового бассейна—они служат почти единственным средством пополнения вещества глетчера. Зимние лавины происходят от того, что свежий снег, выпавший на обмерзлую поверхность старого и накопившийся в большом количестве, начинает ползти по склону и, дойдя до крутого перегиба, обрушивается от малейшей причины. Достаточно бывает порыва ветра, выстрела или даже громкого крика, сотрясающего воздух,—и гигантская масса снега срывается и падает, разбиваясь на облако белых ледяных брызг, медленно затем осаждающихся на поверхность фирнового поля. В теплое время года причиной снежных обвалов является талая вода, циркулирующая на границе соприкосновения снега с почвой. Эти лавины движутся перекачиванием и поэтому при падении непрерывно нара-

¹ Мы не рассматриваем здесь методов и приемов исследования ледников. Общему изложению их посвящена наша статья: „Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках“, Исслед. ледников СССР, 1934, вып. I, изд. Гос. гидрологического института, Ленинград.

² См. гл. VII—Главные типы ледников.

стают благодаря облепляющему их снегу. Объем материала, сбрасываемого лавиной одновременно, достигает иногда 1 млн. кубометров и более.

Вследствие неровностей дна той чаши („фирновой мульды“), в которой происходит скопление снега, поверхность фирна редко бывает совершенно гладкой: она пересечена трещинами различных размеров, направлений и очертаний. При особенно густом их расположении, область питания кажется расчлененной на множество отдельных призматических глыб. Стены расселин, серебристо-белые, голубые или изумрудные, переливающиеся как самоцветы под лучами солнца, украшены бахромками ледяных сосулек.

Выделяется своим постоянством и генезисом система так называемых краевых трещин (Bergschrund, rimaye),—вдоль подножия склонов, обрамляющих фирновую мульду. Совокупность их в плане напоминает подкову. Происхождение их объясняют тем, что снежная пелена, выстилающая стенки фирнового цирка и опирающаяся своим нижним краем на поверхность снежного поля, испытывает неодинаковую судьбу. Нижняя часть ее опускается вместе с оседающей поверхностью фирнового поля, верхняя же, плотно приклеенная к склонам, в этом движении не участвует. Поэтому как-раз у подошвы склона происходит разрыв. Что мы имеем здесь дело именно с оседанием фирнового поля явствует из того, что положение пластов снега по обе стороны от расселины дает нам картину сброса, наблюдающуюся часто в горных породах: внутренний край трещины лежит ниже внешнего. Вертикальное смещение иногда небольшое (несколько десятков сантиметров), но бывает и до 15—20 м. Помимо оседания массы снега происходит, повидимому, также и ее горизонтальное движение, направленное от склонов гор к центру фирновой котловины: ширина трещины (до 15—30 м) является функцией этого горизонтального перемещения.

Обратимся теперь к рассмотрению той части глетчера, которая спускается ниже снеговой границы—к ледниковому языку.

Характерный признак глетчерного льда—зернистая структура, благодаря которой его легко отличить от водного льда—агрегата шестоватых кристаллов, вытянутых длинной осью перпендикулярно к поверхности замерзания. Кусок глетчерного льда состоит из многих зерен неправильной формы, очень тесно примыкающих одно к другому

без посредства какого-нибудь цемента. Каждое зерно есть отдельный кристалл, ориентированный по-своему. Зерна соединяются так, что выступающие части одного зерна входят в углубления соседнего (рис. 1).

В глыбе льда, взятой на конце ледника, можно найти зерна самой разнообразной величины—от мелкой дробинки до яблока. В ледниках полярных стран обычный диаметр их 12–25 мм, в умеренных широтах крупнее: на Аляске в глетчере в Альпах находили кристаллы весом до 700 граммов. Но по мере продвижения от конца ледника к области фирна, зерна становятся все меньше и меньше. Аналогичную картину можно видеть и в вертикальном разрезе ледника: чем



Рис. 1. Зернистая структура глетчерного льда

глубже лежит зерно, тем оно крупнее. Следовательно, размеры зерен увеличиваются вместе с глубиной и удалением от бассейна питания. Наблюдение это привело к установлению факта, что кристаллы глетчерного льда растут, сперва погружаясь на дно фирновой чаши, а затем передвигаясь к концу ледника.

Для понимания этого большой интерес представляет открытие, что всякое скопление льда с течением времени самопроизвольно превращается в грубозернистый лед. Опыты показали, что присут-

ствие воды, повышенное давление и сравнительно высокая (около 0°) температура ускоряют перекристаллизацию, но процесс может идти также и при нормальном атмосферном давлении, без участия воды и при низких температурах.

К сожалению, мы почти ничего не знаем о тех условиях, в которых совершается развитие глетчерного зерна в естественной обстановке. Роль давления и его колебаний—несомненна: если представить себе путь частички снега от поверхности фирнового поля до конца языка, то нетрудно прийти к заключению, что на этом пути она должна испытывать значительные перемены, сперва (при погружении в фирн) проникая в области растущего давления, а затем (выходя к поверхности цунга)—в зоны все ослабевающего давления. Можно считать также установленным, что рост зерен происходит путем поглощения мелких более круп-

ными. Что касается влияния температуры и участия воды в перекристаллизации, то их роль совершенно еще не выяснена, поскольку наши сведения о внутреннем состоянии ледника не отличаются желательной полнотой и достоверностью.

В каком количестве имеется вода в теле ледника и как она там размещается? Речь, конечно, идет не о той воде, которая, попав с поверхности, циркулирует внутри ледника по относительно широким и открытым трещинам, каналам и тоннелям,—мы имеем в виду присутствие воды в промежутках между зернами, т. е. в монолитной массивной глыбе льда. Какими мыслимыми способами она может здесь появляться и, главное, существовать вместе со льдом? Представляет ли лед с этой точки зрения „сухое“ или „влажное“ вещество? Об этом, пока, можно строить только догадки.

Ветры, дующие с океанов, солончаковых пустынь и т. д., приносят с собою некоторое количество солей, источником которых служит также и выщелачивание обломков горных пород, попавших на ледник. Так как растворы солей характеризуются пониженной точкой заморзания (тем более низкой, чем раствор концентрированнее), то пленка соленой воды между зернами льда может сохранять жидкое состояние.

Вода просачивается в лед и с поверхности. Та часть ее, которая заполнит при этом очень узкие трещинки и капиллярные ходы, может остаться жидкой, ибо для заморзания ее в волосных трубках нужна более низкая температура, чем для отвердевания открытой водной поверхности. Но вследствие увеличения плотности льда с глубиной, вода проникает вниз всего лишь на несколько метров.

Переходу льда в жидкую фазу способствует давление, особенно значительное в придонных частях глетчера. Однако, никакие давления, мыслимые в леднике, не расплавят льда, если он очень холодный: лед, имеющий температуру $-7,5^{\circ}$, начнет таять лишь под давлением около 1000 атм.; иными словами, мощность глетчера должна составлять чуть ли не 11 км! Следовательно, этот фактор имеет практическую ценность только при условии, что температура льда и без него близка к точке таяния.

Колебания температуры ледников ограничены сравнительно узкими рамками. Так как лед не может нагреться выше точки плавления, а последняя с ростом давления

несколько понижается, то максимальная средняя температура ледника всегда ниже нуля. Если бы ледник во всех своих частях достиг наибольших температур, отвечающих условиям положения этих частей (т. е. если бы в нем господствовали температуры таяния, соответствующие величине давления в каждом пункте), тогда можно было бы сказать, следуя А. Добровольскому, что ледник находится в „предельном состоянии“ (stan graniczny). В этом случае всякий приток тепла извне использовался бы уже не на повышение температуры, а на таяние, и ледник, очевидно, был бы налит водою, как губка.

Непосредственные наблюдения в глетчерах на разных глубинах показывают, что ледник в каждой точке имеет температуру, близкую к температуре плавления, отвечающей давлению в этой точке. Но, во-первых, эти измерения, хотя и проведенные с большой тщательностью, слишком малочисленны, чтобы служить материалом для общих выводов. Во-вторых, температура льда, оказавшаяся близкой к точке плавления, была все же меньше ее (а вполне понятно, что в этом вопросе играет роль даже десятая доля градуса). Наконец, в-третьих, это обстоятельство констатировано только для ледников умеренных стран, в то время как в странах полярных (например, в Гренландии и на Северо-Восточной земле Шпицбергена) температура льда значительно ниже точки его плавления. Последний факт, между прочим, положен Г. Альманом в основу геофизической классификации ледников, в соответствии с которой можно различать 1) ледники умеренных стран (во всем теле глетчера его температура отвечает точке плавления льда, за исключением зимнего времени, когда верхние слои промерзают на небольшую глубину) и 2) ледники арктические (температура ледника, по крайней мере в области аккумуляции, отрицательная до глубины не менее 100 м).¹

Другая характерная черта глетчерного льда (кроме зернистой структуры)—это его „полосчатость“ или „лен-

точность“. На стенках трещин и обрывов можно наблюдать, что масса льда состоит из чередующихся белых и голубых или голубоватых полос. У краев глетчера слои приподняты как бы в стремлении наползти на берег, т. е. наклонены по направлению к продольной оси ледника (тем круче, чем ближе к последней). На конце ледника они тоже приподняты, с падением вверх по течению глетчера. Углы падения варьируют от пологих до очень крутых, подчас—вертикальных. В общем, вся система полос в глетчере залегает мульдобразно (изогнута в виде ложки) и состоит из множества отдельных чешуй, вложенных одна в другую.

Но в некоторых случаях дело обстоит не так просто: можно зарегистрировать не одну мульду, а целую серию их; полосы могут лежать горизонтально, изгибаться волнисто, образовывать складки—симметричные, косые, лежащие, и перед глазами наблюдателя развернется картина миниатюрной, но довольно сложной ледяной „тектоники“. Слои льда, отклоненные от горизонтального положения, пересекаясь с поверхностью ледника, проектируются на ней в виде огив,—небольших валиков, разделенных бороздами. Происхождение огив объясняют тем, что голубые полосы льда более стойки по отношению к таянию, а белые легче ему поддаются,—поэтому, выход голубой ленты на поверхность сохраняется в виде валика, а белая образует канавку. Высота и ширина валиков (соответственно, глубина и ширина понижений между ними) измеряется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, хотя наблюдались и более значительные размеры. Конвэй для верхней части ледника Биафо (в Каракоруме) отмечает совершенную правильность его слоистости: вдоль края вертикально поставленного „пласта“ можно идти сотни метров как вдоль барьера. Сужение русла ледника не нарушает общего расположения слоев: они только теснее примыкают друг к другу и образуют продольные грядки с волнистым гребнем или глубокие удлиненные впадины.¹

На первый взгляд, в ленточности льда мы имеем аналог слоистости фирна. Именно эта точка зрения сначала и была выдвинута. Но немедленно нашлись возражения. И в настоящее время одни принимают, что полосчатость льда

¹ W. M. Conway. Climbing and exploration in the Karakoram Himalayas, London, 1894, vol. I, p. 400—401.

¹ Подробнее см. Н. Ahlmann. Scientific results of the Swedish—Norwegian arctic expedition in the summer of 1931, part VIII, Glaciology (Geografiska Annaler, 1933, вып. 2—3, стр. 161—216, и вып. 4, стр. 261—295). В этой же работе автор дает еще две классификации ледников: общую (с нашей точки зрения, весьма неудачную) и динамическую (основанную на зависимости скоростей движения ледников от интенсивности их питания).

есть только видоизменение слоистости фирна, подобно тому, как глетчерный лед есть видоизменение фирнового льда. Другие считают, что ленточность льда независима от текстуры фирна.¹

Первая точка зрения привлекает своей простотой и естественностью. В самом деле, раз слоистое строение свойственно всей массе фирна, почему оно должно исчезнуть в области ледникового языка? На ряде альпийских глетчеров, в частности на Унтераарском, Форно, Марцельфернере и Фернагтфернере констатированы совершенно отчетливые переходы слоистости фирна к полосчатости льда. Мульдообразное залегание лент объясняется нарушением (сдавливанием) при переходе из широкой фирновой чаши в узкое русло ледникового языка.

Доводы, выдвинутые против генетической общности слоистости фирна с полосчатостью льда, однако, очень веские. Во-первых, на многих ледниках не найдено переходов от слоев фирна к лентам льда и, наоборот, установлено, что обе эти текстуры взаимно перекрещиваются, пересекаясь иногда под прямыми углами. Во-вторых, типичное мульдообразное залегание лент оказалось совершенно независимым от вытекания льда из бассейна аккумуляции в суженную долину, потому что оно характеризует и те ледники, поперечный профиль которых одинаков по ширине как в области фирна, так и в области цунга. В-третьих, наконец, „возрожденные“ ледники (см. гл. VII), не имеющие фирнового бассейна, а возникшие в результате смерзания беспорядочно обрушившихся масс льда, тоже обладают полосчатым строением.

Все это дало повод многим ученым высказать мнение, что ленточность льда скорее всего представляет собою нечто аналогичное сланцеватости горных пород (кливаж), либо что она—результат разрывов льда по плоскостям, параллельным рельефу вместилища глетчера, и получается вследствие скольжения одних слоев льда по другим. Сила, вызывающая скольжение, есть составляющая давления, на-

¹ Под структурой разумеют обычно совокупность признаков горной породы, определяемых величиной и формой отдельных ее составных частей, а под текстурой—преимущественно характер и способ их сочетания, их пространственное распределение в породе. Оба эти понятия не поддаются резкому разграничению. В нашем случае, зернистое строение льда есть его структурная особенность, а расположение этих зернистых агрегатов полосами составляет уже признак текстурный.

правленная в сторону движения ледника: она толкает лед вниз по уклону русла, но этому препятствует трение о дно и бока ложа,—отсюда разрывы. Легче всего они возникают в тех местах, где сопротивление вещества наименьшее,—например, по бывшим граничным поверхностям фирновых слоев.

Вариантом этой точки зрения служит предположение, что между скользящими слоями имеется вода, которая, замерзая, образует голубой слой, тогда как скользящая пластина остается белой. При замерзании слои склеиваются, разрыв происходит уже в другом месте и дает начало новой голубой ленте и т. д. Этим объясняется наиболее характерная черта полосчатости—чередование белых и голубых лент.

Трудность выбора между обеими группами теорий обусловлена тем, что фактический материал, выдвигаемый каждой из них, абсолютно достоверен. И тем не менее ни одна из гипотез не охватывает всей совокупности наблюдаемых явлений. Примирение их может быть достигнуто, если допустить, что имеются, повидимому, две текстуры глетчерного льда: первичная—следствие дальнейшего преобразования слоев фирна, и вторичная, независимая от первой и сложившаяся под влиянием грандиозных давлений, развитых в теле ледника.

ГЛАВА IV

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Характер движения.—Быстрота движения.—Теория стационарного ледника.—Причины движения ледников.—Образование трещин.

Факт, что ледник обладает собственным внутренним движением, известен давно, и мы располагаем довольно полным представлением о внешней стороне этого процесса.

Многочисленные наблюдения и специально поставленные опыты показали, что течение ледника сходно с течением водного потока. Ряд камней, уложенных в одну линию поперек ледника, со временем оказывается изогнутым в виде кривой, выпуклой вниз по долине: скорость движения льда постепенно, без скачков, уменьшается от середины к краям в результате трения льда о борта русла, занятого глетчером. По той же причине она убывает по направлению от

поверхности глетчера к его дну. Если ледник извилистый, то линия наибольшей скорости (ледниковый „стрежень“) приближается к выпуклой части контура ледника, к „подмываемому“ берегу ледниковой долины. Всякое сужение ледника вызывает увеличение скорости в данном месте, всякое расширение — снижение скорости. Кроме того, быстрота течения глетчера зависит от угла его падения и от массы льда: при одинаковых уклонах крупный ледник будет двигаться быстрее, чем малый; при одинаковых массах большая скорость движения наблюдается у круче падающих. Так как уклоны ложа какого-нибудь одного ледника испытывают изменения (крутые чередуются с пологими), то даже смежные по продольному профилю части глетчера могут двигаться различно: в зависимости от того, какой из соседних участков обладает большей быстротой, происходит или отставание заднего (отрыв от переднего, трещины) или напозднение его на впереди лежащий (вспучивание льда в таких местах и образование „ледяных волн“ — пологих поперечных валов).

Отмечается также уменьшение скорости по направлению от фирновой линии к концу ледника.

Материковый лед движется со скоростью 20—30 м в год, самые крупные ледники в Альпах—30—150 м, на Шпицбергене (например, ледник Лилиехок)—до 365 м, барьер Росса (Антарктида)—450 м, некоторые гималайские ледники—до 700—1300 м, некоторые глетчеры Гренландии—1000—7000 м в год (т. е. до 20 и даже более метров в сутки). Но последние цифры составляют редкое исключение,—нормальная скорость не превосходит 150—250 м.

С. Финстервальдеру принадлежит счастливая идея приложить для объяснения особенностей движения ледников геометрические законы, управляющие стационарным и постоянным течением жидкости. Стационарным (установившимся) называют течение, неизменное по величине и направлению; постоянство же его заключается в том, что смежные частицы всегда остаются смежными, т. е. не могут перемещаться изнутри к стенкам сосуда или от стенок внутрь сосуда. При наличии в трубе произвольной формы стационарного и постоянного течения жидкости, линии течения (или тока) совпадают с траекториями отдельных частиц, и все течение можно себе представить как связную систему линий тока, нигде друг с другом не пересекающихся (рис. 2). Через каждое поперечное сечение такой

трубы в единицу времени будет протекать одинаковое количество жидкости.

С помощью поверхности abc вырежем из трубы некоторый кусок и мысленно удалим всю часть, расположенную выше abc . При этом abc должна пересекать линии тока (ab) линии входили в нее, а в нижней (bc)—выходили. Тогда b будет границей двух различных областей, и приток жидкости в ab , согласно условию стационарности течения, окажется уравновешенным ее оттоком из области bc . Этим путем мы и получаем модель так называемого „стационарного ледника“.

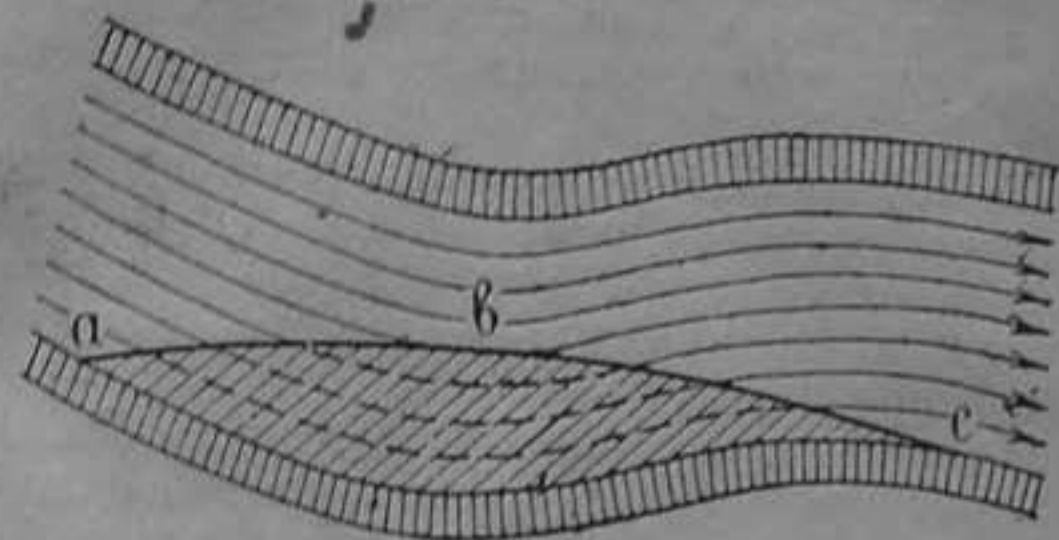


Рис. 2. К теории стационарного ледника.

нарного ледника“, относительно которого условливаются, что он неизменен в своем движении, своей форме и своих размерах.

Поверхность ледника фирновой линией тоже делится на две части: область питания и ледниковый язык. Частица снега, попавшая на фирн и не успевшая растаять, будет постепенно покрываться новыми слоями снега и, следовательно, постепенно удаляться от поверхности вглубь, пока не перейдет в своем движении по ту сторону фирновой границы. После этого, участвуя в движении ледникового языка, она будет постепенно приближаться к поверхности, подвергаясь таянию, чтобы появиться наверху и растаять. Траектория этой частицы аналогична „линии тока“, начало которой лежит на поверхности фирна, а окончание—на поверхности цунга. Смежные с ней частицы описывают смежные линии течения. Чем выше входит в фирн такая линия, тем ниже у конца языка она выйдет наружу. Следовательно, каждой точке фирнового поля соответствует своя

точка на языке глетчера. Можно сказать, что поверхность фирнового поля есть геометрическое место точек, в которых линии течения под соответствующими углами проникают в фирн, а поверхность языка—геометрическое место точек, через которые линии течения под известными углами выходят наружу. Отсюда видно, что каждая линия течения лежит под дневной поверхностью ледника, и ни одна из них не лежит на этой поверхности. Камень, лежащий на леднике, при своем перемещении описывает линию, которая не является линией течения, а только „линией движения“; последняя в фирновом поле слагалась бы из расположенных одна за другой (в направлении движения камня) точек входа линий тока, а на языке слагается из аналогично расположенных точек выхода тех же линий.

В стационарном леднике линии течения, равно как и линии движения, будут неизменными: любая следующая частичка льда, осевшая на фирне в той же точке, что и предыдущая, вычертит внутри ледника ту же траекторию, что и предыдущая.

Весь ледник можно мысленно разложить на бесконечное множество „трубок тока“, ¹ тесно примыкающих одна к другой, но совершенно самостоятельных и как бы „окостенелых“, потому что никакая частица льда не может перейти из одной „трубки“ в другую. Каждая „трубка“ (каждая „струя“ или пучок линий течения) своими окончаниями врежет как в области фирна, так и в области языка особые фигуры (площади). Обобщая скажем, что не только каждой точке фирнового поля соответствует своя точка на цунге, но и любой площадке фирна соответствует площадка на цунге.

При вышеописанных условиях уравнение движения на поверхности стационарного ледника выразится очень простой формулой:

$$A \cdot dF = a \cdot df, \quad (1)$$

где dF и df —соответствующие друг другу площадные элементы фирнового поля и цунга, A —годовой прирост в фирновом поле, a —годовая трата вещества в области

¹ Мы знаем, что трубка для изучения установившегося течения жидкости может быть взята любого диаметра, т. е. может совпадать в пределах с линией тока.

языка. Прирост и убыль берутся по отношению к единице поверхности и измеряются перпендикулярно к поверхности ледника в двух упомянутых выше местах.

Если же линии течения входят в dF под углом Φ со скоростью V , а выходят из df под углом φ со скоростью v , тогда

$$A \cdot dF = a \cdot df = V \cdot \sin \Phi \cdot dF = v \cdot \sin \varphi \cdot df. \quad (2)$$

Каждое из выражений в формуле (2) представляет собою количество льда, проходящее через элемент поверхности в единицу времени: первое—аккумуляцию (прирост в виде снега), второе—абляцию (убыль от таяния), третье—количество, проходящее при погружении в глубину, четвертое—количество, проходящее при появлении на поверхность, а все вместе отражает условия постоянства стационарного движения.

Углы входа (Φ) и выхода (φ) линий течения по отношению к поверхности ледника зависят от ее наклона, а их синусы, как это видно из уравнения (2), выражают отношение прибыли или убыли к скорости:

$$\sin \Phi = \frac{A}{V} \text{ и } \sin \varphi = \frac{a}{v}. \quad (3)$$

Следовательно, в тех пунктах стационарного ледника, где убыль a увеличивается, а скорость v уменьшается, должен возрастать угол наклона поверхности, что мы, действительно, и наблюдаем на конце ледникового языка и по бокам глетчера. С другой стороны, если a будет больше v , либо $A > V$, тогда $\sin \Phi$ или $\sin \varphi$ окажутся больше единицы, то это и так как синус не может превышать единицы, то это означает, что условия стационарного движения отсутствуют: в первом случае баланс ледника будет отрицательный (отступление ледника), во втором—положительный (наступление).

Насколько эта изящная и простая теория стационарного ледника отвечает действительности? Мы можем утверждать, что нигде не наблюдалось, чтобы какая-нибудь точка ледника внезапно изменяла свою скорость в отношении соседних точек. Но зато предпосылка „стационарности“ далеко не всегда налицо: концы ледников чаще всего находятся в колебательном движении. Однако, если принимать во внимание не эти осцилляции (колебания),

а то положение равновесия, вокруг которого они происходят (т. е. взять средние величины пространственного состояния ледника, как результат взаимного уравнивания колебаний), а также учесть, что совершаются они очень медленно,—тогда многие ледники практически можно рассматривать как стационарные. Впрочем, теория Финстервальдера обладает достаточной гибкостью, чтобы характеризовать в известной мере также и процессы отступления и наступания.

Переходя от внешней стороны процессов движения к их физической сущности, мы вынуждены констатировать гораздо менее удовлетворительное состояние наших знаний. По недостатку места ограничимся лишь беглым обзором некоторых теорий.¹

1. Ледник постепенно всей массой соскальзывает по своему ложу, как это происходит с твердым телом на наклонной плоскости („теория скольжения“). Математический расчет делает это объяснение совершенно неубедительным, ибо для скольжения требуется уклон не менее 8° , тогда как ледники текут уже при уклоне в 3° , но зато некоторые из них даже при уклонах $30\text{—}40^\circ$ крепко держатся на склоне горы и перемещаются весьма медленно.

2. Движение ледника стимулируется расширением воды при замерзании внутри глетчера („теория дилатации“), причем действие это сказывается по линии наименьшего сопротивления, т. е. по направлению уклона ледникового ложа. Доводя эту мысль до конца, пришлось бы согласиться, что движение свойственно только поверхностным частям ледника (так как вода с поверхности просачивается очень неглубоко) и что ледник ночью и зимой движется быстрее, чем днем и летом (так как ночью и зимою вода легче всего замерзает). Оба эти вывода с действительностью не совпадают.

3. Этой точке зрения до некоторой степени родственна „теория объемных изменений“, полагающая, что движение ледника есть результат попеременного сжатия и расширения льда при колебаниях температуры. Расширившись (нагревшись), лед сдвигается вниз по уклону ледникового

ложа. Но при сжатии (от остывания) он обратно вверх по уклону не перемещается, так как этому препятствует сила тяжести. Очевидно, речь идет о колебаниях отрицательных температур (так как при 0° и выше лед перестает быть льдом). Летом, когда глетчер подвергается таянию, шансы на значительные колебания температуры очень невелики (смесь воды и тающего льда имеет постоянную температуру). Зимою они больше, но тогда мы должны вновь прийти к выводу, что ледники зимою движутся быстрее, чем летом.

4. Теория режеляции: лед глетчера раздавливается под действием собственной тяжести, обломки его меняют свое положение и опять смерзаются. Непрерывное повторение этого процесса приводит к движению ледника. При этом лед считается хрупким веществом, хотя вся картина движения внешне и напоминает течение пластического тела.

Но для раздробления ледяной пластины нужно, чтобы над нею столб льда имел высоту не менее 200 м. Следовательно, в леднике только начиная с этой глубины может происходить раздавливание льда и, значит, нижние слои льда находятся в смысле движения в более благоприятных условиях, чем верхние, что стоит в противоречии с фактами.

5. Лед движется вследствие присущей ему пластичности, и главная причина течения заключается в деформации зерен, вызываемой давлением, благодаря которому внутри каждого зерна происходит перемещение молекул. Против этого возражают, исходя из чисто теоретических соображений: кристаллическое состояние вещества (когда частицы расположены в строгом порядке, и силы сцепления стремятся этот порядок сохранить) мало благоприятствует пластическим деформациям. Но пластичность льда доказана экспериментально. Гораздо существеннее, поэтому, другой аргумент: валуны, лежащие на поверхности глетчера, никогда не погружаются в лед, тогда как твердое тело должно было бы „тонуть“ в вязкой жидкости. Кроме того, лед, изучаемый в поляризованном свете в тонких срезах (шлифах) тоже не дает указаний на пластичность: можно было бы ожидать увидеть „волокнистую структуру“ (как, например, в обработанных металлах), но в зернах льда, хотя и сплюснутых немного в направлении течения, ничего подобного не обнаружено.

6. Движение льда обусловлено взаимным перемещением его составных частей (т. е. имеется в виду не пластичность отдельных зерен, а пластичность зернистых скоплений).

¹ Блестящий анализ некоторых теорий см. П. Кропоткин, Исследования о ледниковом периоде, Зап. Русск. Географ. Об-ва по общей географии, т. VII, Спб., 1876, стр. 548—616. Общая сводка—у А. Добровольского (см. „Библиография“).

Это достигается либо непрерывным изменением состояний льда (плавление, переход талой воды в другое положение, замерзание, новое плавление и т. д.), либо скольжением отдельных слоев льда друг по другу, либо, наконец, передвижением зерен друг относительно друга (что, впрочем, мало вероятно, так как зерна сцеплены „зазубринами“). Полагают, что при перемещении составных частей большую роль могут играть пленки воды (например, между зернами), служащие как бы „смазкой“, и в частности—растворы солей, которые остаются жидкими даже при низких температурах.

Обилие теорий свидетельствует прежде всего о чрезвычайной сложности самого явления. Какой-нибудь одной причиной нельзя, повидимому, объяснить движение ледника. Но вряд ли подлежит сомнению, что в основном это движение есть результат пластических свойств льда. Проявление этой пластичности ограничено какими-то пределами. Исследователи, работавшие в полярных странах (например, в Гренландии) отмечают, что лед ведет себя скорее как хрупкое вещество, чем как вязкая жидкость,—это и понятно, если принять во внимание господствующие там низкие температуры. Далее, мы видели (см. гл. I), что зерна льда, ориентированные так, что давление действует перпендикулярно к их оптической оси, испытывают пластические деформации; если же давление направлено параллельно этой оси—кристаллы будут ломаться. В леднике же зерна расположены самым прихотливым образом.

Нельзя отрицать и того, что в глетчере имеет место также и скольжение слоев, частичное плавление и замерзание, режеляция, изменение объема льда вследствие колебаний температуры и т. п.

Теории, включающей в поле своего зрения весь комплекс разнообразных процессов, до сих пор еще нет.

Во время движения ледника в нем возникают усилия, приводящие к образованию трещин.

Боковые трещины получаются в результате различия скоростей между осевой и прибрежной частями глетчера, вследствие чего некоторая часть A (рис. 3) на леднике займет положение A' , поле a сместится в a' , и линия xu вытянется в линию $x'u'$. Если растяжение при этом велико, то во льду происходит разрыв сплошности в направлении, перпендикулярном к линии наибольшего

натяжения, т. е. возникает расселина SS' , идущая от края косо вверх по леднику под углом $30-45^\circ$.

Если в ложе ледника имеется резкий уступ, ориентированный поперек долины, то лед, спускаясь с него, раскалывается поперечными трещинами. На очень крутых перегибах образуются настоящие ледопады.

Наконец, когда ледник из более узкого участка долины переходит в расширенный, в его теле возникают поперечные напряжения вследствие растекания льда в стороны, и появляются продольные трещины, направленные иногда радиально.

Ширина, глубина и длина трещин—самые разнообразные, но большинство из них книзу смыкается. Зачаток трещины имеет вид тонкой извилистой линии, змеящейся по поверхности льда, и затем очень постепенно „раскрывается“, увеличиваясь в ширину. Когда масса льда пройдет мимо места, стимулировавшего возникновение трещины, последняя начинает суживаться и, наконец, исчезает. Боковые трещины при этом своими концами, обращенными к оси глетчера, описывают дуги, как бы поворачиваясь в горизонтальной плоскости на шарнирах: из ориентированных косо и вверх, они становятся сперва в положение, перпендикулярное к краям ледника, а затем располагаются косо и вниз по течению. Образование трещин идет все время на одних и тех же местах ледника, но в этом процессе участвуют каждый раз новые, другие массы вещества.

Многочисленные разрывы наблюдаются также и при слиянии двух ледников, но здесь они имеют уже неправильный характер из-за сложности общей картины возникающих при этом давлений и растяжений.

Вертикальные пластины и глыбы льда, отделяющие одну трещину от другой (как на фирне, так и на цунге), иногда причудливо изъеденные лучами солнца и превращенные таянием в иглы, пирамиды, обелиски и колонны, носят название сераков.

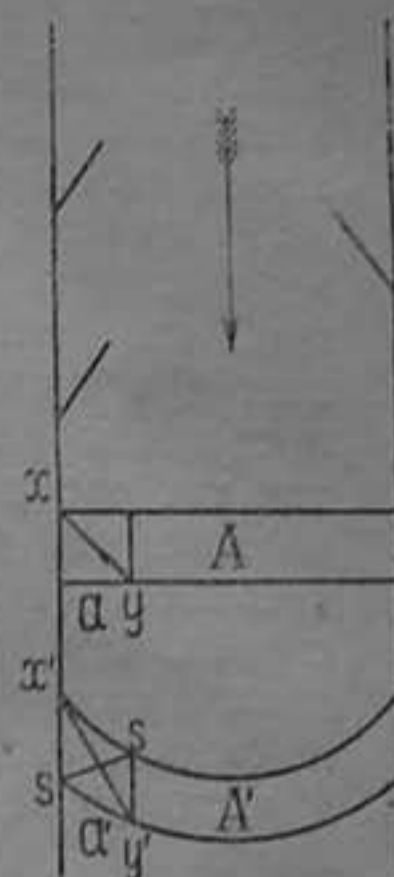


Рис. 3. Схема образования боковых трещин на леднике.

АБЛЯЦИЯ. КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Виды абляции.—Поверхностные образования на ледниках, связанные с абляцией.—Механические причины убыли ледников.—Колебания ледников.

Обратимся теперь к рассмотрению тех явлений, которые влекут за собою убыль вещества глетчера ниже снеговой линии. Всю совокупность их принято обозначать термином абляция. Главную роль при этом играют элементы климата.

Различают абляцию подледниковую, внутреннюю и поверхностную. Подледниковая абляция обусловлена тем, что земная кора непрерывно излучает тепло в дно глетчера и вызывает тем самым таяние льда. Эта теплота постепенно распространяется по глетчеру снизу вверх. Но так как распространение совершается очень медленно, то прежде чем тепло проникнет на более или менее значительное расстояние от дна, начнется таяние льда, и тем скорее, чем больше давление вблизи дна. А с этого момента тепло уже будет целиком уходить на плавление. Талые воды под ледником образуют разветвленную сеть ручьев и выходят на дневную поверхность у конца ледникового языка.

Роль внутренней абляции, проявляющейся в связи с внутренним трением составных частей глетчера, циркуляцией воды и воздуха, практически ничтожна.

Очень большое значение имеет абляция поверхностная. Таяние поверхности ледника вызывается: непосредственным нагреванием льда солнечными лучами (тем более энергичным, чем лед грязнее, так как чистый лед и особенно снег отражают до 70% падающих на него лучей), нагреванием теплым воздухом, излучением окружающих ледник горных склонов, действием дождей, падающих на глетчер, теплыми и сухими ветрами (в частности, фенами). Если воздух очень сух, то кроме таяния льда, происходит также и его испарение. Поверхностная абляция сильнее всего проявляется днем и летом, ослабевая, но не прекращаясь совсем, зимой и ночью.¹

По ночам и в холодные пасмурные дни ледник окутан безмолвием. Но лишь только прольется на его поверхность свет солнца — начинают жить ручейки и маленькие речки, и тишина нарушается звоном, плеском и рокотом текучей воды. Вода струится по бороздам, каналам, ледяным логам, просто блуждает по поверхности без определенного русла, следуя за малейшими неровностями рельефа. Величина этих ручьев талых вод зависит от напряженности таяния, а последняя — от экспозиции ледника и его отдельных частей, от угла, под которым поверхность глетчера встречает солнечные лучи, от температуры воздуха и т. п. На крупных ледниках ручьи достигают иногда ширины 10—12 м и более, причем по мере продвижения вниз их ледяные берега становятся все выше и выше (до 6—10 м).

Обычно, путь ручьев короткий: либо они, подчиняясь общему выпуклому профилю ледника, стекают к его краям и образуют потоки, идущие вдоль бортов глетчера, либо, встретив на своем пути трещину, низвергаются в нее. Падающая в расселины вода (приобретающая нередко вследствие ударов о стенки круговое движение) вытаскивает во льду цилиндрические колодцы и спиральные ледниковые мельницы большой глубины и до нескольких метров в диаметре. Если такой колодец прорежет толщу льда насквозь, то вода может распространить свою деятельность и на скалистое ложе, высверливая в нем очень правильные углубления, называемые, по сходству с аналогичными формами в реках, „исполиновыми котлами“ или просто „котлами“. Котлы эти вскрываются после отступания ледника, — классические примеры их можно видеть в „Ледниковом саду“ в Швейцарии вблизи Люцерна. Образование мельниц ускоряется, если вода содержит примесь землистых частиц, мелкого песка и гальки.

Следствием поверхностного таяния ледников являются также обширные или мелкие озера, — на стыке двух глетчеров, около боковых морен и т. п. Но особенно часты они в области фирнового поля, рельеф которого благоприятствует развитию застойных бассейнов, — этих голубых или зеленых зеркал, вкрапленных в серебряное полотно снега.

Внутри льда или подо льдом вода перемещается по трещинам и галлереям, расширяющимся иногда в гроты. На леднике Маляспина (Аляска) тоннели тянутся на целые километры, часто не примыкая к ложу: выработаны они

¹ О ночной абляции см., например, C. Somigliana, Ricerche sull'ablazione glaciale e sulle relazioni fra variazioni glaciali e variazioni climatiche. Roma, 1933.

внутри льда, высоко над дном ледника. Потолок пещер может оседать и обрушиваться под действием собственной тяжести,—тогда на поверхности ледника появляются характерные воронки, напоминающие кратеры,—своеобразный „ледяной карст“.

Многие ледники заканчиваются одним или несколькими гротами. Устье такого грота представлено мощной (высокой или низкой) ледяной аркой („воротами“). Из-под арки с шумом вырывается ледниковый поток талых вод, мутно-белый от взвешенных в нем землистых примесей, отчего и получил название „глетчерного молока“.

Явления поверхностной (и иной) абляции имеют место также в фирновой мульде и на ее заснеженных склонах, но здесь они выражены менее отчетливо. Фирн, напитанный влагой, часто превращается в мокрую снежно-ледяную кашу. Вытаивание фирновых масс в горах на низких широтах (в Андах, Гималаях, на Памире, Килиманджаро) приводит к возникновению „кающихся снегов“ (pieve repente). Под действием лучей солнца и других агентов обледенелый снежный покров распадается на ряд оригинальных фигур в форме пирамид, с основанием, сильно вытянутым в длину, резко выраженными гранями и углами (числом от 3 до 7), высотой 1—3 м. Издалека эти пирамиды, число которых достигает нескольких тысяч, напоминают колено-преклоненные фигуры, закутанные в белые саваны.

Таяние ледника неравномерно. Большое значение в этом имеет степень засоренности его поверхности посторонним материалом—обломками скал, песком, пылью и т. п. Крупные глыбы камней, не прогреваемые солнцем, остаются внутри холодными и, в то время как поверхность чистого льда вокруг камня, стаивая, понижается,—лед под камнем сохраняется нетронутым: на леднике постепенно вырастает „гриб“ с ледяной ножкой, на которой в виде шляпы лежит обломок горной породы. Эти невысокие образования называются ледниковыми столами. Однако, ледяной стержень с полуденной стороны понемногу все же подтаивает, стол накрывается, и покрывка соскальзывает. Попадая на новое место, она опять стимулирует образование стола, который затем разрушается таким же путем. Этим способом крупные глыбы как бы совершают самостоятельное путешествие к югу. Истинное же перемещение в пространстве определяется равнодействующей из их собственного движения и общего движения ледника. Если ледник обладает

южной экспозицией, то оба перемещения складываются, если глетчер течет на север—вычитаются. При западной экспозиции ледника „шляпы“ будут иметь тенденцию приближаться наискось к левому берегу, при восточной экспозиции—наискось к правому берегу. Именно поэтому ледниковые столы расположены на леднике не совсем беспорядочно, а стремятся образовать более или менее определенно локализованные группы.

В отдельных случаях ледниковые столы могут достигать огромных размеров. Например, на Музартском глетчере „обломки скал и камни величиною в несколько сажен и весом в тысячи пудов торчат в невообразимых наклонных положениях, удерживаясь в равновесии на тоненьких столбиках льда, не имеющих и четверти аршина в диаметре, и представляют замечательные образцы исполинских ледниковых столов“.¹

Иное действие производят мелкие и плоские обломки горных пород, особенно, если они окрашены в темные цвета. Прогреваясь сильнее окружающего льда, они проплавливают его под собой и, постепенно погружаясь, дают начало цилиндрическим „ледниковым стаканам“, глубина которых достигает 10—40 см, а диаметр соответствует диаметру гальки. Поверхность льда бывает иногда настолько изъязвлена стаканами, что делается ячеистой и напоминает соты.

Ледниковые столы и стаканы создают как бы „абляционный микрорельеф“ ледника. Однако, если скопления обломков достаточно компактны и покрывают значительные площади или вытягиваются по леднику в виде длинных полос, тогда их защитное действие имеет следствием возникновение более крупных неровностей,—настоящих ледяных валов или глив, ледяных куполов и пирамид, высоко (до 50—60 м) вздымающихся над общей поверхностью глетчера и несущих на своих гребнях и вершинах плотный покров из камней, песка и глины. Если же землястый чехол очень тонок, то он не только не предохраняет лед от плавления, но, наоборот, способствует ему. Лед, загрязненный пылью, тает особенно быстро. На этом свойстве, между прочим, основаны методы искусственного повышения абляции: известные участки поверхности ледника

¹ А. Шепелев. Рекогносцировка Музартского прохода в Тянь-шане. Изв. Русск. Геогр. О-ва, 1872, отд. II, стр. 127.

с помощью pulverизатора покрывают слоем сажи, чем достигается энергичное таяние, так как черный порошок почти не отражает солнечных лучей и, следовательно, поглощает массу тепла.

Расход льда в леднике происходит и в силу механических причин. С языков глетчеров, залегающих на крутых горных склонах, иногда отрываются большие глыбы и падают в долины. Концы ледников, спускающихся в море, озеро или фиорд, обламываются, давая начало ледяным плавучим горам или айсбергам. Айсберги во множестве зарождаются у берегов Гренландии, Шпицбергена, Новой Земли, Аляски и т. п.¹ Особенно грандиозных размеров они достигают в Антарктике, — здесь это подчас настоящие плавучие острова, длиною в два-три десятка километров. Целые эскадры их медленно дрейфуют в более теплые широты, постепенно подвергаясь разьедающему действию солнечных лучей и морских волн и превращаясь в причудливые фантастические образования, напоминающие руины замков, башни, храмы и пирамиды.

В Исландии обширные ледниковые области (например, Ватна-ёкуль, Мирдалс-ёкуль) представляют собою также и области активных вулканов. Деятельность огнедышащих гор вызывает катастрофическое таяние льдов — настоящие потопа: в 1918 г. извержение вулкана Катла на Мирдалс-ёкуле привело к огромному наводнению. Кроме того, на измененность между ледником и морем было нагромождено около 1,5 миллиардов тонн льда!

В полярных странах большое значение в явлениях уноса вещества с ледника имеют ветры. Ураганы в Антарктике (на земле Адели) достигают необычайной силы и скорости

¹ Весьма распространено мнение, основанное на чисто теоретических соображениях, что отношение надводной части айсберга к подводной составляет от 1:6 до 1:8. Однако, непосредственные измерения айсбергов в районе Гренландии и Ньюфаундленда (Смит, 1931) дают чаще всего отношения 1:3, хотя есть и 1:1 и до 1:5 (см. П. И. Кудленок, Новые данные о размерах айсбергов, Бюлл. И-та большого Советск. атласа мира, Москва, январь, 1935, стр. 17—18). Отличие фактической пропорции от предпологаемой обусловлено неоднородностью строения льда айсберга, существованием в нем многих пустот и трещин, и в особенности — неодинаковой формой погруженной и надводной частей айсберга (если допустить, что первая имеет вид куба, а вторая — пирамиды, тогда и теоретический расчет даст отношение, не превышающее 1:4,5). Это обстоятельство представляет большой интерес потому, что неоднократно делались попытки определения толщины периферических частей материкового льда на основании мощности отламывающихся от него ледяных плавучих гор.

до 52—55 м в секунду! Ударами частиц переносимого ветром снега колонны льда срезаются в течение нескольких дней,¹ канаты перетираются, деревянные предметы покрываются резьбой словно под рукой гравера, а металлические части (и скалы со стороны, обращенной к ветру) полируются до зеркального блеска. В море из внутренних частей ледяного плоскогорья сдуваются миллионы тонн снега.

Сохранение ледникового языка ниже снеговой линии в течение длительного времени возможно только потому, что вещество из фирнового бассейна поступает непрерывно. Если это поступление количественно эквивалентно расходу, тогда в положении ледника не замечается перемен. Если вещества поступает больше, чем может испариться и растаять, тогда размеры ледникового языка увеличиваются, он делается длиннее и спускается ниже по долине: ледник наступает. В противном случае происходит обратное: масса глетчера уменьшается, язык становится короче, как бы отодвигаясь вверх по долине, — ледник отступает. Эти колебания могут носить как сезонный характер, так и охватывать и более значительные периоды времени. Сезонные колебания находятся в связи с изменением режима абляции: зимою таяние ледникового языка происходит с гораздо меньшей энергией, чем летом, и ледник имеет возможность наступать. Более обширные (многолетние) периоды однозначных изменений обусловлены циклическими колебаниями климата, а общая равнодействующая многих циклов сказывается уже на общем характере оледенения больших территорий на поверхности суши: ледники или получают все большее развитие или, наоборот, они постепенно сокращаются вплоть до полного исчезновения.

Величина годовых колебаний ледников незначительна: не выше одного-двух десятков метров. При исследовании вопроса о наступании или отступании ледника следует остерегаться принять обыкновенное сезонное колебание за выражение какого-то более общего процесса.

Устойчивые изменения конца ледника, если за ними следить из года в год, тоже слагаются из небольших величин: каждое лето глетчер становится на несколько метров длиннее или короче, чем в предшествовавшее. Но эти

¹ D. Mawson. The home of the blizzard, 2 vls, London, 1915, vol. I, p. 123—124.

изменения, накапливаясь в одном и том же направлении, со временем дают немалые величины.

Изменение длины ледника есть отражение изменений условий его питания, т. е. количества осадков в фирновом бассейне. Изменение в условиях питания распространяется по длине языка волнообразно и медленно. Вспомним, что частица снега при годовой скорости движения льда в 100 м, достигнет конца ледника длиной в 10 км только через столетие! Следовательно, колебания ледников представляют собою сильно запоздавшее во времени отражение климатических перемен: конец ледника регистрирует не данную стадию климатических условий фирнового поля, а ту, которая уже фактически миновала. Эта медлительность аккомодации ледников может нам подчас объяснить целый ряд явлений, кажущихся парадоксальными: существование ледников в климатах, мало подходящих к их нормальной жизни (реликтовые ледники), отступление ледников при благоприятном для их развития климате, наступание — при неблагоприятном, наконец, диаметрально противоположное состояние ледников, расположенных в ближайшем соседстве. Последнее, например, довольно часто наблюдается: в одной и той же ледниковой области одни ледники наступают, другие одновременно отступают или остаются в неизменном положении. Для примера сошлемся хотя бы на данные Конвэя, касающиеся двух правых притоков гигантского ледника Хиспар (в Каракоруме): один из них — ледник Лак — явно отступает, а соседний с ним Чур — наступает. Причина в том, что Лак чуть ли не вдвое длиннее Чура, и большой приток вещества в бассейнах питания обоих глетчеров (следствие ряда обильных осадками лет) на коротком леднике уже сказался, а на более длинном — не успел: мощная ледяная волна, „ледяной паводок“, на Лаке находится еще где-то на полпути от конца ледника.¹

Следует, однако, помнить, что наступание ледников может быть следствием не только климатических изменений. Например, на Аляске ледник Хидн (Hidden glacier) с 1906 по 1909 гг. наступил на 3 км, — это явление, по мнению Тарра, было вызвано землетрясением, которое вызвало увеличение количества обвалов снега в горах и способствовало колоссальному притоку вещества в фирновых бассейнах.

¹ То же самое, очевидно, будет происходить, если два одинаковых по длине ледника обладают различными скоростями течения.

Существует также мнение, что материал, поступающий в фирновые бассейны ледников, вытекает оттуда не непрерывно, а „скачками“. Для того, чтобы давление льда могло преодолеть сопротивление (трение) ложа, нужно большое количество льда. Пока этого количества не наберется, лед из фирновой области не течет, но коль скоро его окажется достаточно — начинается быстрое истечение льда, приводящее к наступлению ледника. По израсходовании всего запаса истечение вновь приостанавливается, — и в этот период „ожидания“ ледник отступает. Этим путем периодические колебания ледников могут, очевидно, происходить и без всякого изменения климата.

К объяснению различных состояний ледников привлекают также и тектонические причины: если в двух соседних горных хребтах ледники ведут себя различно — в одном наступают, в другом отступают или сохраняют стационарное положение, то можно думать, что происходит поднятие первого хребта и опускание (относительное или абсолютное) второго. К сожалению, этим объяснением иногда злоупотребляют без достаточных к тому оснований, забывая, что даже для небольших изменений климата бассейнов питания (например, температуры) требуются очень значительные вертикальные подвижки земной коры.

ГЛАВА VI

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Морены и их классификация. — Флювиогляциальные отложения. — Ледниковое выпаживание.

Геологическая деятельность ледника проявляется: 1) в разгрузке гор от снега, 2) в переносе обломков горных пород, 3) в отложении этих обломков, 4) в разрушении и сглаживании горных пород, встречающихся на пути движения ледника, и в изменении отдельных элементов рельефа страны (выпахивание = экзарация = ледниковая эрозия.)

Не будь ледников, горные страны непрерывно росли бы вверх за счет накопления снегов. Вычислено, что если бы альпийские глетчеры перестали функционировать, например, с начала христианской эры, то Альпы исчезли бы под мощной шапкой льда и фирна толщиной в 1,6 км!

Весь инородный глетчеру материал, от крупных каменных глыб до мелкой пыли, попавший в тело ледника

и движущийся вместе со льдом, принято именовать мореной. Морены, участвующие в перемещении ледника, называются движущимися, а те из них, которые уже прекратили свое движение,—отложенными. Первые характеризуют транспортную деятельность ледника, вторые—деятельность аккумулятивную.

В свою очередь движущиеся морены, сообразно с их положением в глетчере, разделяются на поверхностные, внутренние и донные (нижние).

Поверхностные морены образуются в результате падения обломков горных пород со склонов долины на ледник. Наиболее благоприятны условия накопления по краям глетчера: здесь он несет на себе валы боковых морен. Если ледник составлен из двух или более ветвей (принимает один или несколько притоков), то объединенные боковые морены соседних ветвей продолжают на леднике ниже слияния в виде срединной морены. Возникновение срединной морены может быть вызвано и помимо соединения боковых,—существованием скалистого островка, торчащего из льда где-нибудь в середине глетчера (рис. 4). В сложных глетчерах (например, на ледниках Хиспар, Федченко, Иныльчек), в которые впадает много небольших ледников, вся поверхность льда делается полосатой от моренных увалов. В узких частях они настолько тесно примыкают друг к другу, что лед оказывается закрытым сплошным чехлом. Гряды боковых и срединных морен подчас достигают в высоту 100—150 м. Мощность моренного покрова может стать весьма значительной, и на нем тогда формируется почва и начинается развиваться растительность (некоторые ледники Гималаев и Аляски).

В образовании поверхностной морены участвует также и пыль, сметаемая ветром с окрестных горных склонов или приносимая воздушными течениями издалека. В отдельных случаях она имеет космическое или вулканическое происхождение (осколки метеоритов, пепел).

Далеко не все виды ледников имеют поверхностную морену. В Гренландии и Антарктике, где весь рельеф страны засыпан снегом, над белой пустыней не поднимаются ни скалы, ни вершины,—стало быть, нет и источника, откуда бы мог появиться обломочный материал на поверхности льда.

Поверхностная морена состоит из острых угловатых обломков неправильных очертаний. Постепенно под дей-

ствием выветривания эти обломки растрескиваются, делаются все меньше и превращаются в песок и щебень.

Внутренняя морена ледников чаще всего формируется из материала, тоже попавшего сперва на поверхность, но затем поглощенного глетчером. Наиболее энергично это поглощение в бассейне питания: всякий кусок горной породы очень скоро покрывается снегом. На фирновом поле нет поверхностных морен. Вследствие этого, самая верхняя граница их распространения на леднике может служить указанием на положение фирновой линии. На цунге внутренняя морена составляется из обломков, проникших в трещины, не доходящие до дна. Кроме того, по бокам она образуется и из материала, отщепленного глетчером от погруженных в лед частей склонов ледниковой долины.

В нижнюю или донную морену входят: 1) материал, оторванный ледником при движении от своего ложа, 2) погружившаяся внутренняя морена и 3) обломки из поверхностной, свалившиеся в трещины, разламывающие ледник до самого дна.

Признак нижней морены—известная окатанность ее составных частей: резкие углы сглажены, валуны покрыты царапинами и штрихами (результат непрерывного движения льда и трения о скалистую постель). Более мелкие обломки при этом перемалываются в тончайший порошок, так называемую „глетчерную муку“, которая и обуславливает характерный цвет подледниковых ручьев (глетчерное молоко).

Весь моренный материал ледник переносит к своему концу и, вследствие таяния льда, нагромождает здесь в виде вала, ориентированного поперек долины,—это конечная (фронтальная) морена, относящаяся уже к моренам отложенным. Необходимым условием значительной аккумуляции конечной морены является длительность стационарного положения конца ледника: только тогда все новые и новые порции камней и мелкозема накапливаются на одном и том же месте. При наступании ледник разрушает свою конечную морену; если он быстро и без задержек отходит—конечная морена оказывается мало мощной, так как отлагаемый материал распределяется более или менее равномерно по всей площади отступления. Если отступление совершается прерывисто, тогда могут образоваться несколько дуг конечных морен, разделенных плоскими понижениями, причем каждый вал означает задержку.



а каждая депрессия (иногда заболоченная или занятая озерами) — период быстрого отхода.

С исчезновением ледника или большей его части, все морены, переполнявшие лед или бывшие на его поверхности, окажутся спроектированными на дно долины. Боковые морены сохранятся в виде гряд, тянувшихся вдоль склонов долины (в

этой неподвижной стадии они называются береговыми); срединные морены будут расположены продольными валами в средних частях долин, а вся донная морена, вместе с упавшей на нее внутренней, образует плащ основной морены, — то ровный, то неправильно-бугристый. Непokoйный рельеф основной морены обычно характеризует те ее части, которые лежат сразу же перед (считая по течению) фронтальными моренами. Здесь встречаются овальные холмы, с длинной осью, вытянутой по направлению движения бывшего ледника. Холмы эти, являющиеся, повидимому, следствием неравномерного отложения материала, известны под названием **друмлинов**.

Друмлинный ландшафт основной морены лучше всего развит не на месте отмерших горных ледников, а в областях, занятых не-

когда более обширным покровом льда (штат Висконсин, Шотландская низменность и т. п.). То же можно сказать и о конечных моренах, которые в районах древнего материкового оледенения уцелели подчас в виде фестончатых дуг огромной протяженности, маркирующих собою очертания лопастей ледникового панцыря (например, двойной вал Сальпаусельке в Финляндии).

Старые морены, в особенности береговые, в результате размыва их атмосферными осадками, образуют на склонах долин земляные пирамиды или «карины» (*cheminées, perched blocks*) — узкие вертикальные конусы или столбы земляного материала, увенчанные сверху крупным валуном (до некоторой степени, аналог ледниковых столов). Каждый валун защищает нижележащую рыхлую массу от действия дождевых капель и струй. Когда пирамида обрушится, ее шляпа становится причиной образования другого «камина».

Ледниковые отложения резко выделяются от водных (озерных, речных) отсутствием слоистости и своей полной несортированностью. Основная морена состоит из так называемой валунной глины или суглинка, т. е. глинистой, иногда более или менее песчанистой массы, в которую в беспорядке включены плохо окатанные валуны, отполированные или покрытые царапинами. Полировка сохраняется длительное время. Зато штрихи и борозды, коль скоро валун становится доступным выветриванию, уничтожаются и быстро исчезают.

Теснейшим образом с деятельностью ледника связана деятельность вытекающих из него талых вод. Как и во всякой реке, мы можем наблюдать здесь явления эрозии (разрушения ложа), переноса и аккумуляции. Слоистые осадки, возникшие в результате размыва, сортировки и перекатывания талыми водами моренных накоплений, называются **флювиогляциальными** (т. е. ледниково-речными). По внешнему виду их почти нельзя отличить от обыкновенных речных; только присутствие в гальке изборожденных валунов обособляет их от аллювия неледниковых рек. Однако, вполне естественно, что такие валуны встречаются довольно редко, так как всякая штриховка при длительном перекатывании гальки по дну потока и при трении ее о другую гальку постепенно стирается и пропадает. Флювиогляциальный характер осадков поэтому большей частью устанавливается по морфологическим признакам.

Рис. 4. Общая схема долиникового ледника. F — фирновый бассейн, ff — фирмовая линия, r — краевые трещины, a — поперечные трещины, b — боковые трещины, c — продольные трещины, l — боковые морены, m — срединные морены, t — конечная морена.

Обширные галечные площади, расположенные впереди конечных морен и созданные блуждающими ледниковыми ручьями, называются *зандрами*.

К весьма своеобразным проявлениям работы флювиогляциальных потоков принадлежат также длинные холмы, сложенные слоистыми галечниками, гравием, песками и наверху иногда прикрытые тонким чехлом морены или единичными крупными валунами. Холмы эти, приподнятые на 25—70 м над окружающей местностью в виде железнодорожной насыпи, то прямой, то извилистой, то расширяющейся в отдельных местах „узлами“, то, наконец, даже ветвистой (с боковыми отростками), тянутся в длину на несколько сот метров, а иногда и на десятки километров. В Скандинавии их называют *озами*, в Ирландии и Англии — *эскерами*, в Латвии — *кангерами*, в Карелии — *сельгами*. Название это относится к удлиненным грядам, изолированные же возвышенности такого же строения или беспорядочные группы холмов носят наименование *камов*. Вопрос о способе возникновения озов и камов еще не может считаться решенным. Однако, все теории сходятся на том, что они представляют собою отложение ледниковых вод в пределах или на самом краю ледникового тела. Наибольшего внимания заслуживают две точки зрения:¹

1) Начало озу дает флювиогляциальный конус выноса у выхода потока талых вод из ледникового грота. По мере отступления ледника отступает и конус выноса, — получается четкообразная гряда конусов, образующая в совокупности оз. Можно себе представить также, что конус настолько вырастет, что станет серьезным препятствием выходу подледникового ручья, — тогда отложение материала начнется в самом подледниковом тоннеле, который постепенно потом и заполняется.

2) Формирование озов происходит не в подледниковых каналах, а в тех, которые имеются внутри ледника, т. е. как бы в ледяных трубах. Затем, вследствие таяния ледника материал этих труб опускается на его ложе в виде гряд. Пещерообразные расширения внутри каналов, выполненные осадками, образуют впоследствии *камы*.

Камы могут быть также и отдельными конусами выносов на краю ледника.

¹ Подробнее см. И. В. Даниловский. К вопросу о происхождении озов, Геол. Вестник, т. V, вып. 4—5, 1926—1927, а также И. С. Щукин, Общая морфология суши, т. I.

Движущийся лед оказывает известное влияние на ложе, по которому он перемещается, и на препятствия, встречаемые по дороге. Вся совокупность процессов, связанных с разрушающей работой подвижного льда, носит наименование *экзарации* (выпахивания). Мнения об эффективности этой работы сильно расходятся: одни считают ее способной дать лишь небольшие результаты, другие, наоборот, приписывают ей значение, чуть ли не равное значению деятельности проточной воды. Положительное представление об экзарации пролагало себе путь „более под давлением логики, чем фактов, так как не подлежит сомнению, что каждое находящееся в движении тело должно действовать разрушающим образом на поверхность, по которой оно движется“ (А. Зупан). Но теперь все же почти всеми признано, что ледник не создает особых новых форм рельефа (не считая аккумулятивных), а только видоизменяет прежде существовавшие.

Опираясь на аналогию между ледником и рекой, можно сказать, что воздействие ледника на свое русло зависит от быстроты движения льда, от его мощности, от того, насколько плотно он прилегает к стенкам вместилища и, наконец, от степени засоренности его нижней мореной.

Кубический метр глетчерного льда весит 900 кг. При толщине льда около 300 м (отнюдь не преувеличенной, так как во многих случаях она бывает еще больше), каждый квадратный метр ледниковой постели испытывает давление в 270 т. Текущий лед, особенно если он инкрустирован валунами, при таком давлении должен производить заметное разрушение. Впаяные в него камни служат как бы резцами и жерновами. Перетираясь и округляясь сами, они в то же время эродируют породы, по которым их волочит ледник. Породы твердые и мелкозернистые (граниты, кварциты, диабазы) при этом полируются, менее прочные покрываются царапинами и шрамами, — от тонких волосных бороздок до настоящих жолобов в метр и более глубины. Скалистые выступы сглаживаются, превращаясь в куполообразные холмы и так называемые *бараньи лбы* (в которых отшлифованный и пологий склон обращен навстречу леднику, а более крутой — в противоположную сторону). Совокупность этих образований создает специфический ландшафт „курчавых скал“ (*roches moutonnées*, *Rundhöcker*).

Эффект выпаживания ослабляется тем, что лед движется как пластичное тело, т. е., наткнувшись на преграду, может

обтекать ее или переползать. Кроме того, из-за перегруженности мореной и развивающегося трения, лед вблизи дна течет медленно, а в некоторых случаях даже остается неподвижным.

Выпахиванию ледникового ложа много помогает морозное выветривание: вода, которая всегда имеется в придонных частях глетчера, попадает в трещины горных пород, замерзает там и, увеличиваясь в объеме, разрывает их, превращая постепенно крепкие камни в дресву. Ледник в своем течении соскабливает рыхлый слой и уносит его, обнажая для выветривания свежие поверхности скал. Процесс этот идет неустанно и весьма энергично. Некоторые

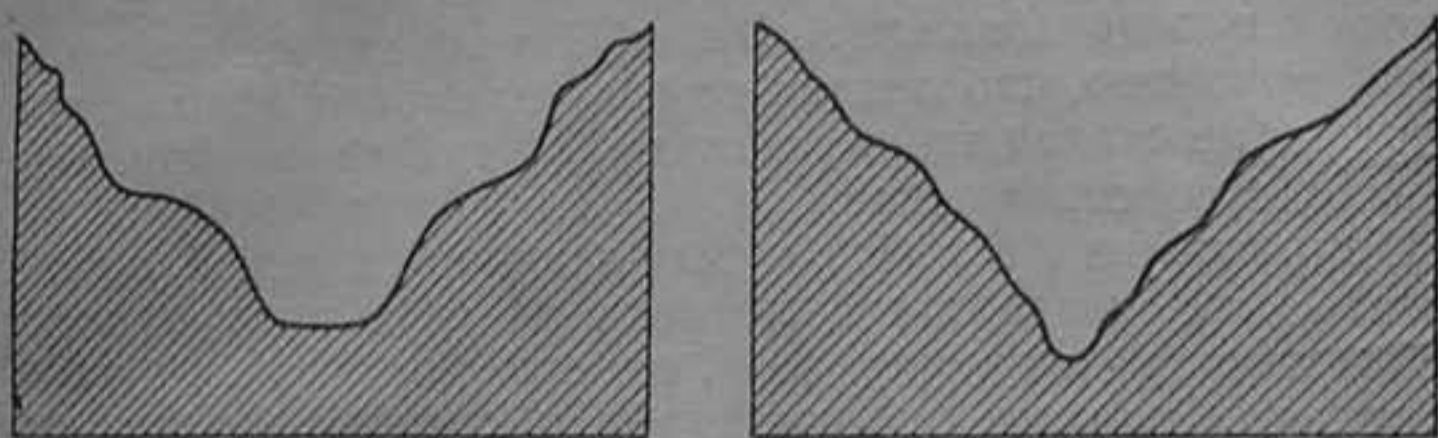


Рис. 5. Поперечные профили трога (слева) и не разработанной ледником речной долины (справа).

исследователи отводят ему даже центральное место в вопросе о скульптурной работе ледников, полагая, что глетчер играет лишь пассивную роль „чистильщика“ и переносчика материала, подготовленного морозным выветриванием.

Своеобразно действие, оказываемое ледником на поперечный и продольный профиль занимаемой им речной долины.

Преобразование поперечного профиля сводится, главным образом, к его „раздалбливанию“, в результате чего он получает форму корыта или трога: плоское широкое дно, обрамленное крутыми склонами (рис. 5). На дне трога находят оставленные ледником морены, курчавые скалы, а стенки его носят следы полирования и штриховки. Продвигаясь по долине, ледник все время расширяет и сглаживает своеместилище, срезывает мысы, выступающие между устьями боковых притоков. Очевидно, что те участки, которые возвышались над уровнем льда, не могли испытывать на себе его влияния, и мы почти всегда на известной

высоте обнаружим изменение характера этого склона, исчезновение ледниковых борозд и т. п., т. е. находим границу, до которой доходил лед (отсюда довольно просто вычислить и толщину ледника, некогда заполнявшего долину).

Проследивая в продольном направлении какую-нибудь долину, покинутую ледником, можно заметить, что уклон дна ее не везде равномерный: на одних участках—небольшой, на других—круче, а местами дно образует поперечные уступы или ступени. Все это можно наблюдать и в долине, никогда не подвергавшейся оледенению,—там этот облик стоит в связи с эрозией текучей воды и с геоморфологически молодым возрастом реки: со временем эти неровности будут устранены (если тому не помешает изменение базиса эрозии), и профиль приобретет форму вогнутой плавной линии, известной под названием „кривой равновесия“. Но в неледниковой речной долине все участки дна, независимо от крутизны их падения, наклонены вниз по течению, тогда как в ледниковой некоторые из них имеют иногда обратный уклон, причем обратные уклоны наблюдаются как раз перед более или менее заметными уступами. И тогда „гребни“ последних образуют как бы пороги, протягивающиеся поперек долины. Пороги эти получили очень меткое название „засовов“, „задвижек“ (verrou) или ригелей. Стало быть, ледниковая долина распадается на ряд следующих друг за другом плоскодонных бассейнов, разгороженных (замкнутых) барьерами на крутых переломах в продольном профиле.

Было бы неправильно думать, что ледник самостоятельно выработал подобный профиль: все его характерные черты заложены были, в основном, еще в период, предшествовавший оледенению. Не будь ледника, профиль непрерывно стремился бы к кривой равновесия. Глетчер же, занявший долину, не только приостановил это стремление, но еще более подчеркнул и усилил существовавшую до него картину. На ступенях (R_1 , R_2 , рис. 6), где уклон круче и, следовательно, быстрота движения льда максимальная, казалось бы, экзарация и должна происходить наиболее энергично. Но скорость, вообще очень незначительная у ледников, не может здесь компенсировать того, что толщина льда на уступах весьма мала и что лед прилегает к скалам не плотно, образуя даже полости: поэтому, экзарация слабая, уступ мало разрушается. На плоских же участках (выше и ниже R_1 и R_2), хотя скорость и меньше, но лед прилегает

к постели вплотную и, вследствие своей большой мощности, оказывает на нее колоссальное давление, — тут экзарация достигает своей наибольшей величины (глубина ее на рис. 6 показана точками), и ледник выпахивает „бассейн“.

В долине, испытавшей оледенение, нередко можно видеть, что окончания ее боковых притоков обрываются высоко (иногда до 300—500 м и более) над ее тальвегом, — говорят, что эти притоки образуют висячие долины и что главная по отношению к ним является переуглубленной.

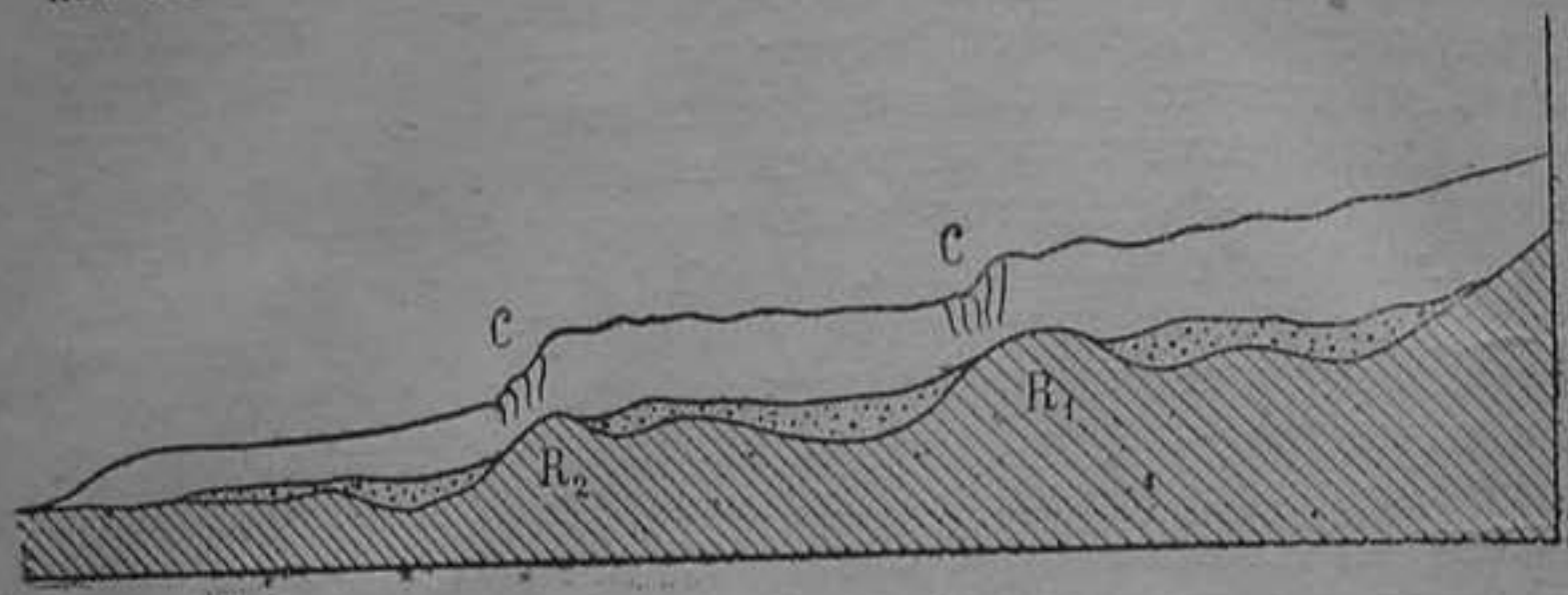


Рис. 6. Схема образования ригелей. R_1 и R_2 — уступы в продольном профиле, C и C — ледопавы.

Поэтому, реки, струящиеся в этих боковых долинках, низвергаются в главную водопадами или стекают в нее пенными каскадами по чрезмерно крутому устьевому своему отрезку. В висячих долинах тоже усматривают проявление деятельности ледника, объясняя их отчасти тем, что ледник, срезая мысы, выдвигающиеся между устьями боковых притоков, подрезает также и нижние части долин этих притоков, а равно и тем, что во время оледенения боковые долины были заполнены более мелкими ледниками, выпахивающими гораздо слабее и на меньшую глубину, чем ледник основной долины.

Размеры настоящей главы не позволяют войти подробнее в рассмотрение вопросов гляциальной морфологии. Мы не останавливаемся поэтому на ледниковых цирках (карах), вставленных трогах, ландшафтах областей древнего оледенения и т. п. Это завело бы нас слишком далеко от поставленных перед нами задач. Считаю лишь нужным отметить в заключение, что некоторые из описанных выше форм (трогоподобный профиль, висячие и переуглубленные до-

лины) могут возникать и без участия льда и удовлетвори-тельно объясняться работой проточных вод, ибо довольно часто на земле различные деятели приводят к образованиям, сходным по внешнему облику. Это всегда следует иметь в виду при наблюдениях: факт, истолкованный слишком поспешно и просто, влечет за собою и неправильные общие выводы.

ГЛАВА VII

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Ледники горных склонов. — Группа долинных ледников. — Ледники горных вершин. — Сложные ледниковые комплексы. — Ископаемые ледники.

Формы, в которых проявляется оледенение, непосредственно зависят от сочетания климатических и орографических условий на данном участке земной поверхности. Сочетания эти отличаются большой сложностью, вследствие чего и типы ледников многочисленны и разнообразны. Между отдельными типами ледников и оледенений в природе нет резких границ: они всегда связаны друг с другом промежуточными, переходными стадиями.

На склонах горных хребтов или отдельных гор часто встречаются так называемые висячие ледники. Язык их очень мал по сравнению с фирновым полем. Ни область накопления снега, ни канал истечения льда не приурочены к каким-нибудь резко выраженным депрессиям в рельефе, — чаще всего ледник использует для этой цели плоские вогнутости. Такие ледники почти никогда не спускаются к подошве горы и висят высоко, словно приклеенные всей своей массой к склону.

К висячим ледникам близки по своему характеру каровые или мульдовые ледники, занимающие на склонах гор нишеобразные вырезки с крутыми стенами и плоским дном. Эти углубления (кары), напоминающие кресла, расположены ближе к гребню, поэтому ледники, заполняющие их дно, тоже почти не выходят за пределы снеговой линии. Каровые глетчеры имеются во всех горах, где существует оледенение, но особенно характерны они для Пиренеев, вследствие чего их обозначают еще как „пиренейский тип“ ледников.

Классическим образцом глетчеров являются долинные ледники. Их свойства и особенности изучены лучше всего. Именно по отношению к ним выработаны основные законы гляциологии, касающиеся движения, структуры глетчерного льда и т. п. Современная гляциология XVIII века, тем не менее и до сих пор еще остается по преимуществу учением о долинных ледниках.

Ледник этого типа занимает более или менее значительную часть речной долины, верхняя часть которой, расширенная в виде чаши, служит бассейном накопления твердых атмосферных осадков, а участок, расположенный ниже цирка—каналом истечения льда, вместилищем ледникового языка. Вследствие этого долинный ледник в плане представляет сравнительно узкое удлиненное тело. Область питания в нем резко обособлена от области стока. Понятие фирновой границы здесь приобретает наиболее реальное значение. Долинный ледник, состоящий из одного ледяного потока, называется простым (напр., Боссон в массиве Монблана). Если же он имеет боковые притоки—его называют сложным (Алечский ледник, Мэр-де-глас). Простые долинные ледники характерны для Альп, поэтому их обозначают еще как „альпийский тип“ ледника. Некоторые отклонения от альпийского типа получили свои особые обозначения. Так, например, Клебельсбергом название „туркестанский тип“ было предложено для ледников, у которых отсутствует развитый фирновый бассейн, и питание происходит, главным образом, за счет лавин. Языки этих глетчеров, очень длинные по сравнению с областью питания, залегают в долинах, которые заканчиваются вблизи гребня слепым концом, иногда без всякого расширения. Такой ледник может быть как простым, так и сложным, причем в последнем случае его притоки характеризуются обычно теми же чертами, что и он сам. Туркестанский тип глетчеров широко распространен в Тянь-шане, Куэнь-луне и некоторых других горных системах.¹

С другой стороны, мы знаем примеры и очень усложненных долинных ледников,—так называемый „гималайский тип“ или дендритовые (древовидные) ледники. Они обыкновенно не принадлежат одному какому-нибудь гор-

¹ Ряд исследователей описывает их также под названием „мустагский тип“, „куэилунский тип“ и т. п.

размерам (80—90 000 кв. км), но зато выдвинутый в открытое море (барьер Росса заполняет защищенный залив).

Обломки концов ледников, погружающихся в море, как в Арктике, так и в Антарктике дают многочисленные айсберги.

В заключение этого беглого и далеко не полного обзора нам остается сказать несколько слов об ископаемом (каменном) льде, выходы которого встречаются на берегах Аляски, омываемых Беринговым проливом и Полярным морем, на р. Мэкензи, на побережье северной Азии (в низовьях Яны, Колымы, в дельте Лены, в Анабарском заливе), на Новосибирском архипелаге (острова Большой Ляховской и Котельный), в обрывистых берегах озера Кара-куль на Памире, в долине р. Кум-тер (верховья Нарына) в центральном Тянь-шане и т. п. Вопрос о происхождении этого льда не принадлежит еще к числу решенных,—можно думать, что каменный лед в известных случаях представляет собою остатки промерзших озер или погребенные речные наледи, но в некоторых районах он обладает, подобно глетчерному льду, явственной зернистой структурой, говорящей в пользу его атмосферного, а не водного происхождения. На Б. Ляховском острове обрывы, сложенные в основании ископаемым льдом, тянутся непрерывно на десятки километров. По мнению Толя,¹ новосибирские каменные льды представляют собою участок материкового льда, погребенный (и вследствие этого защищенный от уничтожения) под „землистыми и озерными образованиями“.

В периферических областях современных ледников (на Кавказе, в Альпах, Тянь-шане, на Памире, Аляске) можно часто наблюдать линзы „мертвого“ (потерявшего связь с телом ледника и поэтому неподвижного) льда, предохраненного от таяния более или менее толстым покровом морены. Принципиально, мертвый лед ничем не отличается от ископаемого, но глетчерная природа его не вызывает сомнений. Особенно значительные поля мертвых льдов описаны для Антарктики (берег Южной Виктории), для Исландии (на северной окраине Ватна-ёкуля), для Аляски (периферия ледника Маляспина, весь „ледник“ Вуд в районе Ледниковой бухты) и т. п.²

¹ Э. Толя. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. Зап. И. Р. Г. О. по общей географии, т. XXXII, № 1, СПб., 1897.

² R. F. Flint. Stagnant ice as a factor in the genesis of glacial deposits, Zeitschr. f. Gletsch., 1932, вып. 4—5, стр. 455—470.

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ.

Оледенение земного шара.—Острова и материк Европы.—
Оледенение Азии.—Ледники Новой Зеландии.—Африка.—Северная и Южная Америка.—Антарктида.

Свыше 15 млн. кв. км поверхности суши земного шара, т. е. почти одна десятая часть ее, покрыты льдом и вечным снегом. Наибольшие массивы льда сосредоточены в полярных областях обоих полушарий (особенно южного), наименьшая площадь оледенения—в экваториальной зоне.

ЕВРОПА. Значительным покровом льдов в европейской части Полярного моря обладают Исландия, Ян-майен, Шпицберген, архипелаг Франца-Иосифа и Новая Земля. На Исландии как внутри острова, так и на его окраинах, расположены огромные фирновые и ледяные поля, занимающие в совокупности около 13 000 кв. км (20% поверхности всего острова). Снеговая линия в более влажной (около 1 000 мм осадков) южной части острова лежит на высоте 850—900 м, на более сухой (500 мм) северной—1000—1300 м. От ледяных полей отходят многочисленные, но небольшие ледники, местами спускающиеся к берегу моря. Самый крупный (8000 кв. км) ледниковый панцырь Ватна-ёкуль расположен у юго-восточного берега; наиболее значительный ледник, вытекающий из него—Скейдар (длина 20 км). На южном берегу расположено ледяное поле Мирдальс, в центре острова—Хофс-ёкуль (1350 кв. км) и Ланг-ёкуль (1300 кв. км), в северо-западной части—Дранга-ёкуль и др. Исландия („страна льда“) вполне заслуживает свое название, но она с таким же успехом может называться и „страною огня“, так как на ней, часто среди ледяных пустынь, высятся мощные вулканы.

Ян-майен представляет собою тоже вулканический остров, уединенно лежащий среди океана между Исландией и Шпицбергенем. Большая часть его занята вулканом Бееренберг (2545 м). Снеговая граница проходит на высоте около 800 м, и выше нее горный массив покрыт шапкой снегов, от которой до самого моря тянутся ледниковые языки. Общая площадь оледенения 70 кв. км.

На Шпицбергене главные площади развития льдов в форме ледяных щитов приурочены к Северо-Восточной земле и Северной Фрисландии, занимая поверхность около

„фокусами“ оледенения являются массивы Тауерн, Этцталь Финстерааргорн и группы Монте-Розы и Маттергорна. Наиболее крупные глетчеры находятся в Западных Альпах (границу между Западными и Восточными Альпами составляет меридиан Боденского озера): Алечский (длина около 29 км, площадь 115 кв. км) и Унтераарский (длина 16 км, площадь 39 кв. км) в группе Финстерааргорна, Горнер (длина 15 км, площадь 67 кв. км), Ледяное Море (Mer de Glace, длина 15 км, площадь 55 кв. км, в группе Монблана) и другие. Общее число ледников в Альпах около 1200. Среднее годовое количество осадков 750 мм.

В Пиренеях, при среднем годовом количестве осадков в 500 мм, снеговая граница на северном склоне лежит на высоте 2800 м. Оледенение приурочено только к этому склону, представлено исключительно каровыми и висячими ледниками и занимает площадь не свыше 40 кв. км.

Еще более ничтожны размеры оледенения на приполярном Урале,—суммарная площадь всех 15 каровых и висячих ледничков, сосредоточенных в трех очагах (у гор Народной, Сабля и Хайма, по обе стороны от 65-й параллели) не превышает 2—3 кв. км. Леднички, носящие реликтовый характер, оканчиваются на высотах 700—1200 м. Самый крупный из них—ледник Гофмана на склоне горы Сабля—имеет в длину всего 1 км.

АЗИЯ. Самый северный архипелаг в азиатском секторе Арктики носит наименование Северной Земли. От материка (от Таймырского полуострова) он отделен нешироким (57 км) проливом Вилькицкого и состоит из трех крупных островов (Комсомолец, Октябрьская Революция, Большевик) и нескольких мелких, занимая, в общем, около 37 000 кв. км. Внутренние части островов покрыты ледниковыми щитами, сливающимися на о. Комсомолец в почти сплошной ледниковый покров, а на других уже разбившимися на отдельные разъединенные куполы. Ледниками занято 42% всей площади Северной Земли, причем к югу процент оледенения быстро убывает.

Мощный ледяной щит (типа „островного льда“) на о. Комсомолец, обладающий слабо волнистой поверхностью, по широким долинам ответвляет многочисленные апофизы, спускающиеся в море. На острове Октябрьской революции выделяются четыре ледяных купола: два на северо-востоке, к западу и востоку от фиорда Матусевича, один на юге между меридианами фиорда Марти и мыса Свердлова и один

на западной оконечности, южнее широты залива Сталина. Особенно интересен самый северный купол: здесь в рельефе острова довольно отчетливо выражены два плато, высотой 600 и 400 м. Лед, залегающий на более высоком, спускается в виде долинных ледников на поверхность более низкого, образуя здесь тоже ледяной панцырь, а отсюда вновь в виде долинных ледников стекает уже в море. Получается особый тип оледенения, в котором смешиваются черты скандинавского и аляскинского типа. Предгорные ледники имеются также на восточной стороне острова, омываемой проливом Шокальского.

К крутым краям ледниковых куполов примыкают полосы навешанного снега.

На о. Большевик—два купола, в западной и восточной части острова.

На Новосибирских островах, особенно на Большом Ляховском и на Котельном, четвертичные отложения содержат в себе огромные толщи погребенного „каменного льда“, образующего иногда по берегам величественные высокие обрывы.

К северо-востоку от Новосибирского архипелага расположена группа небольших островов Де-Лонга. Самый крупный из них—о. Беннета—представляет покрытое снегом плато, от которого спускается много ледников: на северном берегу они не доходят до моря, на южном—доходят. Остров Генриетты тоже в большей своей части покрыт льдом.

Северо-восточная окраина Азиатского континента характеризуется слабым развитием ледников. Незначительные площади оледенения отмечены на Камчатке. Снеговая линия лежит здесь на высоте 1600 м, среднее годовое количество осадков составляет около 700 мм. Ледники Камчатки почти совершенно неизучены. Связаны они в своем распространении с некоторыми вулканическими сопками. В Срединном Камчатском хребте в истоках р. Тигиль (вулканический хребет Белый) имеются два небольших ледника. Из вулканов восточной части Камчатки несут незначительные ледники сопки Шивелуч (6 ледников), Арик, Камбаль-ная, Авачинская (небольшие леднички внутри соммы), Корякская, Жупановская, Крестовская, Ключевская группа вулканов и некоторые другие.

Переходя к средней полосе Азии, мы должны отметить оледенение Кавказа, мало уступающее оледенению Альп.

Снежная линия в западном Кавказе лежит на высоте 2900 м, в восточном высота ее колеблется от 3500 (северный склон) до 3900 м (южный склон). В районе Арарата снеговая граница поднимается до 4400 м, в связи с значительной сухостью климата этого района (около 200 мм осадков); следствием этого является также и ничтожное оледенение Арарата и Алагеза. Главная масса ледников приурочена к Большому Кавказу,—число их здесь доходит до 1400, при общей площади оледенения около 2000 кв. км. Подавляющее большинство глетчеров располагается на северном склоне. Наиболее крупными центрами оледенения служат Абхазские Альпы (с Эльбрусом, высотой около 5650 м, с которого стекают 15 крупных и до 60 мелких ледников общей площадью более 200 кв. км), Сванетские Альпы (высшая точка Дых-тау, 5200 м), в которых находится самый длинный ледник Кавказа—Бизинги (17—20 км), Дигорские Альпы (с вершиной Адай-хох, 4650 м) и Осетинские Альпы (Казбек, 5045 м).

После Бизинги самыми значительными ледниками на северном склоне Кавказского хребта являются: Карагом длиной 14,9 км (бассейн Уруха), Дых-су—15,3 км (истоки Черема Балкарского), Шхельды—10,1 км (в системе Баксана), Цейский—9 км и др., а на южном—Лекзыр 13,6 км, Цаннер 12,1 км и Твибер 10,4 км (все в бассейне Ингура).

Величественные хребты и горные цепи Средней Азии и покрыты значительными массами снега и льда. В пределах Советского Союза насчитывается около 1250 ледников, но нет сомнения, что число их значительно больше, так как указанное количество приходится на долю преимущественно долинных ледников, а ледники каровые и висячие почти не регистрировались. Общая площадь оледенения, вероятно, не менее 10 000 кв. км. Богаче всего ледниками хребты Терской-алатау и Гиссарский, главными же узлами оледенения являются массивы Хан-тенгри (7000 м), Ак-шийряк в верховьях Большого Нарына (до 5100 м) и район пика Сталина (7495 м) на Памире. Как и на Кавказе, ледники лучше всего развиты на северном склоне хребтов, где они спускаются, в среднем, до высоты 3058—3942 м. В горах Средней Азии типы ледников представлены весьма разнообразно: наряду с висячими, каровыми, а также простыми и сложными долинными ледниками, мы имеем здесь грандиозные „дендритовые“ глетчеры (Иныльчек, Федченко), ледники „туркестанского“ типа, асимметричные,

долинно-висячие, ледники плоских вершин, переметные и даже формы скандинавского оледенения (Ак-шийряк, частью—Терской-алатау). Самые крупные в мире долинны ледники (если не считать аналогичных глетчеров Антарктики и Гренландии) находятся в группе Хан-тенгри (Иныльчек, длиной 80 км¹) и на Памире (ледник Федченко, 77 км). Довольно значительно также количество ледников, превышающих по длине крупнейшие ледники Альп: ледник Колпакского (15 км) на южном склоне Терской-алатау, ледники Семенова (30 км) и Мушкетова (20 км) в Сарыджаском хребте в районе Хан-тенгри, ледник Каинды (30 км) на южном склоне хребта Иныльчек, ледники Ферсмана и Мушкетова (по 12 км) на северном склоне Кок-шаала в истоках Сарычата и Ото-таша, ледник Щуровского (12 км) на северном склоне Туркестанского хребта, ледник Зеравшанский (25 км) в системе Алайского хребта, ледник Корженевского (20 км) в бассейне р. Кызыл-су в Заалайской цепи, ледники Петра I (12 км), Брюкнера (25 км), Финстервальдера (14—16 км), Гармо (25 км) и другие в хребте Петра I, ледник Географического общества (18 км) в верховьях р. Ванч в Дарвазском хребте, ледники Оби-мазар (25 км) и Нотгемейншафт (40 км) в Язгулемском хребте и т. д. Снеговая линия лежит очень высоко, поднимаясь иногда до 4500 и более метров.

Слабо еще изучены и ледники Гималаев, Каракорума, Гиндукуша и Куэнь-луня. Снеговая граница на южном склоне восточных Гималаев лежит на высоте 5200 м (осадков 2000 мм), в центральных Гималаях—4500 м (осадков 1500 мм), в Гиндукуше—4800 м (осадков 300 мм), на северном склоне Каракорума—5800 м (осадков 200 мм) и в Куэнь-луэ—5200 м (осадков 200 мм). Наиболее значительное оледенение сконцентрировано в районе Эвереста (8840 м), около массива Канчинджинга (8580 м) и в Каракоруме. Грандиозные глетчеры Каракорума почти не уступают величайшим ледникам Тянь-шаня и Памира: ледник Биафо имеет в длину 50 км, ледник Хиспар, его западный сосед, вытекающий из общего с ним фирнового поля (так наз. „Фирновое озеро“ в районе Хиспарского перевала), имеет в длину 64 км, ледник Бальторо, расположенный восточнее Биафо, тянется

в длину на 56 км, ледник Сиачен—на 72 км. Все это типичные „дендритовые“ глетчеры, принимающие огромное количество притоков. Всего в Каракоруме свыше 500 ледников, а общая площадь оледенения составляет 10250 кв. км.¹

Исключительный научный интерес представляет открытие в Каракоруме ледников, которые можно было бы назвать „двухъярусными“. По Ф. Виссеру, некоторые боковые ледники, впадая в главный, не соединяются с ним органически, а просто „вытекают“ на его поверхность. Вследствие того, что скорость главного „несущего“ ледника (Tragendegletscher) обычно больше скорости боковых „перемещаемых“ ледников (Schiebendegletscher), концы последних отрываются от материнской массы и, в виде огромных глыб мертвого льда, увлекаются главным глетчером вниз по течению как бы на ленте конвейера.

Исследуя в западном Каракоруме большие ледники Хурдопин (длиной 47 км) и Вирджераб (40 км), ныне разъединенные, Виссер получил убедительные доказательства того, что в очень недавнем прошлом, когда оба они представляли единую систему, Хурдопин от места слияния двигался поверх Вирджераба, служившего ему постелью.²

На границе СССР с Монголией расположен Алтай—горная страна, поднимающаяся в своей центральной части до высоты 3500—4500 м. Климат Алтая континентальный, с теплым, довольно дождливым, летом и холодной мало-снежной зимой. Осадков выпадает в разных частях от 400 до 750 мм. Снеговая линия повышается с запада на восток и лежит на высоте 2300—3500 м, а ледники спускаются до 2000—2700 м высоты. По данным на 1933 г. общая площадь оледенения Алтая в пределах СССР равна 468 кв. км (число ледников 541). Если присоединить сюда и монгольский Алтай, то цифра повысится до 735 кв. км (679 ледников). Однако, ледники Алтая, как и других горных цепей Азии, далеко не все изучены и зарегистрированы. Более тщательное исследование Чуйских Альп, гор Биш-иерду, Ка-

¹ Geografiska Annaler, 1929, вып. 3—4, стр. 329—331.

² Ph. C. Visser. Gletscherüberschiebungen im Nubra- und Shyock-Ge-

biet des Karakorum, Ztschr. f. Gletsch., 1932, вып. 1—3, стр. 29—44.
Аналогичные двухъярусные ледники наблюдались также К. К. Марковым (1932—1933 г.) на Памире (см. „Библиография“; Труды ледн. экп. 2 МПГ, вып. II).

¹ М. А. Демченко. Ледники центрального Тянь-шаня—Иныльчек. Резюме и др., Тр. I. Всесоюз. Географ. Съезда, вып. 3, Ленинград, 1934, стр. 164—173.

тунских Альп и т. п., вероятно, приведет к открытию еще многих новых ледников. Наибольшее количество ледников имеется в Катунском хребте (308, при площади оледенения 235 кв. км) и в группе Табын-богдо-ола (150—200 кв. км). К самым крупным глетчерам относятся: Алахинский ледник, длиною 8 км и площадью 20 кв. км (на р. Алахе, истоке Аргута), ледник Пржевальского, длиною 12 км, площадью 30 кв. км (западный склон Табын-богдо-ола, в системе реки Северный Канас) и ледник Потанина—длинною 16 км и площадью 50 кв. км (на восточном склоне Табын-богдо-ола, в системе р. Аккол, притока р. Кобдо).

Небольшие леднички известны еще в Саянах (массив Мунку-сардык), с общей площадью не свыше 2—3 кв. км.

АВСТРАЛИЯ И ОКЕАНИЯ. На материке Австралии и на островах Океании ледники неизвестны. Единственное исключение представляет Новая Зеландия. Горная цепь, тянувшаяся вдоль Н. Зеландии, делит ее на две части: северо-западную, влажную, где снеговая граница находится на высоте 1850 м, и более сухую юго-восточную, где снеговая линия лежит на высоте 2300 м. На Н. Зеландии насчитывается 50 ледников с общей площадью более 1000 кв. км. Самый крупный из них—ледник Тасмана (длинною 30 км). На юго-восточном склоне ледники оканчиваются на высоте до 700 м, а на северо-западном сползают до 200 м, в отдельных случаях—до 115 м, в область развития настоящей тропической растительности (буков, древовидных папоротников и т. п.). Среднее годовое количество осадков—750 мм на восточном берегу, а на западном до 2500 мм.

АФРИКА. Совершенно ничтожна площадь, занятая ледниками в Африке—всего около 50 кв. км. Ледники здесь известны на потухших вулканах Кения, Килиманджаро (к востоку от озера Виктория-Ньянца) и в горах Рувензори (западная часть Уганды). Снеговая линия в районе первых двух массивов лежит на высоте 5380—5800 м, в Рувензори—несколько ниже—4500 м, в связи с тем, что на Рувензори выпадает вдвое больше осадков (1500 мм), чем на Килиманджаро (750 мм). Для Африки характерно, что снега окутывают вершины сплошными мантиями, но отделяют от себя лишь очень короткие ледяные лопасти.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА. Современное оледенение Северной Америки приурочено главным образом к горной системе Кордильер и к Полярному архипелагу. Некоторые вулка-

нические пики в Мексике, вздымающиеся на южной окраине Мексиканского плоскогорья, например, Орисаба (5550 м) и Попокатепетль (5450 м) одеты шапкой фирнов, дающей начало небольшим глетчерам. Снеговая линия здесь проходит на уровне 4600 м, осадков выпадает до 1500 мм, оледенение представлено типом фирновых ледников.

В Соединенных Штатах южная граница ледников совпадает с параллелью 39°. В той части Сиерра-Невады, которая носит наименование Высокой Сиерры, встречаются небольшие ледники, сгруппированные около самых высоких пиков (Дэна, Ляйеля, Риттера). Самый значительный ледник (на северном склоне г. Ляйель) не превосходит в длину 1,5 км. Высота снеговой линии 3600 м, причем ледники едва только выходят за ее пределы. Осадков здесь около 1000 мм.

В северной Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне глетчеры многочисленнее, не спускаются ниже 1800 м, но иногда своими окончаниями достигают верхней границы леса. Крупнейшие сосредоточены около вершин Шаста (4370 м), Ренье (4430 м), Бэкер и др. На первых двух горах ледники характеризуются радиальным расположением. От вулканической вершины Шаста глетчеры расходятся во все стороны лучами: на север—ледники Уитней и Булам, на северо-восток—Хатлум (самый крупный), на восток—Уинтун и на юг—Конвактон. Еще более яркая картина лучистого растекания ледников наблюдается на горе Ренье (или Такома).

В Скалистых горах оледенение на юге представлено небольшими снежниками. Пятна вечного снега увеличиваются в количестве по направлению к северу, и в Монтане и прилегающих частях Канады встречаются уже настоящие ледники.

Глетчеры канадских Кордильер многочисленны, но плохо еще изучены. Лучше других известны они в одной из цепей Золотых гор—в горах Селькирк (например, ледник Иллесельвет), а также в Береговой цепи в бассейне реки Стикайн.

Но подлинное царство льдов представляет побережье Аляски. Здесь по западному берегу идут горы, северная часть которых носит наименование Аляскинского хребта (под 63° с. ш. в горе Мак-Кинли он достигает высоты 6188 м). От Кенайского полуострова до пролива Кросс-саунд тянется

хребет св. Ильи с высшими точками—г. св. Ильи (5500 м) и г. Логан (5850 м). Для развития ледников берега Аляски представляют изумительно благоприятное сочетание орографических и климатических условий. Море приносит сюда большие массы теплой воды, которая испаряется, а затем быстро конденсируется в виде осадков в соседстве с гигантскими холодными вершинами. На склоне, обращенном к Тихому океану, осадков 2000—3200 мм, а в отдельные годы до 5000 мм. Снеговая линия на высоте всего 600—750 м. Внутри же страны, например на Юконе, осадков в десять раз меньше, и снежная линия лежит на высоте 1800 м. Побережье отличается влажным и умеренным климатом, в центре же полуострова климат суровый и холодный.

Горный район между каналом Линн и заливом Кука чуть ли не сплошь покрыт снегом и льдом: не менее 38000 кв. км горной страны погребено под обширным фирновым полем, из которого на север и юг через узкие ущелья текут ледники. Внутри гор ледники не изолированы в своих долинах, а связаны друг с другом через боковые проходы, образуя как бы ледяную сетку, разделенную скалистыми „островами“. Питание ледников настолько обильное, что они, выливаясь на прибрежную равнину, объединяются здесь в предгорный глетчер или доходят до моря и дают начало айсбергам. К наиболее значительным ледникам относятся: в районе Ледникового залива (59° с. ш.) — ледники Таку и Мюир, оба сползают в море; второй из них занимает площадь 1200 кв. км; в районе залива Якутат—ледники Сьюарда, Агассица, Тиндаля, Гюйо и др., которые, сливаясь концами, образуют ледник Маляспина,—громадное ледяное плато площадью свыше 4000 кв. км. В центральной его части поверхность льда чистая, но по окраинам засыпана таким густым слоем обломков, что на них растут кустарники и высокоствольные леса канадской ели, ольхи, виргинского тополя, причем возраст деревьев колеблется от 20 до 100 лет. Леса (площадь их 50—60 кв. км) растут на тех участках, где лед под мореной мертвый (неподвижный).

На побережье в 120 км к западу от Маляспина находится ледник Беринга, по размерам лишь немного уступающий леднику Мюир. К западу от ледника Беринга высота прибрежных гор по направлению к Алеутским островам снижается, ледники становятся меньше, разрозненное и

„взбираются“ выше. На Алеутах снеговая граница лежит уже на 2400—3000 м над уровнем океана.

В северо-американском полярном архипелаге (например, на земле Гринеля и др.) имеются фирновые поля и ледники, занимающие в общей сложности не менее 100 000 кв. км. Но о них мы почти ничего не знаем. Несколько лучше в этом отношении известна нам Гренландия. Почти весь остров—это мертвая ледяная пустыня площадью около 2 млн. кв. км. Под снегом и льдом колоссальной мощности похоронен весь рельеф страны,—только на окраинах, где эта мощность меньше, из льда торчат редкие группы бесснежных скал-нунатаков. Ледяной щит, однако, нигде не переступает границу суши и не стекает непосредственно в море: край Гренландии почти везде свободен от льда (за исключением бухты Мельвиля на западе, где лед подходит к берегу), причем ширина этой свободной каймы составляет от 1,5 до 160 км. Разгрузка ледяного щита происходит с помощью ответвляющихся от него долинных ледников, достигающих иногда в длину более 100 км. Многие из них спускаются в фиорды, которыми богаты берега Гренландии, и обламываются, образуя айсберги. На западе система фиордов местами прослеживается на 80 км внутрь под ледяной щит. Снеговая граница на востоке Гренландии лежит на высоте 1100 м (осадков выпадает 100 мм), а на западе, в связи с большей влажностью климата (500 мм осадков)—на высоте 800—900 м.

Внутри Гренландии находятся два очага питания: один на 65-й параллели (высота до 2400 м), и другой—более крупный—на 75-й параллели (высота до 3000 м). Кроме этих двух куполов, остальная поверхность материкового льда слабо волнистая и плавно понижается к периферии. Количество осадков совершенно недостаточно для роста ледникового щита и едва хватает для сохранения его массы. Таяние льдов значительно только на окраине. В расстоянии 50 км от берега в глубь континента оно уже очень мало, а в расстоянии 100 км практически не ощущается.

Движение льда на гренландском фьельде очень медленное (около 20 м в год), но скорость вытекающих из него потоков (ледников) доходит до 1000—7000 м. Поверхностная морена на ледяном щите совершенно отсутствует,—на нем ничего нет, кроме сухого и сыпучего снега. Долинных же ледники выносят много моренного материала,

займствованного частью от нунатаков. Донная морена развита хорошо.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА. Материк Южной Америки, подобно своему северному соседу, в отношении устройства поверхности асимметричен: на востоке его расстилаются обширные низменности и плоскогорья, а на западе по берегу Тихого океана тянется мощная цепь Анд. В северной части Южной Америки западный склон сухой, восточный — влажный. В Андах Эквадора (1500 мм осадков) снеговая линия лежит на высоте 5000 м, а в Перуанских (осадков 300 мм) — 5500 м. Между 17° и 27° ю. ш. снеговая граница поднимается еще выше — до 6100 м — из-за очень большой сухости воздуха; тихоокеанское побережье на этом участке представляет совершенно бесплодную пустыню (Атакама). В районе вершины Аконкагуа (на 33° ю. ш., высота 7000 м) снеговая линия опускается до 4000 м, а далее к югу, вследствие увеличения количества осадков — еще ниже: в Чилийских Андах (осадков 700 мм) — 1700 м, в Магеллановом проливе — 1200 м и на южном берегу Огненной Земли — 500 м. В горах южного Чили количество осадков местами достигает до 3000 мм в год.

Общая площадь оледенения в Южной Америке неизвестна, но по всей вероятности не менее 20—30 тыс. кв. км. В экваториальной и тропической части Южной Америки ледников немного; даже высочайшие вершины (вулканы) несут на себе небольшие снеговые пятна или снежные шапки. И только в Чили появляются настоящие ледники, которые местами (например, на 46,5° ю. ш. против полуострова Таитао) доходят даже до уровня моря. В Патагонии (южная часть Анд) между 46° и 51°30' ю. ш. на территории, протягивающейся в длину на 400 км, в ширину на 40—70 км, развито оледенение, именуемое иногда „Патагонским ледяным щитом“, — гораздо более грандиозное, чем в Исландии или Аляске. Ледники в плане напоминают огромные веера: например, ледник, спускающийся в озеро Виздма, при длине в 30 км, имеет в верховьях ширину 30 км, а на конце языка 6—3 км. Ледниковые области Южной Америки ждут еще своих исследователей.

АНТАРКТИДА. Почти вся площадь южно-полярного материка, насчитывающая около 13 млн. кв. км, занята самым большим в мире ледяным щитом мощностью до 600 м. Поверхность этого ледяного покрова представляет собою слабо всхолмленную равнину, поднимающуюся у полюса

до 3000 м высоты. Снеговая линия лежит почти на уровне океана. В рельефе Антарктиды намечаются значительные горные цепи: цепь Антарктических Анд тянется, повидимому, через весь материк от островов Грэхэма до земли Кармен; земля Виктории отделена от моря Росса высоким массивом в виде горста. Благодаря этому, помимо ледяного щита мы встречаем здесь и другие типы оледенения — долинные ледники, ледники горных подножий, ледяные барьеры и плавучие ледяные языки. Последние две формы в Арктике почти неизвестны.¹ Долинные ледники достигают колоссальных размеров — до 208 км в длину, при ширине в 8—25 км. Попадая на прибрежную равнину, они сливаются в ледники горных подножий. Выдвигаясь в море, они образуют плавучие ледяные языки. А последние, соединяясь вместе, дают начало ледяным барьерам. На восточном берегу земли Виктории, между заливом Эванса (75° ю. ш.) и проливом Мак-Мурдо (77°) на протяжении 220 км насчитывается шесть плавучих ледяных языков: Нансена, Дригальского (длина 60 км, берет начало в леднике Дэрида), Кларке, Шитам, Норденшельда (13 км, начинается в глетчере Маусона) и др. На границе земель Адели и Георга — ледяные языки Мерца и Нинниса (см. гл. VII), на земле Мэри — язык Терминэшен (ширина 25 км, длина 85 км) и т. п.

Самый крупный ледяной барьер Росса, занимающий площадь, почти равную Великобритании (400 000 кв. км), образован слиянием ледников, спускающихся с Южной Виктории и земли Кармен (глетчер Бэрдмор длиной 208 км, ледник Акселя Гейберга и др.). Из других барьеров отметим барьеры Шекльтона и Вильгельма.

Характерный признак антарктического оледенения — почти полное отсутствие морен: поверхностные не образуются, раз весь материк, кроме нескольких горных цепей, покрыт льдом, а донные и конечные отлагаются в море или уносятся вместе с айсбергами.

Острова, примыкающие к Антарктическому континенту, тоже в значительной мере заполнены льдом и снегом.

¹ По данным датской экспедиции 1916—1918 гг. на северо-восточном берегу Гренландии, особенно в бухте Йокель (78—79° с. ш.), встречаются значительные выступы материкового льда, плавающие на поверхности моря.

Геологическое относительное летоисчисление

Э р ы	П е р и о д ы	Э п о х и	В е к а
Кайнозойская (кайнозой)	Четвертичный	Верхнечетвертичная (голоцен)	Железный Бронзовый Неолитический
		Среднечетвертичная (плейстоцен)	Вюрмский (ледн.). Шельский Рисский (ледн.).
		Нижнечетвертичная (постплиоцен)	Миндель-рисский Миндельский (ледн.). Гюнц-миндельский Гюнцский (ледн.).
	Третичный	Верхнетретичная (неоген)	Плиоценовый Миоценовый
		Нижнетретичная (палеоген)	Олигоценовый Эоценовый Палеоценовый
Мезозойская (мезозой)	Меловой (мел)	Верхнемеловая Нижнемеловая	
Мезозойская (мезозой)	Юрский (юра)	Верхнеюрская Среднеюрская Нижнеюрская	
	Триасовый (триас)	Верхнетриасовая Среднетриасовая Нижнетриасовая	
Палеозойская (палеозой)	Пермский (пермь)	Верхнепермская Нижнепермская	
	Каменноугольный (карбон)	Верхнекаменноугольная Среднекаменноугольная Нижнекаменноугольная	
	Девонский (девон)	Верхнедевонская Среднедевонская Нижнедевонская	
	Силурийский (силур)	Верхнесилурийская (гот- ландская) Нижнесилурийская (ордовичская)	
	Кембрийский (кембрий)	Верхнекембрийская Среднекембрийская Нижнекембрийская	
Протерозойская (протерозой)	Альгонкский Архейский		

предгорных глетчеров, но выливались далеко на равнину, доходя до Ломбардской низменности. Внутри гор речные долины были переполнены льдом, и лед перетекал из одного бассейна в другой по целой сети переметных ледников. Гораздо интенсивнее чем ныне было оледенение в Пиренеях, на Кавказе. Ледники были развиты и там, где их нет сейчас (Вогезы, Шварцвальд).

Еще более величественно, чем в Европе, было оледенение Северной Америки: ледник здесь занимал 10 млн. кв. км, т. е. почти половину континента (Канаду и северную часть Соединенных Штатов), спускаясь на юг за линию Великих Озер. Ледяной материковый покров Америки имел три главных центра, из которых один—так называемый Кордильерский—находился у берегов Тихого океана, другой—Кьюотинский—к западу от Гудзонова залива, третий—на Лабрадоре.

Оледенение в Америке началось раньше, чем в Европе,—вероятно, уже на исходе третичного периода. Американские геологи считают, что ледниковых эпох было в Америке шесть: жерсейская (в плиоцене), канзасская (очень мощное оледенение), иллинойсская (вероятно, одновременная с гюнцской в Европе), айовская (краткая, соответствует миндельской), первая висконсинская (рисс) и вторая висконсинская (вюрм).

Более широкое, по сравнению с современным, развитие ледников в четвертичное время констатировано также в Африке (Атлас, Кения, Килиманджаро), в Австралии, Новой Зеландии, Тасмании, в южноамериканских Андах, Боливии, на Огненной Земле, на Алтае, Тянь-шане, Памире, Антарктике, Гренландии, Шпицбергене, во всей северной Азии (до 60-й параллели) и в других странах.

Ледниковая эпоха не составляет принадлежности только четвертичного периода.¹ В настоящее время геологи располагают материалом, который позволяет заключать, что в истории земли ледниковые периоды бывали неоднократно. Об этом свидетельствуют находки древних морен, где в сильно метаморфизованном отвердевшем глинистом цементе содержатся валуны, покрытые ледниковыми шрамами (такие ископаемые морены называются тиллитами). Осо-

¹ Хорошая сводка сведений о древних оледенениях: Ch. Schuchert, *Climates of geologic time* (гл. XXI в работе: *The climatic factor as illustrated in arid America*, by E. Huntington). Более новая и более полная: A. P. Coleman, *Ice ages recent and ancient*, New-York, 1926.

бенно убедительны те случаи, когда тиллиты залегают на породах, поверхность которых носит явные признаки воздействия на нее ледника (полировка, штрихи, царапины). Вполне естественно, что чем глубже мы уходим в прошлое земли, тем меньше сохранилось следов оледенений и тем менее достоверны те, которые сохранились.

Следы незначительного оледенения в миоценовое время найдены в Исландии, Альпах и Апеннинах. Известны также тиллиты из эоцена средней Европы, Британской Колумбии и юго-западного Колорадо (горы Сан-Хуан). Даже в мезозое, т. е. в эпоху, отличающуюся распространением по всей земле теплого (тропического) климата, были, повидимому, небольшие ледниковые центры: в Сиерра-Неваде (Калифорния) тиллиты найдены среди юрских осадков (брекчия свиты Марипоза), а в центральной Африке (к западу от Танганьики)—среди триасовых или на границе триаса и юры (здесь, вероятно, был ледник типа предгорных глетчеров).

Древние морены обнаружены среди каменноугольных и пермских отложений. Широкое их распространение свидетельствует, что каменноугольно-пермское оледенение по интенсивности не уступало четвертичному. Достоверные тиллиты этого оледенения установлены в южной Африке (Капская колония, Наталь, Трансвааль, Кимберлей), где они развиты на очень большом пространстве и достигают мощности 400 м. В Капской земле морены (так наз. двикский конгломерат), лежащие несогласно на девонских отложениях, содержат остатки морских животных, что показывает, что ледники здесь опускались в море. Тиллиты имеются и в западной части Мадагаскара, в Индии (Талчир, Соляной кряж), Аргентине (Сан-Хуан, Сиерра де ля Вентана), Бразилии (Сао-Пауло), южной Боливии, на Фалькландских островах и в Австралии—в восточной, южной и центральной части материка. Мощность австралийских тиллитов—до 400 м, и на южном берегу континента они лежат на породах, несомненно обработанных ледником: отполированных, покрытых штрихами и сохранивших даже форму бараньих лбов.

Следовательно, в это время ледниковый климат распространен был в нынешней экваториальной зоне и не захватывал современных полярных и умеренных областей. К северу от экватора оледенение простиралось до 20-й

параллели, а к югу до 40-й параллели. Большая часть ледниковых отложений той эпохи представляет либо основную морену, либо морену, вынесенную континентальными ледниками в море. В Африке и Индии ледниковая эпоха была как будто непрерывной. В Бразилии, повидимому, между двумя ледниковыми периодами был один теплый межледниковый, а в Новом Южном Уэльсе (Австралия) — несколько ледниковых эпох, чередующихся с межледниковыми.

Оледенение предположительно девонского возраста установлено в южной Африке. Здесь под нижнедевонскими морскими осадками залегает так наз. „свита Столовой Горы“, условно тоже относимая к нижнему девону и состоящая из кварцитов с прослойками сланца. В ней встречаются линзовидные скопления исштрихованных галек (до 35—40 см в диаметре), видимо, ледникового происхождения. Но типичных тиллитов и обработанной льдом постели не обнаружено. Общий характер осадков позволяет предполагать, что свита Столовой Горы осаждалась в холодной воде плавающими льдами, оторвавшимися от ледников наподобие современных айсбергов. Есть указания на находки девонских тиллитов еще в Верхней Силезии, Англии, Шотландии, Аляске, на северо-востоке Соединенных Штатов и в восточной Канаде.

Немногочисленные следы силурийских ледников имеются на Аляске (Юкон) и в районе Квебека.

Несомненные тиллиты, по возрасту относимые предположительно к началу кембрийского периода, описаны для южной Австралии и Китая.

Наконец, ледниковые отложения известны нам и из протерозоя, т. е. из той эры, когда на земле только занималась заря органической жизни. Тиллиты обнаружены в нижнепротерозойских отложениях Канады — в северном Онтарио и на пространстве от озера Гурон до озера Нипигон, т. е. от 46° до 50° с. ш. В трех пунктах здесь найдена также и постель, исцарапанная ледником. Верхнепротерозойские оледенения констатированы в Австралии и Норвегии. В южной Австралии ископаемая морена залегает под осадками нижнекембрийского возраста. Она выходит на протяжении 32 км к югу от города Аделаиды, на 700 км к северу, а с запада на восток обнажения ее встречаются на пространстве свыше 300 км. Валунные глины открыты также и на западном побережье Тасмании. Мощность тилли-

тов 180—450 м; отдельные изборожденные валуны достигают размера в 3—4 м. Так как обработанной ледником поверхности нет, то приходится думать, что тиллиты обрабатывались почти на уровне моря и отложены плавающими айсбергами. В северной Норвегии верхнепротерозойские тиллиты имеются на 70° с. ш. у Варангерфиорда в основании формации Гэза. Подобные же отложения известны на о. Кильдине и Канином полуострове.

Наконец, ледниковый материал протерозойского (точнее неопределенного) возраста найден в Сев. Америке у южного и юго-восточного берегов озера Верхнего, в Индостане — в верхних горизонтах так называемой кадапахской свиты, в Африке — в свите Претории или Грикатаун, в Китае — в провинциях по среднему течению Янг-тсе, и в Шотландии.

ГЛАВА X

О ПРИЧИНАХ ЛЕДНИКОВЫХ ПЕРИОДОВ

Гипотеза Аррениуса. — Теория вертикальных перемещений земной коры. — Гипотеза Броунова. — Теория перемещения полюсов. — Теория Симпсона.

Наличие следов древних оледенений в тех районах, где ныне вовсе нет ледников или где их сейчас меньше, чем в прошлом, указывает, что климат земного шара неоднократно менялся в сторону увлажнения и похолодания. Следовательно, ближайшая и непосредственная причина возникновения ледниковых эпох ясна. Но совершенно иначе обстоит дело, когда пытаются поставить вопрос в более общей форме: под влиянием чего могла происходить пере- группировка климатических элементов? Здесь еще — обширное поле для всякого рода домыслов и предположений. Одни из них представляют уже только исторический интерес, — в частности, астрономические гипотезы, которые причину развития оледенений искали в изменении наклона земной оси к эклиптике, периодическом изменении формы земной орбиты, температуры солнца, в прохождении солнечной системы сквозь различно „нагретые“ участки мирозданной системы сквозь различно „нагретые“ участки мирового пространства и т. п. Другие еще существуют приспособляясь к новым открытиям в области палеогляциологии. Мы остановимся вкратце лишь на тех, которые, если и не

могут быть приняты полностью, то все же содержат, вероятно, по „зерну истины“.¹

Большое внимание в свое время привлекла мысль, высказанная Сванте Аррениусом, что изменение климата может зависеть от изменения количества углекислоты (CO_2) в атмосфере. Как известно, двуокись углерода принадлежит к таким составным частям воздуха, содержание которых подвержено колебаниям (в противоположность „постоянным“ газам—азоту и кислороду). Наибольшей изменчивостью отличается водяной пар, но он, наравне с кислородом и азотом, довольно легко пропускает через себя свет и тепло, тогда как углекислота, не препятствуя потокам лучистой энергии литься на землю, сильно задерживает обратный уход этой энергии в межзвездное пространство, как только световые волны превратятся в теплоту. Сейчас в атмосфере всего 0,03% углекислоты. Если бы количество ее уменьшилось вдвое, это привело бы к понижению средней температуры земли (для областей, расположенных между 40-й и 60-й параллелями) на 4—5°, т. е. к ледниковому периоду. Наоборот, увеличение содержания углекислоты должно повысить температуру и создать условия тропического климата.

Целому ряду процессов, протекающих на земле, сопутствует или выделение углекислоты или ее поглощение. Углекислота связывается, прежде всего, жизнедеятельностью растений, извлекающих ее из воздуха для созидания органического вещества. Образование органогенной группы горных пород—известняков, каменных углей, торфа—тоже идет с поглощением углекислого газа. С другой стороны, CO_2 освобождается при сгорании соединений углерода, разложении органической материи и т. п. Но особенно мощными лабораториями, вырабатывающими углекислоту, являются вулканы. Тропический климат третичного периода Аррениус как раз и объяснял энергичным проявлением вулканизма. Ослабление последнего привело к ледниковой эпохе четвертичного времени.

¹ Обзор старых теорий, не затрагиваемых нами, можно найти в книге J. Geikie. The Great Ice Age, New-York, 1874. Систематический обзор старых и новых гипотез см. A. P. Coleman, Ice Ages recent and ancient, New-York, 1926. Теорию о зависимости оледенений от трансгрессий и регрессий моря развивает И. Лукашевич: О причинах ледникового периода, Природа, 1915, № 7—8.

Недостаток этой теории в том, что она противоречит геологическим данным о развитии вулканизма в четвертичном периоде. Целый ряд вулканов, которые сейчас считаются потухшими, проявлял весьма активную деятельность именно в ледниковое время, а ныне, в эпоху всеобщего сокращения льдов, вулканическая активность земли значительно понижена. Кроме того, медленность изменения содержания CO_2 не в состоянии объяснить быстрого чередования ледниковых эпох с короткими межледниковыми.

Затем нужно выделить группу „тектонических гипотез“, согласно которым оледенение вызывается вертикальными колебаниями земной коры. Раз начавшееся поднятие какого-нибудь участка суши, сопровождаемое энергичным расчленением его проточными водами (т. е., в сущности, образованием горной системы) может достигнуть такого масштаба, что высшие точки рельефа будут подняты к снеговой границе, и тогда на этой площади зарождаются ледники. Наоборот, опускание суши и, стало быть, создание для данного участка новых климатических условий, приведет к полному или частичному уничтожению ледников. Если процесс повторяется несколько раз, то происходит многократная смена холодных эпох теплыми межледниковыми. Что вертикальные перемещения имели место,—не подлежит ни малейшему сомнению. И, повидимому, во многих частных случаях (для горных хребтов) эта точка зрения является не только вполне приемлемой, но и единственно возможной. Однако, считать ее универсальной нельзя,—особенно, когда дело касается объяснения мощных оледенений равнинных стран (СССР, Канады) и, главное, одновременности проявления этих оледенений чуть ли не на всем земном шаре—в Новой Зеландии, Африке, Антарктике, Гималаях и т. д. Трудно допустить, чтобы в четвертичное время весь мир „поднялся“ к снеговой линии.

В 1924 г. с гипотезой о причинах ледниковых эпох на земле выступил русский метеоролог П. И. Броунов.¹ Исходя из того, что ледниковая эпоха является результатом не просто охлаждения климата, как полагали некоторые гляциологи, но и его увлажнения, он обращает внимание на то, что единственным фактором, вызывающим обильное выпадение снега, являются восходящие движения воздуха, свой-

¹ П. И. Броунов. О происхождении ледниковых эпох на земле, Природа, 1924, № 7—12.

ственные вихреобразным движениям атмосферы, так называемым циклонам. Область циклона делится на две части: северную—с ветрами с северо-северо-востока, холодными и приносящими в холодное время года снег, и южную—с ветрами от юго-юго-запада, теплыми, сопровождаемыми дождями. В настоящее время главные пути циклонов в Европе проходят на северо-восток вдоль берега Норвегии, а в Сев. Америке—по северной Канаде, через Гудзонов залив и южную часть Гренландии. Если в ледниковую эпоху выпадали обильные осадки и было холоднее, чем теперь,—значит пути циклонов были иные: они проходили южнее в северном полушарии и севернее—в южном.

Движение циклонов тесно связано с общей циркуляцией атмосферы, а последняя—с барическим рельефом, т. е. с распределением атмосферного давления на уровне океана. В барическом рельефе намечаются, во-первых, две полосы повышенного (> 760 мм) давления, тянущиеся в широтном направлении—это так называемые „затропические барометрические максимумы“ (в южном полушарии полоса максимумов располагается между 33 и 35° ю. ш., а на континентах северного полушария она лежит гораздо севернее, доходя, напр., в Азии до Байкала); во-вторых, у экватора расположен пояс барометрического минимума (< 760 мм); наконец, между 60 и 70° с. и ю. ш. располагаются два полярных минимума. Зоны, заключенные между осями максимумов, т. е. умеренные широты, как раз и характеризуются обилием движущихся барометрических депрессий (циклонов). Согласно Броунову, положение барического рельефа не является следствием распределения воды и суши, а зависит только (?—С. К.) от общего термического градиента земли и круговорота атмосферы, а последний зависит от скорости вращения земли на своей оси. Иными словами, если вращение земли ускоряется, тогда атмосфера „стягивается“ к экватору, вместе с ней приближаются к экватору полосы повышенного давления, полосы минимумов и зоны развития циклонов; если вращение замедляется—весь барический рельеф должен переместиться в сторону полюсов.

Астрономические данные показывают, что величина суток не остается неизменной, что сутки под влиянием замедления во вращении земного шара, в общем, становятся длиннее (из-за приливного действия луны и солнца). С другой стороны, охлаждение земли, т. е. уменьшение ее

радиуса, должно повлечь более быстрое вращение, т. е. укорачивание суток. Сложное сочетание обоих факторов приводит к тому, что укорочение может сменяться удлинением и наоборот. Ньюком, сравнивая наблюдавшиеся и вычисленные времена прохождения Меркурия через диск солнца за 200 лет (с 1677 по 1894 гг.) пришел к выводу, что за время с 1677 по 1769 гг. сутки укоротились на $5,4 \pm 2,5$ сек., с 1789 по 1869 гг. удлинились на $6,4 \pm 1,5$ сек. и с 1881 по 1894 гг. вновь укоротились на $3,1 \pm 1,6$ сек.

Броунов полагает, что накануне последней ледниковой эпохи нынешний барический рельеф был ближе к экватору, и циклоны шли не по северной окраине Европы, как теперь, а по средней Европе, причем север Европы охватывался северными частями циклонических областей (с пониженной температурой и обильными снегопадами). Несколько тысяч лет спустя скорость вращения земли уменьшилась, и барический рельеф занял теперешнее положение. Многократность оледенений объясняется многократным перемещением барического рельефа. Так же объясняются ледниковые эпохи и более древних периодов, и так как в юную пору земли скорость вращения нашей планеты была вообще больше (сейчас, несмотря на колебания, она все же непрерывно уменьшается), то барический рельеф был ближе к экватору: более ранние оледенения, например, каменноугольно-пермское, действительно, сосредоточивались главным образом у экватора, и лишь с течением времени ареной для оледенений стали приполярные области.

Переходя к количественной стороне теории, Броунов, опираясь на данные Кельвина, Дарвина и других, принимает, что продолжительность суток за столетие увеличивается на 20 секунд. Полагая далее, что начало четвертичного ледникового периода имело место 100 000 лет тому назад, он делает заключение, что с того времени барический рельеф переместился на 20° , и если ось максимума в СССР проходит сейчас по 50-й параллели, то в ледниковое время она шла по 30° с. ш., т. е. по Средиземному морю через Кипр и по Малой Азии между Дамаском и Бейрутом. Величина перемещения, конечно, достаточная для объяснения ледниковой эпохи, но именно количественные аргументы теории составляют ее слабую сторону. Действительно ли сутки за каждые 100 лет делаются длиннее на 20 сек.? Астрономы, единодушно приходящие к выводу об удлинении суток, расходятся в цифрах, выражающих величину

этого удлинения. Так, Делонэ считает, например, что сутки удлиняются на 1 сек. за 10 000 лет! Очевидно, что если положить в основу данные Делонэ, то объяснение ледниковой эпохи перемещением путей циклонов встретит непреодолимые затруднения.

Любопытен вывод Броунова в отношении современной эпохи. Сопоставляя такие факты, как наступание леса на степь в последние тысячелетия, повышение уровня озер в нашей стране за тот же период, опреснение соленых озер и пр., Броунов полагает, что это все—признаки увлажнения климата, т. е. признаки перемещения барического рельефа к югу и, следовательно, наступления новой ледниковой эпохи: „на нас с севера надвигается снежная более холодная зона, которая, по всей вероятности, через несколько тысяч лет приведет весь север Европы к новому оледенению“.

В самые последние годы наибольший интерес привлекают теории, которые ставят изменения климата в связь с горизонтальными движениями поверхностных частей земного шара (земной коры).¹

По современным представлениям о внутреннем строении земного шара, земля строится из ряда концентрических оболочек, причем каждая из них характеризуется особым химическим составом, особыми физико-химическими свойствами, в том числе и особым состоянием вещества. Внешняя оболочка („сиаль“) состоит в основном из гранитов, которые погружены в базальтовый пояс („сима“) и, будучи более легкими (уд. вес 2,67), как бы плавают в более тяжелом (уд. вес 2,8—3) базальтовом бассейне. Материки с неглубокими прилегающими к ним частями дна океанов построены, главным образом, из сиаля, а под ними располагается зона симы (она же слагает, вероятно, и дно океанов на очень больших глубинах). Материки, следовательно, можно уподобить айсбергам, плавающим в океане, с той существенной поправкой, что сима является твердым телом, обладающим огромной вязкостью, хотя и пластичным под влиянием очень высоких температур и давлений, господствующих на этой глубине. Такого рода представление делает возможной мысль как о горизонтальном перемеще-

нии земной коры („плавание материков“), так и о вертикальных ее движениях („всплытие“ материков при их разгрузке,—например, при сносе материала в море, или „погружение“ их под действием нагрузки, например, под тяжестью огромных масс льда, накапливающихся в ледниковые эпохи).

На горизонтальные перемещения возможны две точки зрения: либо внешняя оболочка земли перемещается (скользит) по внутреннему ядру как одно целое, т. е. взаимное расположение отдельных элементов земной поверхности не меняется (Крейхгауэр); либо, что отдельные элементы земной поверхности (например, материки) обладают самостоятельными и не обязательно координированными движениями (Вегенер). Но в обоих случаях различные участки земной поверхности будут переходить из одних широт в другие, т. е. с течением времени через земные полюсы будут перемещаться различные части морей и континентов. Это практически равносильно тому, как если бы земная поверхность была бы неподвижной, а по ней перемещались бы полюсы,—явление, которое неизбежно влечет за собою для данного места соответствующие климатические изменения, при сохранении общего порядка расположения климатических зон на земле примерно в такой последовательности, какая наблюдается и сейчас.

Следовательно, теория „перемещения полюсов“ есть теория относительного перемещения. Установлено, правда, что полюсы обладают и самостоятельными движениями, которые даже фиксируются специально организованной международной службой широт (в СССР широтная станция имеется в Китабе, Узбекистан, на 39°8' с. ш.), так как подвижность полюсов составляет для геодезистов особую проблему, связанную с точностью определений географических координат. Но теория показывает, что благодаря возмущению во вращении земли по инерции, известному под названием прецессии, земная ось, медленно колеблясь в пространстве, описывает коническую поверхность вокруг оси эклиптики в 25 800 лет, и полюс вычерчивает на земной поверхности кривую, не выходящую за пределы окружности радиуса, равного 45 см. Очевидно, что такие величины не дают материала для объяснения крупнейших климатических перемен, а более значительные самостоятельные перемещения полюса не поддаются теоретическому объяснению: вращающаяся земля—нечто вроде волчка или жиро-

¹ Более подробно см. в популярном обзоре: Б. Л. Личков. Движение материков и климаты прошлого земли, Ленинград, 1931 (там же—литература вопроса).

скопа, которые, как известно из механики, стремятся сохранить свою ось вращения в неизменном положении.

На прилагаемом рис. 7 показан один из вариантов относительного перемещения северного полюса, разработанный Крейхгауэром.



Рис. 7. Перемещение северного полюса в течение геологического времени. 1—протерозой; 2—силур; 3—карбон; 4—третичный период; 5—современное положение (по Крейхгауэру).

Для подкрепления теории были сделаны попытки показать, что горизонтальное движение материков происходит и ныне со скоростью, которую можно измерить. Например, Вегенер ссылается на данные Коха, участника датской экспедиции в Гренландию, который путем сопоставления

долгот одних и тех же пунктов, определенных в разное время, пришел к выводу, что Гренландия удаляется от Европы со скоростью 32 м в год.¹ Эти цифры, однако, не пользуются всеобщим признанием, так как могут быть отнесены за счет ошибок наблюдений. Ряд неправильностей во вращении земли, вызывающих колебания величины суток, пытаются объяснить также перемещением материков, которые оказываются то ближе к оси вращения („плывут“ к полюсам), то дальше от нее (сползают к экватору).

Но даже самые горячие приверженцы подвижности полюсов вынуждены признать, что эта теория не объясняет полностью всех вариаций климата,—в частности, она не разрешает проблемы существования в четвертичном периоде межледниковых эпох. Приходится допускать, поэтому, также и изменение физических условий.

По мнению Симпсона,² количество солнечной радиации, от которой, главным образом, зависит климат, не оставалось неизменным. Уменьшение ее влечет понижение температуры и, как следствие этого, уменьшение количества осадков (из-за пониженной влажности); толщина ледникового покрова в этих условиях уменьшится. Обратные явления будут иметь место при увеличении солнечной радиации. Иными словами, как это ни кажется парадоксальным, усиление радиации приводит к оледенению,—но, конечно, до тех пор, пока это усиление не достигнет известного предела, после чего опять будет происходить сокращение ледников. Предполагается, что колебания величины солнечной радиации носят периодический характер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледник—одно из самых замечательных явлений неорганического мира, и его изучение представляет огромный научный и практический интерес. Самый факт существования или отсутствия глетчеров является уже важным штрихом в общей сумме физико-географических моментов, составляющих географическую и, в частности, климатическую характеристику страны. Под влиянием изменения температуры и влажности воздуха, ледники испытывают колеба-

¹ А. Вегенер. Происхождение материков и океанов, 1925, гл. VII.

² Подробнее теория Симпсона изложена: А. И. Толмачев. О климатах прошлого, Природа, 1930, № 4.

ния, то увеличиваясь в размерах, то становясь короче и, таким образом, являются довольно чувствительными «климатографами», — приборами, созданными самой природой для регистрации климатических колебаний. Не говоря уже о геологии, изучающей историю земной коры и смену географических ландшафтов во времени, и геоморфологии, исследующей происхождение форм земной поверхности, — целый ряд и других наук неизбежно соприкасается некоторыми своими разделами с вопросами ледниковедения. Распространение животных и растений в известных областях нашей планеты целиком обусловлено ледниками и ледниковым периодом. Направление современных путей перелета птиц, по мнению многих фенологов, может быть объяснено только при допущении, что эти пути «заложены» были еще под влиянием великих четвертичных оледенений. Человек, появившийся на земле в начале четвертичного времени, уже на заре своего существования вынужден был считаться с соседством огромных масс льда: в мустьерскую и мадленскую эпохи палеолита холод загонял его в пещеры и, возможно, был причиной открытия живительных свойств огня и изобретения одежды. Да и сейчас разве не задерживают льды, похоронившие одну десятую часть суши, распространения человека и культурного освоения новых областей?

Значительная часть народонаселения земного шара живет на территории, лицо которой создано ледниками. Моренные пески и глины — это та почва, на которой земледелец средней полосы РСФСР сеет свой хлеб; его плуг натывается на камни, принесенные льдом. Эти же камни доставляют материал для фундаментов и покрытия мостовых. Моренная глина является сырьем для кирпичного производства, флювиогляциальные пески и галечники идут в качестве балласта при строительстве дорог. В лесистых болотах и топях Карелии озы — эти естественные насыпи — представляют подчас единственные возможные пути сообщения. На побережьях Аляски ледники служат серьезным препятствием при проведении железнодорожных линий. Нередко в горах занятые льдом перевалы являются наиболее коротким и удобным путем сообщения как для местных охотников, так и для торговых караванов, туристов и воинских отрядов.

Жители ледниковых областей вынуждены считаться и с возможностью ледниковых катастроф. Всем хорошо

известны периодические обвалы Девдоракского и Геналдонского ледников, вызываемые, повидимому, сейсмическими явлениями в группе Казбека. Эти обвалы сопровождаются разрушением дорог и многими человеческими жертвами. Прорыв (спуск) озера Мерцбахера, расположенного на слиянии северной и южной ветвей ледника Ингльчек, затопил в 1932 г. долину Ингльчек в Тянь-шане и сделал реку на известное время непроходимой в брод.

Однако, наибольший практический интерес представляет ледник, как «твердый» запас влаги. В горных районах многие реки начинаются в ледниках, и здесь водный режим, учет которого совершенно необходим как при гидроэлектростроительстве, так и при ирригационных сооружениях, непосредственно обусловлен режимом ледников. Дальнейшее плановое развитие социалистического земледелия в наших среднеазиатских республиках трудно себе представить вне связи с гляциологическим познанием этих стран.

Наконец, заглянем в далекое будущее: и там, если правильны выводы известного русского климатолога П. И. Броунова, человечеству придется иметь дело с еще более могучими, чем современные, проявлениями оледенения.

Изучение ледников и их деятельности не есть, следовательно, только результат стремления человека охватить разумом все, что совершается в природе. Необходимость этого изучения вызывается также и практическими потребностями жизни. Только глубокое проникновение в сущность процессов, управляющих жизнью глетчеров, позволит наметить пути широкого их использования и регулирования, как это имеет сейчас место по отношению к водным потокам и озерам.

БИБЛИОГРАФИЯ

В помещаемый ниже список литературы включены лишь те сочинения, которые мы считаем необходимыми для первого ознакомления с вопросами гляциологии и которые содержат богатые библиографические указатели, что даст возможность каждому, заинтересованному в пополнении своих знаний о ледниках, изходить в дальнейшем нужные ему книги самостоятельно.

1. Общее ледниковедение

Первоначальные сведения в популярном изложении:

1. Агфонов, В. К. Настоящее и прошлое земли, Ленинград, 1926.
 2. Вейнберг, Б. П., Снег, иней, град, лед и ледники, Одесса, 1909.
 3. Попов, В. И., Ледники, Ленинград, 1934.
 4. Шульга-Нестеренко, М. И., Снег и лед в жизни земли, Москва, 1922.
- Более распространенные сведения можно найти в книгах:
- * 5. Воейков, А. И., Климатические условия ледниковых явлений настоящих и прошедших, Зап. Минералогического общества, 1881.
 6. Воейков, А. И., Новейшие исследования ледников и причины их изменений, Зап. ИРГО, 1882.
 7. Зупан, А., Основы физической географии, Петроград, 1914.
 8. Корженевский, Н. Л., К вопросу о морфологических типах ледников Средней Азии и возможной их классификации, Ташкент, 1928.
 9. Мушкетов, И. В., Физическая геология, том II, Денудационные процессы, 1926.
 10. Неймайр, М., История земли, том I, СПб., 1904.
 11. Ог, Э., Геология, том I, 1922.
 12. Шукин, И. С., Общая морфология суши, том I, 1934.
 13. Dobrowolski, A. B., Historia naturalna lodu, Warszawa, 1923 (структура и движение ледников главы XIII и XIV, стр. 636—846; монументальная и прекрасная монография о льде, с библиографическим указателем около 2000 названий).
 14. Heim, A., Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart, 1884.
 15. Hess, H., Die Gletscher, Braunschweig, 1904 (классическое сочинение).
 16. Hobbs, W., Characteristic of existing glaciers, New-York, 1911.
 17. Martonne, E., Traité de géographie physique, Paris, 1925—26, том II.

II. Практическая (полевая) гляциология

18. Богданович, К., Геология, гл. II (в „Справочнике для путешественников“, 1905, изд. Ильина).
19. Герасимов, А. П., Мекк, А. К., Шокальский, Ю. М., Эдельштейн, Я. С., Наставление для установки на ледниках меток, 1907, изд. Геогр. О-ва.
20. Калесник, С. В., Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках, Исследование ледников СССР, вып. I, Ленинград, 1934, изд. Гос. Гидрологич. Ин-та.
21. Обручев, В. А., Полевая геология, том II, гл. XV.
22. Эдельштейн, Я. С. и Герасимов, А. П., Инструкция для изучения следов древнего оледенения в альпийских странах, 1909, изд. Геогр. О-ва.

III. Региональная гляциология

Помимо описаний ледниковых районов, имеющих в общих курсах гляциологии, можно рекомендовать следующие сводки (для СССР и наиболее характерных в ледниковом отношении стран—Аляски, Арктики и Антарктики):

23. Алешков, А. Н., Корженевский, Н. Л., Соловьев, С. П., Троновы Б. и М. и Тюменцев, К. Г., Краткий обзор истории исследования ледников СССР за период с 1907 по 1932 г., Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 66, вып. 4, 1934.
24. Буш, Н. А., Ледники Западного Кавказа, Зап. ИРГО по общей географии, № 4, 1905.
25. Корженевский, Н. Л., Каталог ледников Средней Азии, Ташкент, 1930.
26. Мушкетов, Д. И., Оледенение восточной Ферганы и Алая, Изв. гос. геогр. общ., 1917.
27. Подозерский, К., Ледники Кавказского хребта, Зап. Кавк. Отд. Р. Геогр. Общ., 29, вып. I, 1911 (с картами).
28. Резниченко, В., Южный Алтай и его оледенение, Изв. Гос. Геогр. Общ., 1914, вып. 1—2.
29. Тронов, Б., Каталог ледников Алтая, Изв. Гос. Геогр. Общ., 1925, вып. 2.
30. Труды ледниковых экспедиций Комитета СССР по проведению II Международного Полярного года (1932—1933) (печатаются): вып. I—Северный Памир и ледник Федченко, вып. II—Тянь-шань, вып. III—Зеравшан, вып. IV—Полярный Урал, вып. V—Кавказ, вып. VI—Алтай, Зеравшан и группа Хан-теугри.
31. Урванцев, Н. Н., К картографии Северной Земли, Изв. Гос. Геогр. Общ., 1933, вып. 6.
32. Рабо, Ш. и Виттенбург, П. В., Полярные страны 1914—1924, Ленинград, 1924 (богатая библиография).
33. Brown R. N. R., The polar regions, London, 1927.
34. Hayes, G., Antarctica, London, 1928.
35. Koch, L., Contributions to the Glaciology of N. Greenland, 1928.
36. Merzbacher, G., Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-schan, und 1904, Gotha, 1904.
37. Nordenskjöld, O. and Mecking, L., The geography of the Polar Regions, New-York, 1928.

38. Russell, J. C., *Glaciers of N. America*, 1897.
 39. Tarr, R. and Martin L., *Alaskan glacier studies of the National Geogr. Soc.*, Washington, 1914.

Из периодических изданий отметим:

40. Известия Государственного Географического Общества, Ленинград.
 41. Исследование ледников СССР, Ленинград, изд. Гос. гидрологического Института с 1934 г.
 42. *Annales de Géographie*, Paris.
 43. *Bolletino del Comitato glaciologico*, Roma.
 44. *The Geographical Journal*, London.
 45. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Leipzig (международный орган по ледникам; региональные описания и теоретические статьи на немецком, английском, французском и итальянском языках; систематические и исключительно полные обзоры литературы, сопровождаемые рефератами или краткими аннотациями).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	Стр. 3
<i>Глава I. Снег и лед</i>	
Кристаллы снега и льда.—Физические свойства льда.—Явление режеляции.—Пластичность	5
<i>Глава II. Условия возникновения и существования ледников</i>	
Общая характеристика полярных и горных климатов.—Влияние климата и рельефа на образование ледников.—Снеговая линия	9
<i>Глава III. Вещество ледника, его накопление и свойства</i>	
Фирн и его строение.—Фирновая линия.—Источники питания ледников.—Морфология поверхности фирнового бассейна.—Зернистость глетчерного льда.—Вода в ледниках.—Температура ледника.—Полосчатость глетчерного льда.—Огивы.—Теории о происхождении полосчатости	13
<i>Глава IV. Движение ледников</i>	
Характер движения.—Быстрота движения.—Теория стационарного ледника.—Причины движения ледников.—Образование трещин	23
<i>Глава V. Абляция. Колебания ледников</i>	
Виды абляции.—Поверхностные образования на ледниках, связанные с абляцией.—Механические причины убыли ледников.—Колебания ледников	32
<i>Глава VI. Геологическая деятельность ледников</i>	
Морены и их классификация.—Флювиогляциальные отложения.—Ледниковое выпаживание	39
<i>Глава VII. Главные типы ледников</i>	
Ледники горных склонов.—Группа долинных ледников.—Ледники горных вершин.—Сложные ледниковые комплексы.—Ископаемые ледники	49
<i>Глава VIII. Современное распространение ледников</i>	
Оледенение земного шара.—Острова и материк Европы.—Оледенение Азии.—Ледники Новой Зеландии.—Африка.—Северная и Южная Америка.—Антарктида	56

Глава IX. Распространение ледников в прошлые геологические эпохи

Великое четвертичное оледенение.—Следы третичных и мезозойских ледников.—Ледники каменноугольного и пермского времени.—Девонские, силурийские и кембрийские оледенения.—Ледниковые эпохи протерозоя 70

Глава X. О причинах ледниковых периодов

Гипотеза Аррениуса.—Теории вертикальных перемещений земной коры.—Гипотеза Броунова.—Теория перемещения полюсов.—Теория Симпсона 77

Заключение 85

Библиография 88

Отв. редактор Л. К. Давыдов.

Техн. редактор Т. Л. Лейкина.

Сдано в набор 5/IV 1935 г.

Подписано к печати 19/V 1935 г.

Количество знаков на бум. л. 78.800.

Стат. формат бумаги 72×108.

Бум. листов 27 $\frac{1}{2}$.

Авторских листов 52 $\frac{1}{4}$.

Ленторлит № 15311. Издание № 19.

Заказ № 786. Тираж 2000.