

В. М. Котляков

ИЗБРАННЫЕ СОЧИНЕНИЯ

Книга 2

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ
И ЛЕДНИКИ ЗЕМЛИ

«НАУКА»

В. М. Котляков

ИЗБРАННЫЕ СОЧИНЕНИЯ

В ШЕСТИ КНИГАХ

Книга 1. ГЛЯЦИОЛОГИЯ АНТАРКТИДЫ

Книга 2. **СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ
И ЛЕДНИКИ ЗЕМЛИ**

Книга 3. ГЕОГРАФИЯ
В МЕНЯЮЩЕМСЯ МИРЕ

Книга 4. ЛЬДЫ, ЛЮБОВЬ И ГИПОТЕЗЫ

Книга 5. В МИРЕ СНЕГА И ЛЬДА

Книга 6. НАУКА – ЭТО ЖИЗНЬ

В. М. Котляков

ИЗБРАННЫЕ СОЧИНЕНИЯ

Книга 2

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ ЗЕМЛИ



МОСКВА «НАУКА» 2004

УДК 551.2/.3
ББК 26.222.8
К 73

Книга вторая

Снежный покров и ледники Земли

Котляков В.М.

Избранные сочинения в шести книгах

Книга 2. Снежный покров и ледники Земли. – М.: Наука, 2004. – 448 с., ил.

ISBN 5-02-002478-3

ISBN 5-02-008767-X (Кн. 2)

Во второй книге шеститомника избранных сочинений академика В.М. Котлякова рассматриваются процессы формирования и развития сезонного снежного покрова, особенности аккумуляции и абляции, баланса массы и режима ледников. Рассказывается о становлении космической гляциологии и опыте исследований колебаний ледников, в том числе динамически нестабильных, на базе аэрокосмической информации; о гляциологическом прогнозе, а также о ресурсном значении снега и льда и возможных путях их использования.

Для специалистов в области наук о Земле и читателей, интересующихся земной природой.

Табл. 32. Ил. 129. Библ. 427 назв.

Kotlyakov V.M.

Selected works in six books

Book 2. Snow Cover and Glaciers of the Earth. – Moscow: Nauka, 2004. – 448 p., ill.

ISBN 5-02-002478-3

ISBN 5-02-008767-X (Book 2)

In the second volume of his "Selection of the Works", Academician Vladimir Kotlyakov presents results of his studies into seasonal snow cover, as well as into glacial accumulation, ablation and mass balance. Inception and development of space glaciology are also described, together with studies into glacier fluctuations including glacial surges. Information from space images was used in these studies, which also permitted to evaluate snow and ice resources and discuss the ways of their utilisation.

Intended for specialists in Earth sciences and for those who are interested in the Earth nature.

Tabl. 32. Fig. 129. Ref. 427.

ISBN 5-02-002478-3

ISBN 5-02-008767-X (Кн. 2)

© Институт географии РАН, 2004

© В.М. Котляков, 2004

© Издательство "Наука", оформление,
2004

Рецензенты:

доктор географических наук М.Г. Гросвальд

доктор географических наук М.М. Корейша

кандидат географических наук Д.Г. Цветков

Компьютерный набор и макетирование книги выполнены автором. Штриховые рисунки и карты подготовлены к печати на компьютере Н.М. Зверковой, М.Г. Кунаховичем и Л.В. Набоковой.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исторически сложилось так, что Россия стояла в первых рядах исследователей снега и льда, а в изучении непосредственно снежного покрова была впереди большинства стран. Работы А.И. Воейкова, Г.Д. Рихтера, П.П. Кузьмина, А.К. Дюнина служат лучшими образцами мировой литературы по проблеме изучения снега. Само снеговедение как учение о снежном покрове, зародившееся в России, изучает широкий круг явлений и процессов, связанных с возникновением, существованием и сходом снежного покрова.

В силу трудностей исследования природы зимой и исторически сложившейся практики летних географических экспедиций зимние особенности природы изучены недостаточно. Более полувека назад Г.Д. Рихтер (1948) писал, что попытки объяснить те или иные факты только процессами летнего периода часто могут приводить к ошибкам, так как зимние процессы протекают отлично от летних и накладывают большой отпечаток на развитие всей природы. В такой же мере это замечание относится и к исследованию ледников. Отсутствие зимних или в крайнем случае ранневесенних работ приводит к неполной характеристике эволюции ледников, а часто и к ошибочным выводам относительно роли зимних и летних процессов в их режиме.

Иногда говорят об объединении всех «зимних» проблем в специальное научное направление – «зимоведение» (Осокин, 1964). Подобное предложение нельзя признать удачным. Зима как время года в разных местах земного шара совершенно разная и часто может быть весьма далекой от нашего представления о зиме как о сезоне, когда на поверхности лежит снег. Однако по существу весь круг действительно «зимних» проблем связан со снежным покровом и рассматривается снеговедением.

Снеговедение, в свою очередь, тесно связано с ледниковедением, поскольку основным источником питания ледников служит снежный покров. Задачи изучения снежного покрова на ледниках и внеледниковой поверхности различны, хотя процессы его формирования и преобразования имеют одну физическую основу. В этой книге главное внимание обращено не на детальное исследование процессов льдообразования и роли в них снежного покрова, а на изучение снега

как природного феномена, являющегося основой зимних процессов в умеренных и полярных широтах. Совместное рассмотрение сезонного и многолетнего снежного покрова имеет существенное значение не только при анализе эволюции современного оледенения, но и при рассмотрении причин и механизма развития древних оледенений.

Здесь я рассматриваю общие проблемы формирования и режима сезонного снежного покрова на равнинах и в горах, говорю о снежности как комплексе природных явлений, связанных с наличием на земной поверхности снега, анализирую его климатическую роль и место ледников в глобальных моделях климата. Снежный покров на ледниках рассматривается отдельно для периодов аккумуляции и абляции, а снежно-ледовые образования выступают как важный объект географической оболочки и служат основой гляциологического районирования земного шара. В качестве примера комплексного исследования крупной природной нивально-гляциальной системы я предлагаю территорию Памира и Гиссаро-Алая.

Две первые части книги в значительной мере базируются на материалах экспериментальных исследований, полученных на южном склоне Эльбруса, где я с небольшой группой сотрудников вел наблюдения в течение двух полных лет – с сентября 1961 г. по сентябрь 1963 г.

В 1980–90-е годы произошло становление космической гляциологии, что открыло новые перспективы в исследованиях современного и прогнозах будущего режима ледников. В книге я также рассматриваю некоторые вопросы изучения как баланса массы и колебаний ледников, в том числе на базе спутниковых наблюдений, так и концепцию гляциологической геоинформационной системы, позволяющей, помимо прочего, вести компьютерный анализ динамики ледников. Особое место занимает проблема гляциологического прогноза и судьбы ледников в условиях меняющегося климата.

В последней части книги я останавливаюсь на вопросах инженерной гляциологии в связи с хозяйственной деятельностью людей в нивально-гляциальных условиях. Одна из главных задач этой отрасли гляциологии – использование снега и льда как источников пресной воды: от способов получения дополнительной воды путем искусственного усиления таяния ледников до проблемы транспортировки айсбергов к берегам Африки и Азии. Здесь и проблемы ледяного строительства, и борьба с грозными явлениями природы, вызываемыми стихийными нивально-гляциальными явлениями, и использование снега и льда в экологических и рекреационных целях.

Часть первая СЕЗОННЫЙ СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ ЗЕМЛИ

*Под голубыми небесами
Великолепными коврами,
Блестя на солнце, снег лежит;
Прозрачный лес один чернеет...*

А.С. Пушкин

*На свете нет тоски такой,
Которой снег бы не залечивал.*

Б.Л. Пастернак

Глава 1

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Снегомерные наблюдения в горах

Снегомерные наблюдения в горных районах вследствие большой расчлененности рельефа значительно сложнее, нежели на равнинах. В горах приходится учитывать абсолютную высоту, конфигурацию, экспозицию и крутизну склонов, их положение по отношению к влагоносным воздушным массам и к господствующим ветрам, а также структуру поверхности, на которой откладывается снег. Снегонакопление здесь отличается большой пестротой, связанной главным образом с метелевым перераспределением снега, при этом снегозапасы могут различаться в несколько раз даже на рядом лежащих участках.

Маршрутные снегосъемки по долинам не дают реальной картины распределения снега в горах. Очень часто долины оказываются

гораздо менее заснеженными, чем склоны, в других случаях благодаря лавинам на днищах долин скапливаются огромные отложения снега, снесенного со склонов. В связи с этим встает задача такой организации снегосъемки, при которой наблюдениями были бы охвачены все части долины и водораздел. Как указывают климатологи (Дроздов и др., 1958), целесообразны наблюдения по поперечным профилям от подошвы вверх по склону через 100–200 м по высоте с захватом различно ориентированных склонов и описанием встречающихся по маршруту форм рельефа.

Снегосъемки, охватывающие участки с характерными для данного района рельефом и растительностью, получили у метеорологов название ландшафтных. В отличие от снегосъемок по замкнутому маршруту и тем более по треугольнику они дают материалы, значительно более близкие к действительности. При этом важно, чтобы маршрут пересекал все основные формы рельефа, а баланс переноса снега в целом на его протяжении был бы близок к нулю. Как показали экспериментальные исследования Главной геофизической обсерватории (Каулин, Занина, 1959), в пересеченных районах снеготопасы надо определять отдельно для разных форм рельефа, а затем суммировать их для всего района исследований, учитывая при этом соотношение основных форм рельефа на изучаемой территории.

Серьезную помощь могут принести повторные фототеодолитные съемки небольших горных бассейнов. Такой уникальный эксперимент был проведен в мае 1969 г. на Полярном Урале (Ходаков, Цветков, 1970). Толщина снежного покрова по стереофотограмметрической съемке, выполненной весной и летом, вполне соответствовала данным стандартных наземных измерений, а детальность фототеодолитной снегосъемки по всей площади исследований была несравненно выше.

Выбор интервалов между снегосъемками зависит от типа климата, характера рельефа и времени года. В горах с морским климатом, отличающимся большей изменчивостью условий по сравнению с континентальными районами, снегосъемки должны проводиться чаще. Еще чаще они должны быть в безлесных и сильно расчлененных районах. Точность определения характеристик снежного покрова по одному и тому же маршруту в течение зимы может изменяться (Трифенова, 1962). Поэтому для выбора наиболее репрезентативного маршрута необходимо использовать материалы снегосъемок, проведенных в этом районе в течение нескольких зим, различных по характеру снежности и ветровым условиям.

Из всех снегосъемок, проводимых в горах на протяжении зимы, наибольшее значение имеет измерение максимума снеготопасы, приходящегося на разные даты в зависимости от абсолютной высоты места. В связи с этим важно правильно выбрать время проведения весенней снегосъемки в бассейне, чтобы получить результаты, близ-

кие к максимальной аккумуляции снега. В приледниковых долинах эта снегосъемка должна сочетаться с измерениями снеготопасы, по крайней мере в нижних частях ледников.

Однако снегосъемка не всегда возможна по всей долине. С увеличением абсолютной высоты и крутизны склонов возрастают трудности и опасности таких работ. Поэтому очень важно найти переводные коэффициенты, позволяющие рассчитывать снеготопасы в верхней части долины по известным данным на более низких уровнях. Исходя из общей закономерности роста осадков с высотой такой расчет кажется возможным. Однако экспериментальные работы в некоторых горных районах показали, что эта закономерность выдерживается далеко не всегда.

Во многих горных долинах при приближении к тыловому водораздельному хребту угол наклона дна долины возрастает, а скорость движения воздуха уменьшается. Вместе с затуханием скорости ветра увеличивается снеготопление. Однако малейшее «затенение» склона высоким хребтом, лежащим на пути воздушных масс, нарушает эту закономерность. Так, на западных и юго-западных склонах ряда хребтов Средней Азии (Академии Наук, Заалайском, Алайском, Ферганском и др.) аккумуляция снега довольно равномерно возрастает с высотой, а в районах, расположенных к востоку от этих хребтов, рост твердых осадков с увеличением абсолютной высоты не наблюдается (Косарев, 1957).

Точно так же весьма трудно использовать данные об осадках, полученные на сравнительно низких уровнях, для определения снеготопасы в горах с резко континентальным климатом, отличающихся повышенным высотным градиентом осадков. В горах Сибири, например, подобные расчеты затрудняются из-за большого удельного веса осенних и весенних осадков в формировании снежного покрова, а также значительного увеличения продолжительности периода снеготопления с высотой (Харшан, 1961).

Среди многих причин, затрудняющих расчет снеготопасы в верхних частях приледниковых долин, в первую очередь нужно назвать изменение значений градиента роста снеготопасы с высотой, влияние местных особенностей орографии на характер выпадения твердых осадков в той или иной долине и, наконец, большое удельное значение метелевого переноса в переотложении снега, не связанного, как правило, с высотой местности. Поэтому для получения достоверных количественных сведений о снежном покрове в приледниковых долинах требуется проводить снегомерные наблюдения по всей долине.

Для детального изучения снежного покрова необходима организация стационарных наблюдений. На леднике, являющемся объектом детальных работ, следует иметь не менее двух станций – в областях абляции и аккумуляции. На этих станциях, помимо метеорологи-

ческих наблюдений, нужно проводить комплекс наблюдений за формированием и развитием снежной толщи (измерения выпадающих осадков, прироста и убыли снега, плотности и твердости снежной поверхности, а также проходка контрольных шурфов) и составлять профиль ее развития.

В отечественной литературе графики, изображающие развитие снежной толщи, мы находим в работе Г.К. Тушинского с соавторами (1953). На этих графиках однотипные горизонты соединяются по формальному – структурному – признаку, что не позволяет проследить за развитием каждого слоя в отдельности. Выделение на графиках участков снега одинакового строения вместо подчеркивания слоистости толщи, вероятно, помогает определить периоды лавинной опасности, возникающей при разрыхлении снежной толщи. Однако этот способ построения графиков не вскрывает генезиса снежного покрова, что весьма важно при гляциологических исследованиях, а также для использования стратиграфических материалов при косвенном способе подсчета выпавших твердых осадков. Поэтому при составлении профиля развития снежной толщи я использовал методику швейцарских ученых (Haefeli et al., 1939), дополненную некоторыми собственными приемами.

Первый такой профиль я построил по материалам наблюдений в районе Мирного (Антарктида) с 1 февраля 1957 г. по 15 января 1958 г. Он приведен на вклейке в первой книге этого шеститомника (см. рис. 154, с. 144, книга 1, 2000). Природные условия района Мирного весьма сходны с природными условиями ряда арктических районов, поэтому профиль дает представление о процессах, протекающих в течение года в снежном покрове на территории прибрежных районов Антарктиды и в большинстве районов Арктики.

В дальнейшем опыт построения таких профилей был распространен на горные районы. В 1961–1963 гг. на южном склоне Эльбруса были получены все необходимые материалы, давшие возможность построить профили развития снежной толщи для двух балансовых лет (один из них показан здесь на рис. 1.1, вкл. к с. 16), характеризующие особенности развития снежной толщи в фирновой области высокогорных ледников умеренного пояса.

Измерение количества твердых осадков

Анализ многочисленных метеорологических данных, относящихся к различным географическим районам и полученных за разные годы, не показывает какой-либо закономерной связи в сравнении с количеством твердых осадков, измеренных осадкомером и рассчитан-

ных по снегомерным наблюдениям. Среди исследователей существуют мнения о выдувании осадков из осадкомера, о непопадании в него снега и надувании снега (Кузьмин, 1960). Все три положения имеют место в действительности. Ошибки измерений возникают в результате нескольких причин: а) во время снегопада, происходящего при ветре, большинство снежинок пролетает над прибором, не попадая в него; б) вследствие турбулентности снеговетрового потока во время общих метелей часть отложенных в приборе осадков может выдуться; в) во время сильных низовых метелей много снега, поднятого с поверхности, попадает внутрь прибора; г) осадкомер с большими ошибками фиксирует образующуюся изморозь и выпадающие ледяные иглы; д) снег, попавший в осадкомер, частично испаряется.

Особенно велико влияние первой причины, заключающейся в образовании вокруг приемной части прибора «воздушной крышки» – вихревого поля, которое препятствует попаданию осадков в прибор, особенно при общих метелях. Недоучет осадков в осадкомере быстро растет с увеличением скорости ветра. Уже при ветре в 3 м/с в осадкомер не попадает около 35% твердых осадков. При установке осадкомеров в горах в показаниях возможна дополнительная ошибка, связанная с непараллельностью приемной поверхности прибора линиям тока воздуха. При сильных ветрах даже небольшая непараллельность приемника прибора линиям тока воздуха ведет к ошибке, соизмеримой с величиной осадков (Ходаков, 1963). Поэтому данные осадкомера, расположенного на склоне или вблизи него, не могут быть верными. Они в большей степени зависят от ветра, чем от количества осадков. В результате в горных районах суммы зимних осадков по осадкомерам на склонах нередко получаются вдвое меньше, чем по осадкомерам в долине.

Таким образом, суммы твердых осадков, измеренные на горных ледниках с помощью осадкомеров, почти всегда оказываются заниженными, причем величину ошибки, как правило, определить невозможно. На плоских ледниковых куполах, наоборот, очень часто происходит надувание снега в осадкомер, наблюдающееся как при общих, так и особенно при низовых метелях. Показания осадкомеров в таких ветреных областях, как Арктика и Антарктика, обычно значительно превышают истинное количество осадков из-за попадания в прибор снега, поднятого с поверхности во время метелей. В Мирном в 1958 и 1959 гг., когда учитывались все осадки, попавшие в осадкомер, их годовая сумма составила 600–700 мм, в то время как в 1957 г., когда совсем не учитывались осадки, собранные осадкомером при низовых метелях, годовая сумма была равна приблизительно 400 мм.

Малая достоверность осадкомерных наблюдений в горных и полярных районах до сих пор мешает получению достаточно точных величин выпадающих осадков, и поэтому весьма интересны любые

Рис. 1.1. Характеристика погоды и развитие снежной толщи на южном склоне Эльбруса в районе Ледовой Базы зимой 1961/62 г.

А – ход температуры воздуха (1); Б – скорость ветра (2); В – синоптическая обстановка: 3 – теплый фронт, 4 – фронт окклюзии, 5 – холодный фронт, 6 – антициклон, 7 – малоградиентная область повышенного или пониженного давления, 8 – циклон; Г – ход атмосферного давления; Д – облачность: 9 – 8–10 баллов, 10 – 3–7 баллов, 11 – 0–2 балла; Е: 12 – снегопады, 13 – общие метели, 14 – низовые метели; Ж – снежный покров: 15 – свежесвыпавший снег с преобладанием необломанных снежинок, 16 – то же, с преобладанием обломанных снежинок, 17 – снег мелкозернистый, 18 – снег среднезернистый, 19 – фирн среднезернистый, 20 – фирн крупнозернистый (прошлогодний), 21 – глубинная изморозь, 22 – ветровая слоистость, 23 – вертикальная столбчатость, 24 – ветровая корка, 25 – радиационная корка, 26 – граница между слоями снега по изменению текстуры или плотности снега, 27 – граница перетолжения снега низовой метелью, 28 – прослойка разрыхления, 29 – снег, пропитанный водой, 30 – граница появления в снеге талой воды, 31 – ледяные прослойки, 32 – плотность снега, $г/см^3$

косвенные способы их определения. Один из таких способов – **нормальная снегосъемка** – предложен П.П. Кузьминым (1960, 1963). Этот вид снегосъемки позволяет определить снегозапасы на данной площади с заданной точностью и получить надежные значения, дающие объективно оценить ошибки полученного результата по формулам теории ошибок, чего нельзя сделать при всех других способах снегосъемок.

Метод нормальной снегосъемки можно применить и для определения суммы выпадающих твердых осадков (пренебрегая испарением), если снегомерная съемка производится на так называемом индикаторном участке, на котором баланс переноса снега равен нулю. Нормальная снегосъемка предполагает равномерное размещение по площади промерных точек; число точек не зависит от величины участка исследований, зато для расчета параметров снегосъемки нужно знать коэффициент вариации c_v , характеризующий неравномерность залегания снежного покрова.

Зимой 1962/63 г., в числе прочих экспериментальных работ, мы провели нормальную снегосъемку на южном склоне Эльбруса (Котляков, Плам, 1965б). В высокогорье, отличающемся значительным расчленением, наиболее выровненные пространства, пригодные для постановки осадкомерных и метелемерных наблюдений, находятся именно на ледниках. Для проведения опытных работ мы выбрали ровное фирновое поле площадью 400 х 600 м, лежащее на высоте 3750–3790 м на ледоразделе ледников Гарабаши и Терскол (рис. 1.2). Оно имеет небольшой уклон к юго-востоку; наиболее выровненный участок вытянут с запада на восток – в направлении, совпадающем с господствующими здесь зимой ветрами. Последнее обстоятельство особенно важно, так как оно означает, что снег во время метелей переносится вдоль длинной оси поля, а не поступает на него сбоку. В непосредственной близости к полю крутые склоны отсутствуют.

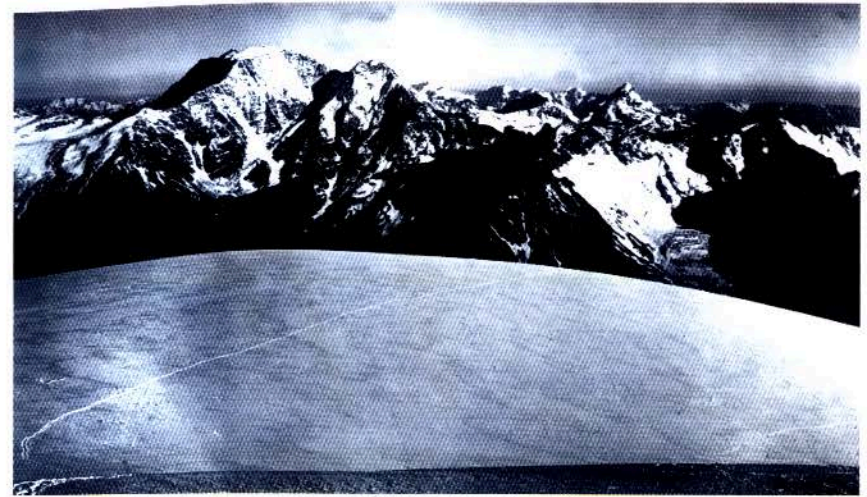
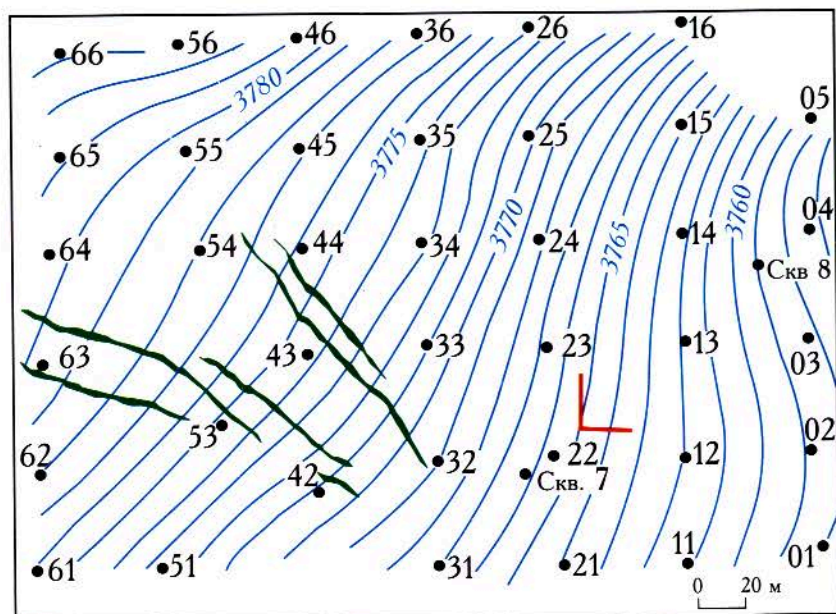


Рис. 1.2. Общий вид фирнового поля на южном склоне Эльбруса. Снято со склона Эльбруса в южном направлении

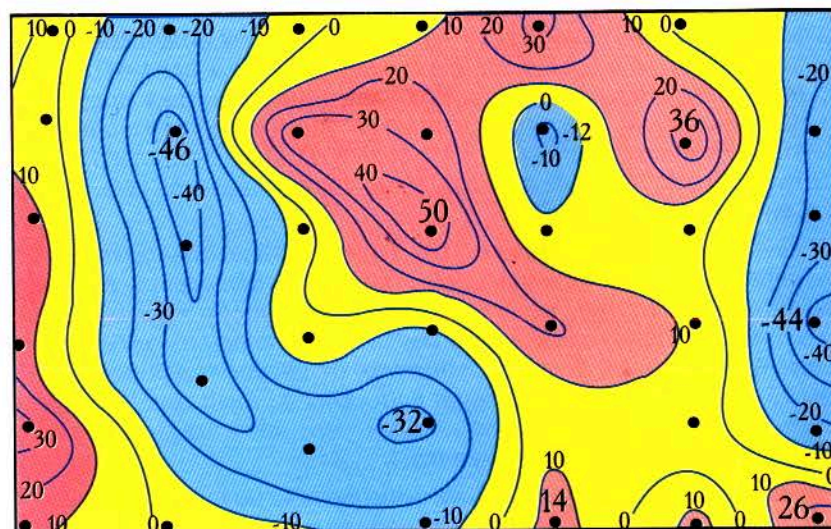
Расчет параметров снегосъемки был выполнен по данным снегомерных наблюдений на фирновом поле зимой 1961/62 г.; коэффициент вариации для этого периода равнялся 0,35–0,40. Исходя из формул и номограммы П.П. Кузьмина, на всем поле необходимо было расставить 42 рейки на расстоянии 40–50 м одна от другой. Однако из-за открытых трещин на некоторых участках поля абсолютной правильности в размещении реек достичь не удалось, а общее их количество сократилось до 39 (рис. 1.3, а). Исключительная снежность зимы 1962/63 г. не позволила получить данные за весь период аккумуляции.

Сопоставление результатов этих наблюдений показало, что наиболее верно отражают условия снегоотложения наблюдения за период одной общей метели, не осложненной переносом снега низовой метелью. По полученным данным были подсчитаны отклонения показаний в каждой точке в процентах от среднего для всего фирнового поля. Эти величины были нанесены на план (рис. 1.3, б), на котором наглядно видно расположение участков поля, находящихся в разных условиях снегоотложения.

Хотя нормальные снегосъемки не позволили подсчитать количество осадков, выпавших на фирновом поле за весь период аккумуляции, они помогли оценить условия снегоотложения на участке снегомерной площадки. Из рис. 1.3, б видно, что снегонакопление на этом участке весьма близко к среднему (и очень равномерно, изолинии наиболее



а 1 2 3 4



б 5 6 7



Рис. 1.3. Снегонакопление на фирновом поле Эльбруса зимой 1962/63 г.

а – рельеф фирнового поля: 1 – рейки нормальной снегомерной съемки, 2 – снегомерная площадка, 3 – трещины, 4 – горизонталли; б – условия снегонакопления на фирновом поле (изолинии проведены через 10%): 5 – участки преимущественного сноса снега, 6 – участки преимущественного отложения снега, 7 – участки, на которых снегонакопление близко к среднему

редки). Очевидно, в этом месте с октября по декабрь 1962 г. снегонакопление было близко к количеству выпавших осадков. При иных условиях погоды (зимы 1958/59 и 1961/62 гг.) небольшое количество снега с этого участка сносилось ветром.

Расчет количества осадков по ежедневным снегомерным наблюдениям

В результате стационарных исследований на Эльбрусе в 1961/62 и 1962/63 гг. были получены материалы, позволившие рассмотреть два косвенных способа определения сумм выпадающих осадков (Котляков, Плам, 1965а). Первый способ *расчета осадков по ежедневным измерениям на площадке* основан на том, что при снегопадах и общих метелях снег отлагается достаточно ровным слоем. Действительно, при данной скорости ветра в воздухе может удерживаться лишь ограниченное количество снега; избыток же его, поступающий сверху, откладывается на поверхности. Это служит причиной более или менее равномерного отложения снега при общих метелях, даже несмотря на значительные скорости ветра. Теоретический анализ А.К. Дюнина (1963) также говорит о том, что твердый расход снегопада через горизонтальную поверхность при ветре и без ветра одинаков.

Правильность предлагаемого способа подтверждается уравнением баланса массы снега во время общей метели в параллелепипеде $l \times h \times 1$ при отсутствии поступления снега сбоку (рис. 1.4)

$$(H_1 - H_0)l = Q_1 - Q_2 + (X_T - f_n)l + z_l,$$

где H_0 и H_1 – толщина аккумулярованного снега до начала общей метели и в конце ее; Q_1 и Q_2 – общий перенос снега во время общей метели в слое высотой 2–4 м через два поперечника, ограничивающие выбранный параллелепипед; X_T – количество выпавших твердых осадков; f_n – испарение снега; z – перенос вещества вверх через границу а – а.

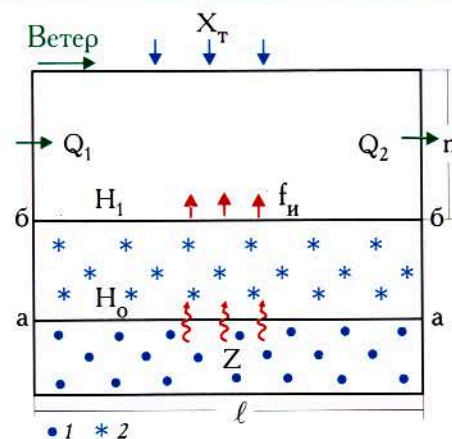


Рис. 1.4. Схема баланса массы снега во время общей метели
1 – старый снег, 2 – снег, отложенный во время метели

Искомая величина количества осадков равна:

$$X_T = H_1 - H_0 + f_n - z + \frac{Q_2 - Q_1}{l}.$$

Данные расчета испарения с поверхности снега по градиентным измерениям, а также величины относительной влажности воздуха показывают, что испарение в районе Эльбруса весьма мало даже при наиболее благоприятных для этого процесса условиях. Как будет видно ниже, величина миграции вещества из нижних слоев снежно-фирновой толщи в верхние также не превышает точности измерений. Следовательно, при вычислении количества осадков величинами f_n и z можно пренебречь.

Величины Q_2 и Q_1 могут быть равны между собой лишь при установившемся снеговетровом потоке. Эти условия достигаются на ровных пространствах достаточно большой протяженности. Можно полагать, что перенос снега на фирновом поле, отвечающем всем этим требованиям, будет одинаков в обоих поперечниках. Тогда количество выпавших осадков $X_T = H_1 - H_0$, т.е. равно толщине аккумулярованного снега в результате общей метели.

Этот способ дает возможность раздельно вычислить зимнее количество осадков, дефляцию и аккумуляцию снега. Однако толщина снежного покрова и плотность поверхностного слоя снега не могут сразу дать эти величины, так как уровень дневной поверхности снега формируется не только под влиянием поверхностных процессов, но также в значительной степени под воздействием процессов, происходящих внутри снежно-фирновой толщи. Необходимые поправки можно внести, лишь имея данные о строении и послойных значениях

плотности снежно-фирновой толщи и ее развитию во времени, для чего на опытной площадке нужно регулярно рыть шурфы, сопоставлять их между собой и строить профиль развития снежной толщи.

Используя кривую прироста и убыли снежного покрова, построенную по данным средних из ежедневных измерений по тросам*, для вычисления количества выпадающих осадков и величины дефляции снега необходимо учитывать оседание снежного покрова, так как видимое понижение уровня поверхности может происходить вследствие двух причин: дефляции и оседания снега. Поправку на оседание можно получить в результате анализа изменений плотности снега на временном профиле.

Однако снегозапасы не всегда соответствуют аккумуляции снега (осадки минус снос) даже после внесения поправок на оседание. Для точных расчетов необходимо учитывать и количество вещества, поступающего в сезонный снежный покров из прошлого года фирна (особенно когда он сильно трещиноват), а также влагу, испаряющуюся с поверхности снега. Эти данные могут быть получены путем анализа изменения водозапаса сезонного снега на временном профиле.

Вычисление количества выпадающих за год осадков с учетом осадков, поступающих на ледник в теплое время, требует анализа хода снеготаяния, в процессе которого часть талой воды просачивается в глубь толщи, что служит еще одной причиной понижения видимой поверхности снежного покрова. Эту поправку можно внести после учета инфильтрационного уплотнения и количества перемещающейся талой воды, для чего также необходим анализ процесса таяния на временном профиле.

Методика вычисления выпадающих осадков, оседания и сноса снега заключается в следующем. На кривой хода толщины снежного покрова выбираются периоды с приростом снега. Произведение величины каждого прироста (до пика) на плотность накопленного за этот период снега дает величину аккумуляции снега, откладывающегося в результате снегопадов и общих метелей, которую мы считаем равной количеству выпавших осадков. Если площадка располагается на участке, куда во время низовых метелей приносится дополнительное количество снега, должны быть поставлены более детальные наблюдения за метеоявлениями, анализ которых позволит отличить снег, выпавший во время общих метелей, от снега, отложенного при низовых метелях.

На участках сноса за каждым пиком (максимумом снегонакопления того или иного периода) следует понижение высоты поверхности, обусловленное сносом и оседанием снега. Наиболее ярким приме-

* Подробно об этом способе снегомерных наблюдений сказано в первой книге этого шеститомника.

ром понижения поверхности вследствие оседания служит ее понижение в январе 1962 г. (см. рис. 1.1), когда на поверхности длительное время существовала радиационная корка и низовых метелей не было. Тем не менее поверхность снега за 30 дней понизилась на 12 см.

Для вычисления массы снесенного снега нужно определить разность высот между пиком и последующим наинизшим положением поверхности. Умножив эту разность на плотность поверхностного слоя снега за этот период, получаем какое-то количество снега, которое всегда больше истинной величины сноса, поскольку частично понижение поверхности произошло вследствие оседания нижележащих (в основном самых верхних из них) слоев снега. Поэтому для дня, когда понижение поверхности закончилось, необходимо вычислить снегозапас в верхнем слое. Две полученные цифры – количество «снесенных» осадков и величину водозапаса в снеге – следует сравнить. Разница между ними и составляет необходимую поправку на оседание, которая позволяет определить дефляцию снега.

Рассмотрим пример. В период с 19 октября по 4 ноября трижды выпадали осадки, в результате отложения которых поверхность снежного покрова повысилась на 15 см, или отложилось 27 мм осадков в слое воды (см. рис. 1.1). 7–8 ноября под влиянием низовой метели произошло резкое понижение поверхности на 9 см; учитывая плотность снега в это время ($0,20 \text{ г/см}^3$), мы получаем снос, равный 18 мм осадков. Но правильно ли это? Ведь за прошедшее с 19 октября по 8 ноября время происходило и оседание снега. Как видно на профиле, 8 ноября был переотложен снег, аккумуляировавшийся на леднике с 19 октября. Водозапас во вновь образовавшемся слое составил не 18 мм осадков, как мы считали первоначально, а 27 мм – 18 мм = 9 мм. Это и есть истинная величина сноса.

Подобные вычисления были сделаны для всех случаев отложения и сноса свежего снега; проанализировано также изменение водозапаса во всех слоях свежееотложенного снега. В конце каждого месяца величины аккумуляированного снега сопоставлялись с водозапасом во всей толще сезонного снега, что позволило, с известным приближением, вычислить также и поступление вещества на границах сезонного снега с прошлогодним фирном и воздухом (табл. 1.1).

Как видно из таблицы, величины аккумуляции, рассчитанные как разность осадков и сноса снега и непосредственно измеренные в шурфах, не равны между собой и в целом за зиму отличаются друг от друга на 36 мм. Возможно, что эта разница обязана поступлению вещества в сезонный снежный покров из нижележащего прошлогоднего инфильтрационного фирна вследствие миграции водяных паров снизу вверх, однако она настолько мала, что правильнее ее отнести за счет ошибок измерений, ибо при таком способе ошибки в 5–10% вполне возможны и допустимы.

Таблица 1.1

Количество осадков, величины сноса снега и водозапаса в снежно-фирновой толще (мм слоя воды) по данным наблюдений на снегомерной площадке на южном склоне Эльбруса зимой 1961/62 г.

Месяц	Сумма осадков	Слой снесенного снега	Слой аккумуляированного снега		Увеличение водозапаса
			рассчитанный (осадки – снос)	измеренный в шурфах	
Сентябрь	77	7	70	70	70
Октябрь	123	0	123	134	204
Ноябрь	196	117	79	89	293
Декабрь	84	26	58	64	357
Январь	31	7	24	1	358
Февраль	80	10	70	68	426
Март	155	84	71	87	513
Апрель	84	1	63	81	594
Май	206	4	202	202	796
Весь период	1036	276	760	796	796

Второй способ основан на анализе *связи показаний осадкомера с количеством снега*, отлагающегося на таком участке ледника, где метелевый снос и принос снега отсутствуют. Эта связь существенно зависит от скорости ветра. Ежедневные снегомерные наблюдения на площадке, проводившиеся в 1961–1963 гг. на Эльбрусе, дали необходимые материалы для сравнения показаний осадкомера и хода снегонакопления. Осадкомер находился на метеорологической станции Ледовая База, расположенной в 500 м от фирнового поля на высоте 3680 м. Метеоплощадка открыта воздействию господствующих ветров. Она расположена на узком гребне с крутыми северным и южным склонами. Подстилающей поверхностью служит моренный чехол, зимой слабо заносимый снегом.

На основании исследований 1961/62 г. оказалось, что прямой связи между ежедневным количеством выпавшего на фирновом поле снега и количеством осадков в осадкомере не существует. По данным

метеорологических наблюдений, на Эльбрусе очень много дней с осадками: с сентября 1961 г. по май 1962 г. осадки отмечались 184 дня, или 70% времени. Число дней, когда наблюдалось отложение снега на площадке, за тот же период составляло 102, или 38%. Следовательно, в отдельные дни выпавшие осадки никак не регистрируются в снегонакоплении. Вместе с тем в другие дни (обычно во время сильной общей метели) при сравнительно небольшом выпадении осадков отлагался мощный слой снега. За 82 дня с неучтенными на площадке осадками их выпало (по измерениям осадкомера) около 80 мм, т.е. средняя их интенсивность была около 1 мм в день. Эта величина меньше точности снегомерных измерений (так как 1 мм слоя воды при плотности $0,20 \text{ г/см}^3$ равен 0,5 см снега). Величина неучтенных осадков (80 мм) составляет 7,7% суммы зимних осадков, равной 1036 мм. Очевидно, что для практических расчетов количества осадков в горах этой величиной можно пренебречь.

Вместе с тем несоответствие показаний осадкомера и данных по снегомерной площадке можно объяснить следующим образом. Небольшое (несколько миллиметров) количество свежеснежившего снега никогда не отлагается на леднике совершенно ровным слоем, а образует пятна, характер которых зависит от микрорельефа. При этом очевидно, что в местах такого отложения количество снега будет больше количества осадков. Если эти пятна оказались вне снегомерной площадки, на ней, естественно, отложения не будет, несмотря на прошедший снегопад. Если же пятна образовались в пределах площадки, то будет отмечено повышенное снегонакопление. Дни с продолжительными снегопадами малой интенсивности чередуются с сильными общими метелями, во время которых перераспределяется и отложенный ранее (в пятнах) снег. В результате метели снег откладывается довольно ровным слоем и в большем количестве, чем его выпадало во время этой метели. Именно в такие дни с общими метелями происходит мощное снегонакопление, фиксируемое изменением отсчетов по тросам. Но подобных периодов на леднике немного; поэтому кривая снегонакопления прерывиста, имеет резкие пики и длинные пологие участки. Описанный процесс получает косвенное подтверждение при сравнении количества осадков по осадкомеру и по тросам за каждый день и за отдельные периоды (от пика до пика).

Связь между данными ежедневных наблюдений за осадками на фирновом поле и в осадкомере установить не удалось даже с учетом средней суточной скорости ветра. Не установлена также зависимость между соответствующими месячными суммами осадков. В то же время наметилась хорошая связь между этими величинами в естественные периоды, включающие дни со снегонакоплением и дни с дефляцией снега (рис. 1.5), например, с 3 по 23 октября, с 22 января по 1 февраля, с 26 февраля по 4 марта и т.д. (см. рис. 1.1).

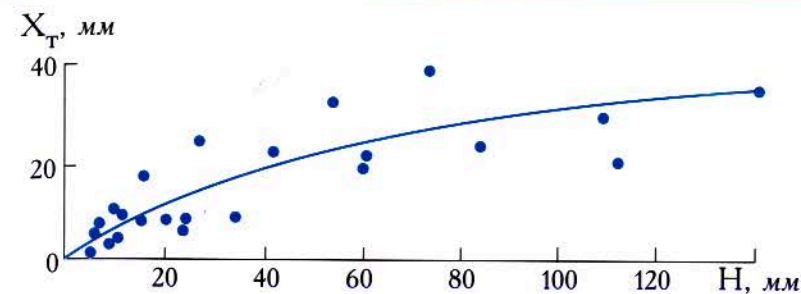


Рис. 1.5. Связь между суммами осадков за естественные периоды снегоотложения зимой 1961/62 г. по осадкомеру X_T и по снегомерным наблюдениям на фирновом поле южного склона Эльбруса (H)

Мы сопоставили со скоростью ветра на высоте флюгера U_{11}^* две величины: во-первых, отношение количества осадков на фирновом поле H к количеству осадков по осадкомеру X_T ; во-вторых, отношение разности между суммами осадков на фирновом поле и в осадкомере ($H - X_T$) к сумме осадков на фирновом поле H , количество которых мы считаем близким к действительному. В обоих случаях использовались суммы осадков за отдельные периоды снегоотложения, а скорость ветра бралась только за дни с накоплением снега на фирновом поле. Как в первом, так и во втором случаях зависимости получились удовлетворительными (рис. 1.6). С некоторой осторожностью полученные зависимости можно применять и к месячным величинам, ибо продолжительность периодов, включающих дни со снегопадами и дни с дефляцией, более или менее постоянна: на один месяц приходится 2–3 таких периода. Расчет, выполненный для зим 1961/62 и 1962/63 гг. по первому отношению H/X_T , дал результаты, приведенные в табл. 1.2.

Вычисленные таким образом суммы осадков для зим 1961/62 и 1962/63 гг. весьма близки к количеству осадков, полученных по ежедневным измерениям на площадке (1036 и 2152 мм соответственно); разность между ними меньше точности наших измерений.

Предложенный метод исправления показаний осадкомера мы применили для выяснения истинной суммы осадков в области аккумуляции ледника Федченко. Данные снегосъемок на станции Ледник Витковского, находившейся в период МГТ на высоте 4900 м, на 55% превышали показания ее осадкомера, а на станции Ледник Федченко-1 (4170 м) – лишь на 8% (Ледник Федченко, т. 2, 1962). Эти различия авторы объясняют особенностями орографии и отчасти разными конструкциями осадкомеров.

*Здесь и далее индекс U обозначает скорость ветра, измеренную в метрах на некоторой высоте (в данном случае на высоте 11 м).

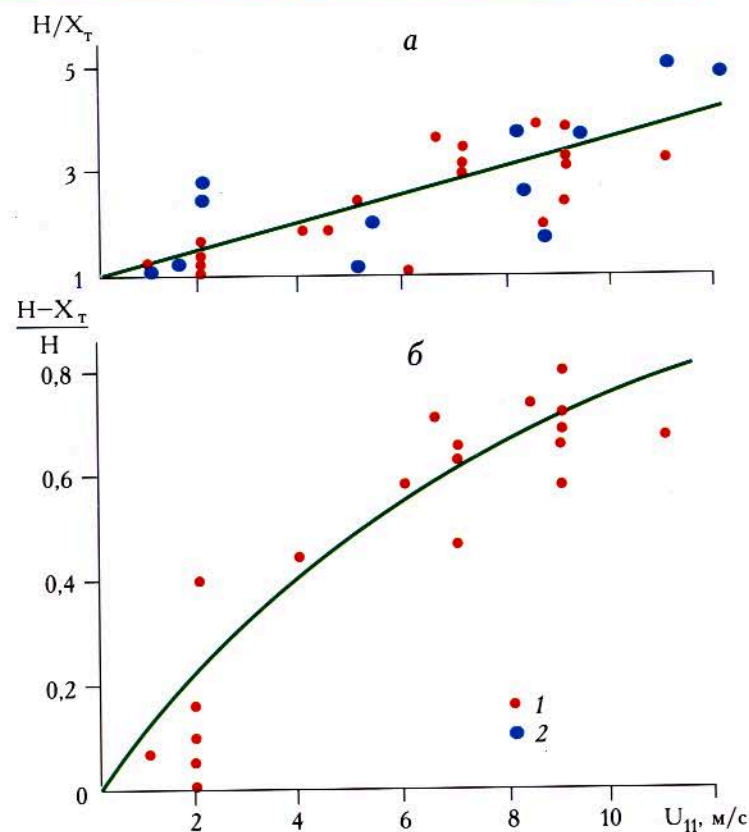


Рис. 1.6. Зависимость от скорости ветра U_{11} отношения количества осадков на фирновом поле H к количеству осадков в осадкомере X_t (а) и отношения разности между осадками на фирновом поле и в осадкомере $(H - X_t)$ к осадкам на фирновом поле H (б)
1 – данные зимы 1961/62 г., 2 – данные зимы 1962/63 г.

Из данных табл. 1.2 (Ледник Федченко, 1962, т.2, с. 165–166) было отобрано 14 периодов, для которых имелись показания осадкомера и сведения о количестве снега, отложенного на площадке. Сравнение отношений этих величин со скоростью ветра позволило вычислить соответствующие коэффициенты (рис. 1.7), которые по абсолютной величине оказались меньше эльбрусских и менее изменчивыми в зависимости от скорости ветра. Это можно объяснить тем, что станция Ледник Витковского более закрыта, чем Ледовая База, и режим ветра

Таблица 1.2

Количество осадков на южном склоне Эльбруса за зимы 1961/62 и 1962/63 гг. после внесения поправки в показания осадкомера

Месяц	Сумма осадков по осадкомеру, мм	Средняя месячная скорость ветра, м/с	H/X_t	Исправленное количество осадков, мм
1961/62 г.				
Сентябрь	44	4,7	2,3	101
Октябрь	30	4,6	2,3	69
Ноябрь	50	7,2	3,1	155
Декабрь	58	7,5	3,1	180
Январь	20	6,4	2,8	56
Февраль	30	5,9	2,7	78
Март	39	5,9	2,7	105
Апрель	58	2,4	1,7	98
Май	82	4,2	2,2	180
Весь период	411	5,4	2,6	1022
1962/62 г.				
Октябрь	40	4,1	2,2	88
Ноябрь	17	2,8	1,8	31
Декабрь		9,4	3,7	63
Январь	213	9,1	3,6	767
Февраль	134	5,6	2,6	350
Март	86	8,0	3,3	84
Апрель	49	3,3	2,0	98
Май	77	2,2	1,6	123
Весь период	714	5,6	2,6	2104

здесь однороднее. Кроме того, материалы наблюдений, данные которых используются, на Леднике Федченко более продолжительны, чем на Эльбрусе, что должно уменьшать угол наклона прямой на рис. 1.7.

Поскольку на станции Ледник Витковского в течение круглого года господствуют отрицательные температуры и дождей не бывает,

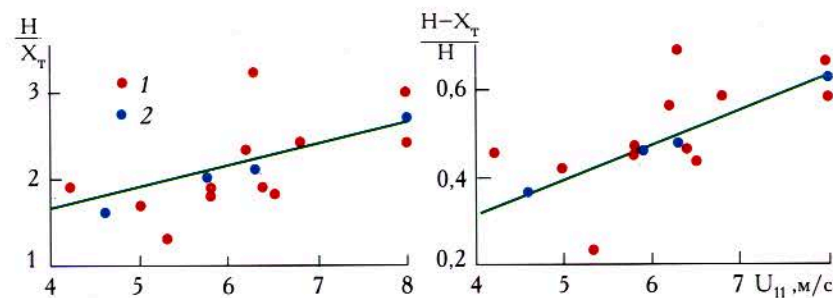


Рис. 1.7. Сравнение показаний осадкомера (левый график) и сведений о количестве снега, отложенного на площадке станции Ледник Витковского

1 – единичные измерения, 2 – осредненные значения. Обозначения осей те же, что и на рис. 1.6

Таблица 1.3
Количество осадков на станции Ледник Витковского за 1958/59 балансовый год после внесения поправки в показания осадкомера

Месяц	Сумма осадков по осадкомеру, мм	Средняя месячная скорость ветра, м/с	H/X _T	Исправленное количество осадков, мм
Сентябрь	34	4,7	1,8	62
Октябрь	49	5,0	1,9	93
Ноябрь		6,9	2,4	164
Декабрь	89	5,5	2,0	180
Январь	18	5,6	2,0	37
Февраль	46	7,0	2,4	111
Март	113	6,5	2,3	256
Апрель	67	5,7	2,1	139
Май	152	4,1	1,7	256
Июнь		4,4	1,75	70
Июль	37	4,2	1,7	
Август	20	5,0	1,9	38

полученные коэффициенты можно использовать и для периода абляции. Вычисленная таким образом сумма осадков за 1958/59 балансовый год оказалась равной 1470 мм (табл. 1.3). С января по август 1959 г. здесь выпало 970 мм осадков, а за тот же период 1958 г. – 1080 мм (вычислено этим же способом).

Связь метелевого переноса с твердыми осадками

Между переносом снега при общих метелях и количеством выпавших осадков существует определенная связь, которую можно использовать для вычисления одного из этих показателей по известной из наблюдений величине другого. Выше показано, что на ровных пространствах при общей метели и установившемся снеговетровом потоке все время происходит отложение снега, равное количеству выпадающих осадков. Но весь выпадающий снег, прежде чем отложиться на поверхности, вовлекается в снеговетровую поток. Пока есть метель и, следовательно, дальность переноса не равна нулю, выпавший снег сначала переносится, а только потом закрепляется в снежном покрове. Отсюда следует, что в потоке находится весь выпадающий в данный момент снег, а, возможно, и снег, выпавший ранее (в ту же метель).

В высокогорье интенсивность выпадения снега весьма велика. В районе Эльбруса, например, в среднем за период аккумуляции 1961/62 г. она составила 12 мм/сут (с учетом продолжительности снегопадов и общих метелей 2083 часа, или 87 суток). Такая высокая интенсивность выпадения снега тем более способствует насыщению потока за счет выпадающего снега.

Коэффициент связи метелевого переноса и осадков k представляет собой линейную величину, он равен:

$$k = Q_{об}/X_T, \quad (1)$$

где $Q_{об}$ – количество снега, перенесенного общими метелями, г/см, а X_T – количество осадков, выпавших за то же время, г/см². Очевидно, чем больше снега соберет метелемер, тем больше коэффициент связи. С другой стороны, если при том же количестве собранного метелемером снега выпадает больше осадков, коэффициент связи уменьшается.

На участках ледника, подверженных регулярному сносу снега, подобным же образом можно вычислить и коэффициенты связи между количеством снега $Q_{низ}$, перенесенного во время низовой метели, и количеством снега $X_{низ}$, снесенного в данном месте. Оказалось, что эти коэффициенты связи при разных условиях погоды изменяются незначительно, а в целом за период аккумуляции они должны сохра-

няться более или менее постоянными для данного места. Следовательно, их можно использовать при расчетах осадков и дефляции снега по данным о метелевом переносе в любой год. При расчетах осадков или дефляции снега в целом за период аккумуляции можно пользоваться также осредненными значениями коэффициентов, полученными по нескольким метелям.

Для зимы 1961/62 г. в районе фирнового поля на южном склоне Эльбруса коэффициент связи между количеством выпавших осадков и суммарным переносом во время общих метелей составил 45 м, а между общим количеством снесенного снега и снегом, перенесенным во время низовых метелей, – 103 м. Полученные линейные коэффициенты связи имеют определенный физический смысл: они отражают дальность переноса снега. Естественно, что в одних и тех же условиях дальность переноса при низовых метелях больше, чем при общих.

Расчеты коэффициентов связи при отдельных метелях показывают, что чем они меньше, тем более равномерно откладывается снег и тем ниже коэффициент вариации распределения снежного покрова. Поскольку коэффициенты связи изменяются в разных условиях рельефа, последнее заключение имеет большое значение при выборе места для метелемерных и других измерений, по которым в дальнейшем можно вычислять количество выпадающих осадков.

Изложенный здесь способ применялся для расчета осадков на фирновом поле в периоды аккумуляции 1958/59 и 1962/63 гг. Первый из этих периодов был близок по условиям к 1961/62 г., а второй был резко аномальным – он отличался исключительно высокой снежностью. На основе метелемерных наблюдений, выполненных на фирновом поле Эльбруса (Котляков, Плам, 1965а), были приняты следующие расходы снеговетрового потока q в зависимости от скорости ветра U_p :

$U_p, \text{м/с}$	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$q, \text{г/(м·с)}$	4	9	15	23	32	41	52	65	82

Результаты расчетов приведены в таблицах 1.4 и 1.5. Полученная этим способом сумма осадков за 1958/59 г., как и следовало ожидать, близка к их сумме за 1961/62 г. В то же время в аномально снежном 1962/63 году осадков выпало почти вдвое больше – около 2100 мм. Последняя цифра очень близка к сумме осадков за период аккумуляции 1962/63 г., полученной иным способом (см. табл. 1.2). Из этого следует, во-первых, что коэффициент связи, определенный нами, достаточно надежен и, во-вторых, что формула (1) вполне пригодна для расчета количества твердых осадков.

Данные табл. 1.5 свидетельствуют о том, что за зиму 1958/59 г. на фирновом поле было снесено около 31% выпавшего снега – почти

Таблица 1.4

Вычисление твердых осадков на фирновом поле южного склона Эльбруса за периоды аккумуляции 1958/59 и 1962/63 гг. по данным о переносе снега при общих метелях

Месяц	Продолжительность общих метелей, часы	Средняя скорость ветра U_{11} , м/с	Средний расход снеговетрового потока, $g/(м·с)$	количество перенесенного снега, 10^3 г/м	Осадки, мм
1958/59 г.					
Сентябрь	20	6,5	6	432	126*
Октябрь		9,5	27	4 277	95
Ноябрь	5	7,5	12	2 176	48
Декабрь	120	7,5	12	5 184	17
Январь	123	7	9	3 985	89
Февраль		9	23	7 369	64
Март	78	7,5	12	3 370	75
Апрель	180	8	15	9 720	216
Май	56	7,5	12	2 419	171*
Весь период	765			38 932	1101
1962/63 г.					
Октябрь	46	9,5	28	4 637	103
Ноябрь	6	6	4	110	3
Декабрь	143	10,5	37	19 048	423
Январь	295	10	32	34 304	762
Февраль	147	10	32	16 934	376
Март	135	10	32	15 552	346
Апрель	15	7	9		1
Май	34	9,5	28	3 427	76
Весь период	821			94 061	2090

*Суммы осадков за сентябрь 1958 г. и май 1959 г. взяты по осадкомеру (с поправкой на скорость ветра), так как основное снегонакопление в эти месяцы шло при снегопадах и не сопровождалось общими метелями.

Таблица 1.5

Вычисление величины дефляции на фирновом поле южного склона Эльбруса за периоды аккумуляции 1958/59 и 1962/63 гг. по данным о переносе снега при низовых метелях

Месяц	Продолжительность низовых метелей, часы	Средняя скорость ветра U_{1P} , м/с	Средний расход снеговетрового потока q , г/(м·с)	количество переносимого снега, 10^3 г/м	Величина дефляции, мм
1958/59 г.					
Сентябрь	32	6,5	6	691	7
Октябрь	27	9	23	2 236	22
Ноябрь	41	10	33	4 871	46
Декабрь	56	,5	6	1 210	12
Январь	136	7,5	12	5 875	57
Февраль	90	10	33	10 692	104
Март	3	8	15	4 482	43
Апрель	1	8	15	4 914	48
Май		6,5	6	172	2
Весь период	564			35 143	341
1962/63 г.					
Октябрь	41	8	15	2 214	21
Ноябрь	22	7	9	719	7
Декабрь	169	8	15	9 126	89
Январь	25	8	15	1 350	13
Февраль	26	9	23	2 153	1
Март	102	7	9	3 305	2
Апрель	42	6	4	605	6
Май	13	6	4	187	2
Весь период	440			19 659	191

столько же, сколько и в близком по условиям 1961/62 г. (см. табл. 1.1). Наоборот, в 1962/63 г. дефляция снега здесь оказалась равной 9%, что связано с малой повторяемостью в эту зиму низовых метелей.

Таким образом, опыт работ на Эльбрусе показывает, что правильная постановка снегомерных и метелемерных наблюдений в удобном месте дает возможность не только исследовать ход процессов аккумуляции на леднике, но и вычислить величину выпадающих твердых осадков, которую далеко не всегда удастся получить с помощью осадкомеров.

Некоторые замечания к речным измерениям

Общую картину аккумуляции и абляции на леднике можно получить с помощью маршрутных наблюдений по заранее расставленной сети рек. Однако при измерениях возникают известные трудности из-за того, что снежный покров, в котором они установлены, непрерывно оседает. Пока толщина сезонного снежного покрова невелика (менее 2 м), достаточную точность при вычислении аккумуляции по рейкам можно получить, учитывая оседание лишь в поверхностных слоях свежееотложенного снега (см. выше). Но при подсчете осадков, дефляции и годовой аккумуляции в мощном снежном покрове нужно учитывать оседание во всей многометровой толще этого покрова (Котляков, 1966).

Необходимость введения поправки на такое оседание видна из рис. 1.8. Отсчитывая толщину снежного покрова по рейкам или по тросам, мы получаем превышение снежной поверхности над горизонтальной линией ($a - a_1$). В действительности же вследствие оседания поверхность снега со временем понижается ($a - b$). К концу месяца эта разница составит $a_1 - b$. Кроме того, сумма всех приращений толщины снежного покрова за истекший месяц [$\Sigma(a - c)$] из-за интенсивного оседания свежееотложенного снега сокращается, и к концу месяца высота приращения в шурфе будет значительно меньше ($c - b$). Эта разница, а также величина $a_1 - b$ и будет искомой поправкой. Поделив суммарную поправку (выраженную в миллиметрах) на количество дней между двумя рассмотренными шурфами, получаем суточную величину поправки. Использовать ее следует лишь в дни с приростом снежного покрова, так как видимое понижение снежной поверхности складывается из оседания и сноса снега и, следовательно, не требует введения вычисленной поправки.

Поправку на оседание всего снежного покрова удобнее всего вычислять в конце каждого месяца периода аккумуляции. Методику ее расчета рассмотрим на конкретном примере. Толщина снежного покрова, отложенного за текущую зиму, в шурфе 22 апреля 1963 г. составила 419 см, а в шурфе 29 мая – 432 см. В майском шурфе толща снега, отложенного до 22 апреля, была равна 405 см; следо-

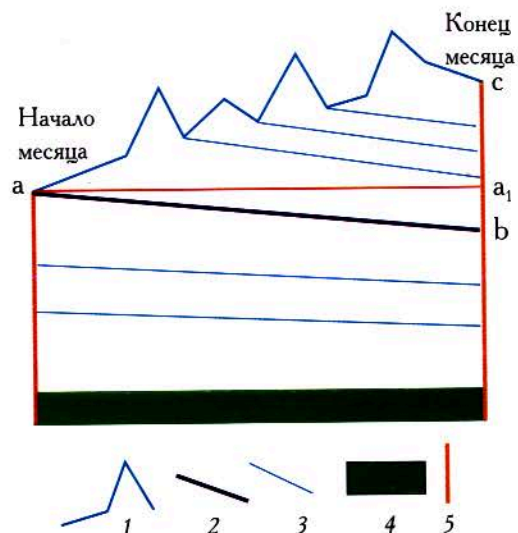


Рис. 1.8. Оседание сезонного снежного покрова за месяц
1 – поверхность снежного покрова, 2 – граница толщи, отложенной к началу месяца, 3 – границы между отдельными слоями, 4 – летняя поверхность прошлого года, 5 – шурфы

вательно, за май она осела на 14 см. Общий прирост свежего снега с 22 апреля по 27 мая составил 58 см, а в шурфе этот снег занимал слой толщиной лишь 27 см. Таким образом, разница, обусловленная оседанием свежего снега, составила 31 см, а общая поправка была равна 45 см за 35 дней, или по 1,3 см в сутки. Плотность отложившегося в мае снега в среднем была равна 0,16 г/см³; значит, суточная величина поправки на оседание составляет 2,1 мм (в слое воды). Из 35 дней рассмотренного периода в течение 18 наблюдался прирост снежного покрова, и, значит, введенная поправка за это время равнялась 38 мм (в слое воды). В середине зимы 1962/63 г., когда ежемесячно выпадало по несколько сотен миллиметров осадков и оседание снежной толщи шло очень интенсивно, эта поправка была еще больше.

Результаты вычисления аккумуляции снега на фирновом поле Эльбруса зимой 1962/63 г. с учетом поправки на оседание приведены в табл. 1.6. Конечное число (сумма осадков за октябрь – май около 2100 мм) очень близко к величине, полученной двумя другими способами (см. табл. 1.2, 1.4).

При изучении абляции на ледниках необходимо строго различать такие понятия, как понижение поверхности снега, таяние снежного

Таблица 1.6

Количество осадков, величины сноса и водозапаса в снежно-фирновой толще (мм слоя воды) по данным наблюдений на снегомерной площадке на южном склоне Эльбруса зимой 1962/63 г.

Месяц	Сумма осадков	Поправка на оседание	Сумма осадков (с введенной поправкой)	Слой снесенного снега	Слой отложенного снега
Октябрь	174	21	195	9	186
Ноябрь	45	15	60	—	60
Декабрь	438	32	470	6	464
Январь	627	138	765	43	22
Февраль	129	27	156	28	28
Март	240	30	270	56	14
Апрель	40	27	67	3	64
Май	87	32	119	—	119
Весь период	1780	322	2102	145	1957

покрова и его абляцию. Первая величина отражает лишь видимое понижение поверхности, обязанное воздействию многих причин и совершенно не обязательно совпадающее с действительным таянием снега и тем более с абляцией. Таяние может происходить и в приповерхностном слое снега, и в более глубоких слоях снежного покрова. При этом талые воды просачиваются в глубь снега и фирна и частично там замерзают. Поэтому абляция, или убыль вещества, в целом для ледника весьма близкая по величине к стоку талых вод, зависит не только от величины таяния (а также испарения), но и от строения, физических свойств снежно-фирновой толщи и ее температурного режима.

С помощью реечных измерений мы получаем сведения лишь о видимом понижении поверхности снега, в разной мере характеризующие таяние в зависимости от типа погоды и от хода абляции. Как правило, в начале периода абляции наблюдается резкое снижение поверхности снега, связанное с просачиванием талых вод в глубь толщи, что ведет к быстрому изменению структуры снега, его оседанию и инфильтрационному уплотнению. В дальнейшем происходит насыщение снежного покрова водой, и таяние в этот период сопро-

воздаётся незначительным понижением поверхности снега. С началом водоотдачи из снежного покрова кривая понижения поверхности снега в общем следует за ходом таяния и абляции. Однако периодические похолодания и заморозки, так же как и смена типов погоды, нарушают правильность указанных взаимоотношений.

Различают два основных типа таяния: адвективное и радиационное. В первом случае таяние концентрируется на поверхности, что облегчает его измерение реечным способом. Во втором случае из-за проникновения в глубь снежной толщи солнечной радиации таяние частично происходит во внутренних слоях снега. Внутриснежную составляющую таяния с помощью реек учесть нельзя. Поэтому данные реечных измерений при радиационном типе таяния оказываются заниженными. Эту закономерность наглядно показала И.М. Лебедева (1963), которая сопоставила на леднике МГУ (Полярный Урал) средний слой стаивания снега, измеренный по рейкам, со стоком ледникового ручья. В солнечные дни сток ручья, как правило, оказывался больше, а в пасмурную погоду сток и стаивание были в общем равны.

При измерении таяния снега с помощью реек за определенный промежуток времени следует помнить, что убыль запаса воды в верхнем слое снега, равная произведению понижения высоты поверхности на среднюю плотность снега, соответствует количеству растаявшего снега за тот же период только в том случае, если в снеге в начале периода измерений не было свободной воды. Это условие автоматически соблюдается в целом для периода абляции, но при измерениях за короткие промежутки времени возможны те или иные отклонения, требующие дополнительных исследований. Отсюда видно, что точность измерения таяния по рейкам зависит от продолжительности периода наблюдений.

При длительных измерениях таяния по рейкам результаты содержат ошибку, обусловленную оседанием снежного покрова при инфильтрационном уплотнении. Для определения этой ошибки Ла Шатель (La Chapelle, 1959) рекомендовал проводить наблюдения по нескольким рейкам, забуренным в снег на разную глубину. В принципе методика таких наблюдений аналогична той, что я применял для определения величины оседания снега в период аккумуляции.

При коротких периодах наблюдений данных отсчетов по рейкам недостаточно. Для измерения потери воды во всех ее фазах поверхностным слоем определенной толщины нужны также сведения об изменениях плотности исследуемого слоя снега по глубине в начале и в конце периода наблюдений. Известно (Кузьмин, 1961), что в период абляции снежного покрова плотность тающего снега изменяется мало лишь при определенных условиях: крупнозернистом перекристаллизовавшемся снеге, интенсивном таянии, не перекрывающемся ночными заморозками и возвратом холодов. Для ледников

эти условия не характерны, поэтому пренебрегать изменениями плотности во времени, т.е. основывать свои суждения об абляции только на результатах реечных измерений, нельзя. Ошибки измерений по рейкам могут достигать 65% для коротких периодов наблюдений и 15–20% для более длительных (Hubley, 1954).

Таким образом, при удлинении периода наблюдений результаты реечных измерений приближаются к истине и в целом для сезона абляции дают представление о суммарном таянии и абляции, если измерения сопровождаются определениями плотности сезонного снежного покрова перед началом таяния и плотности фирнового остатка после окончания таяния. В тех случаях, когда талые воды просачиваются на глубину нескольких метров и замерзают в слоях фирна, отложенных в прошлые годы, наблюдений только за фирновым остатком текущего года недостаточно. Величины абляции в таких случаях оказываются завышенными, поскольку некоторая часть талой воды, пошедшей на инфильтрационную аккумуляцию, учитывается как составляющая расхода, тогда как в действительности она остается в пределах ледника.

В период интенсивного таяния на ледниках умеренных широт в области фирновой линии за день обычно стаивает слой снега толщиной в несколько сантиметров. При установившемся режиме таяния это количество талой воды стекает с ледника. Значит, в разгар таяния об интенсивности абляции можно судить по данным о снижении снежной поверхности, полученным из реечных измерений. Однако для пересчета снижения поверхности в соответствующий водный эквивалент необходимо иметь среднее значение стаивающего за сутки слоя снега. Это значение можно получить из разового измерения плотности в определенное время суток. Чтобы выбрать наилучшее время для такого измерения, в области аккумуляции ледников южного склона Эльбруса и Заилийского Алатау был исследован характер изменения плотности поверхностного слоя снега в период таяния (Голодковская, 1964). Плотность снега измеряли дважды в день: в 7 час. и в 18 час. 30 мин. — до начала дневного таяния и после его окончания. Обычно к вечеру плотность верхнего слоя снега увеличивалась из-за пропитывания его талыми водами, но к утру она снова понижалась, что связано со стеканием воды за ночь. Специальное окрашивание снега и послойные измерения его плотности показали, что благодаря ночному просачиванию воды плотность снега уменьшается в верхних 5 см. Ниже она остается без изменений, так как фильтрация в более глубокие горизонты компенсируется притоком воды сверху.

Для вычисления снижения поверхности снежной толщи, выраженного в слое воды, были использованы утренние измерения плотности снега, поскольку именно они характеризуют слой стаивающего за день снега. Как показал такой расчет, в целом за период

таяния 1963 г. поверхность снега на фирновом поле Эльбруса снизилась на 684 мм в слое воды, что почти точно соответствовало разности в водозапасе всей толщи сезонного снежного покрова в период максимального снегонакопления (с учетом осадков, выпавших летом) и после окончания таяния.

Метод теплового проявления снежно-ледовых объектов

Широкое использование дистанционных методов в гляциологии позволило и при измерении снеготаяния уйти от непосредственных реечных измерений. С этой целью был разработан метод теплового проявления, названный так по аналогии с фотографическим проявлением (Котляков и др., 1981).

Метод основан на свойстве конформности рисунка изолиний высоты границы сезонного снега с рисунком изогипс. Еще Х. Альман (1962) эффективно использовал это свойство для картографирования осадков, а в более ранней своей работе (Ahlmann, 1924) использовал для построения карт осадков и стока изолинии температур лета на высоте «предела оледенения» – поверхности, близкой к поверхности высот снеговой линии.

Сущность предложенного нами метода состоит в следующем. Зная с наперед заданной точностью в избранной точке пространства величину максимального зимнего снегонакопления b_w и приращение снеготаяния Δb , мы утверждаем, что в момент исчезновения снежного покрова в этой точке талый сток составил

$$Y_t = b_w + \Delta b - E_b, \quad (2)$$

где E_b – весеннее испарение. Механический перенос снега водой, ветром или силой собственной тяжести в этом утверждении игнорируется, хотя при необходимости может быть учтен специальными измерениями. Весеннее испарение может быть рассчитано.

Во время МГГ в опытном бассейне в горах Урала ежегодно измеряли величины b_w , Δb и уменьшение снеготаяния в серии снежных шурфов, вырытых от поверхности снега до грунта или ледниковой поверхности (фирна или льда), имевших глубину от 0,5 до 12 м при разных экспозициях и уклонах горных склонов. Величина b_w измерялась также на многих линейных маршрутах в пределах опытного бассейна р. Бол. Хадата (площадь бассейна 135 км²) и по разрезу на этой широте (67° 30' с.ш.) от западных до восточных предгорий Урала, а в некоторые годы и на обширных пространствах

тундры, лесотундры и тайги (до 10 тыс. почти одновременных измерений за весну).

Поскольку величина Δb измерялась над искусственно маркированной в шурфе поверхностью снега в момент максимума снеготаяния и суммировалась за все периоды весенних снегопадов и метелей, то величина расчетного или измеренного весеннего испарения E_b вычиталась из всей суммы Y_t . Зимнее же испарение снега автоматически учитывалось в величине b_w . Таким образом, величина таяния снега и талого снегового стока в данной точке соответствует формуле (2). Далее мы утверждаем, что во всех точках пространства с условиями теплообмена снежного покрова с окружающей средой, аналогичными данной точке, талый сток также равен Y_t , а геометрическое место одинаковых значений Y_t в этих точках есть изолиния величины талого стока данного года. Более того, зная интенсивность таяния снега $\partial Y_t / \partial t$ по ежедневным измерениям в шурфах, мы можем провести аналогичные изолинии талого стока по данным об изменении положения границы сезонного снега за любой интервал времени с момента начала снеготаяния и до его окончания.

Впервые метод теплового проявления снеготаяния и талого снегового стока в таком варианте был использован В.Г. Ходаковым (1962). Изменения границы сезонного снега фиксировались по крупномасштабной карте по наблюдениям с господствующей вершины через $\Delta t = 5$ суток.

Практически одновременно и независимо метод теплового проявления снеготаяния в другом варианте был предложен Ю.М. Денисовым (1963) и реализован в виде детальной карты для опытного бассейна р. Кзылча на Тянь-Шане (Гапишко, 1975). Этот вариант имеет некоторые отличия. В нем используются материалы повторных аэрофотосъемок при сходе снега через равные промежутки времени (Δt) для рисовки последовательных положений границы сезонного снега, а компоненты Y_t получаются по локальным эмпирическим формулам в зависимости от температуры воздуха t и сумм поглощенной снегом солнечной радиации $B_k = Q(1 - A)$. Величины t приводились к высотам границы сезонного снега с учетом вертикального градиента температуры, полученного по сети метеостанций и постов при допущении гладкости поля t . Величины приходящей солнечной радиации Q определяли по редкой сети измерений с учетом роста прозрачности атмосферы с высотой. Величину альбедо поверхности снега A вычисляли по эмпирической формуле в зависимости от интенсивности таяния снега.

Идею другого варианта метода теплового проявления снеготаяния – расчета средней высоты многолетней (фирновой) границы питания по данным от наивысших положений границы сезонного снега за ряд лет – предложил Х. Альман (Ahlmann, 1924). Фирновая граница фиксируется по отчетливым структурным признакам на ледниковой поверхности и

нередко приводится в каталогах ледников. Вариант расчета снеготаяния по высоте границы питания был доведен до практического применения А.Н. Кренке (Научный..., 1967) по отношению к оледенению крупных регионов. В дальнейшем такой расчет был опубликован В.Г. Ходаковым (1968) для опытного бассейна р. Варзоб в Гиссаро-Алае, а также А.Н. Кренке для Кавказа (Кренке и др., 1970), Средней Азии (Кренке, 1973) и других горно-ледниковых районов.

Рассмотрим теперь возможности применения метода теплового проявления для интерпретации аэрокосмической информации. Первый опыт использования высококачественных снимков с космического корабля «Союз-11» на район Алтая для построения карты талого стока принадлежит И.С. Гарелику с соавторами (1975). Расчет величины Y_t проводился по полю t , полученному с использованием локальных высотных температурных градиентов и постоянного температурного коэффициента снеготаяния K_t , $z/(cm^2 \cdot град \cdot сут)$. Построенная карта, в частности, выявила не известную ранее, более высокую заснеженность южных склонов Алтая по сравнению с северными (см. рис. 2.11 на с. 212 в третьей книге этого шеститомника).

Предлагаемый здесь вариант метода теплового проявления снеготаяния применим также для наледей, крупных скоплений заторных льдов в поймах рек и, возможно, других льдов водоемов. В его реализации главными служат два аспекта: 1) плано-высотное положение снежно-ледовых объектов и фиксация их изменений через заданные интервалы времени (обычно не реже чем через 5 дней); 2) измерение и/или расчет интенсивности таяния. В принципе оба аспекта могут и должны решаться на базе космических материалов. К этому есть все предпосылки. Улучшение качества фотоизображения и трансформации снимков в стандартную картографическую проекцию решает первую задачу без получения стереопар, а только методом совмещения снимка с топографической картой.

Радиационный баланс снеготаяния также может быть получен непосредственно по космическим данным, если передаточная функция атмосферы будет определяться на основе измерения яркости природных опорных объектов. Эксперименты в бассейне р. Бол. Хадата на Урале (Оледенение Урала, 1966), ледников Марух на Кавказе и Абрамова в Гиссаро-Алае показали, что важнейший параметр таяния – альbedo – тесно скоррелирован с оптической плотностью фотоизображения при наземной, авиационной и космической съемках в видимой части спектра.

Для установления зависимости между оптическими плотностями и величинами альbedo различных поверхностей снежного покрова и ледников мы разработали методику синхронных воздушных фотографических и наземных альbedосъемок с последующей фотографической и фотометрической обработкой полученных съемочных материалов.

Фотографирование с вертолетов проводилось одновременно с альbedосъемкой поверхности ледников приблизительно в 180 точках. Для калибровки и приведения оптических плотностей разных снимков в одну систему в стационарных условиях во все отснятые пленки был впечатан сенситометрический клин. На негативах по опознанным точкам района, в котором проходила полевая альbedосъемка, измерялись оптические плотности в пределах рассчитанной рабочей площади в центре снимка. По измеренным на сенситометре оптическим плотностям и логарифмам альbedo строился график практически прямолинейной зависимости. По оптическим плотностям сенситометрического клина были построены характеристические кривые для каждой из отснятых пленок. При совмещении прямого участка характеристической кривой с графиком зависимости «оптическая плотность – логарифм альbedo», построенных в одном масштабе, получилось практически полное их совпадение (рис. 1.9).

Такое совпадение дает возможность, используя характеристическую кривую и одну опорную точку с известным альbedo, по определенной на сенситометре оптической плотности выяснить альbedo любой точки или изображенного на снимке объекта в целом. При определении альbedo по космическим снимкам необходимо учитывать передаточную функцию атмосферы, для определения которой опорными однородными поверхностями могут служить фирновые поля, чистый ледниковый лед, зандровые равнины, конечно-моренные массивы, глубокие водоемы при тихой погоде. Диапазон величин альbedo таких поверхностей, измеряемых систематически или по оперативным заданиям, составляет от 0,1 для глубокого озера до 0,9 для свежеснежного в высокогорье снега. Точность его вычисления по аэрокосмическим снимкам незатененных горизонтальных участков не ниже $\pm 0,03$.

Большой вклад вносят космические данные и в расчет величины приходящей солнечной радиации Q , прежде всего вследствие учета площади и плотности облачности, а также уточнения высотного изменения степени прозрачности атмосферы. Данные искусственных спутников Земли в ИК-диапазоне позволяют совершенствовать построение поля приземной температуры воздуха (Кондратьев, 1971).

Однако нельзя забывать о необходимости правильной организации подспутниковых наблюдений. Наиболее точные результаты метод теплового проявления снежно-ледовых объектов может дать лишь при условии, что одновременно будет выполнена (хотя бы один раз) программа детальных подспутниковых измерений снеготаяния и слагаемых его теплового баланса в разных географических условиях: в тундре, под пологом леса разных типов, на полях, в степях, пустынях, горах разных широт со склонами разной крутизны и экспозиции, на наледях, льду озер, рек, водохранилищ, морей, океанов. В горных

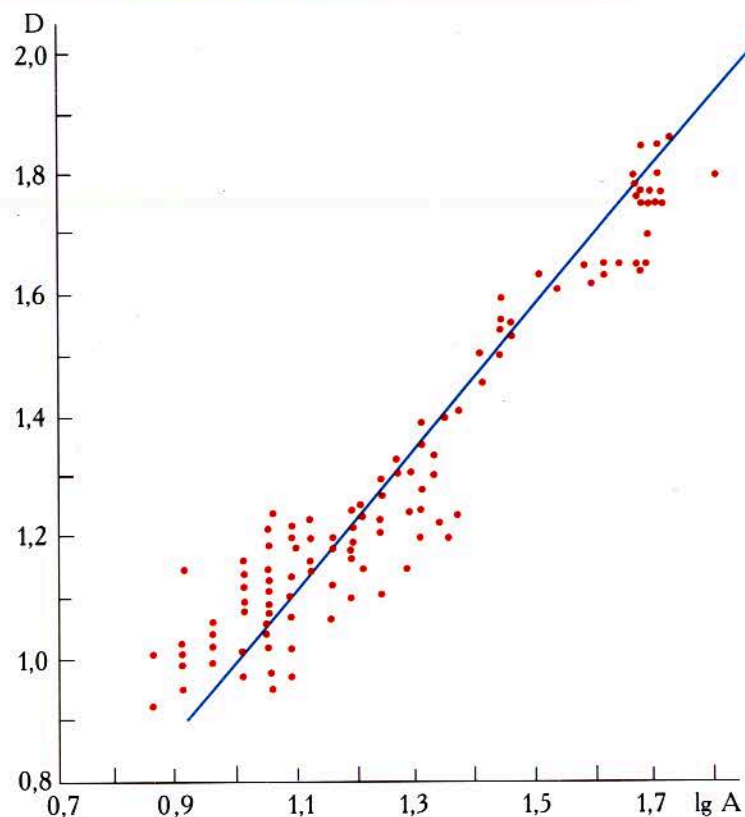


Рис. 1.9. График связи оптической плотности D и логарифма альбедо A , построенный по измерениям в поле альбедо и соответствующим оптическим плотностям шести вертолетных снимков ледника Абрамова на Гиссаро-Алае. Прямой участок сенситометрической кривой полностью совпал с построенным графиком.

районах следует организовывать повторные измерения границы сезонного снега, а также контрольные аэрофотосъемки.

В целом отчетливо вырисовывается обширный *проект наземно-аэрокосмической реализации метода теплового проявления сезонных снежно-ледовых ресурсов Земли*. Приведение его результатов к средним многолетним не представляется сложным, если использовать карты с изолиниями твердых осадков. Тонкая структура полей снега и льда (зоны лавинных конусов, крупных снежных заносов, наледей, заторов льда на реках, навалов морских льдов), по

нашим многолетним наблюдениям, отличается высоким постоянством от года к году. Пробелы в полученной информации (грандиозные редкие снежные лавины, заторы и др.) могут быть восполнены косвенными, а также космическими данными: методами фито-, гео-, термоиндикации.

Предлагаемый проект позволит составить достоверные и достаточные детальные карты с разрешением порядка 10 м по пространству и порядка 5 г/см² по удельной массе снега и льда. Карты найдут применение в гидрометеорологии (корректировка наблюдательской сети, гидропрогнозы); при проектировании промышленного, бытового и транспортного строительства (учет мест схода лавин, снежных заносов, заторов льда на реках, развития опасных наледных процессов, подвижек ледников); в сельском (оценка эффективности снегонакопления и снегозадержания и мелиорации земель) и водном хозяйствах; при решении экологических проблем, особенно проблемы индикации сильного аэрозольного загрязнения атмосферы в зимний период по его следам на тающем снеге. Естественно, перед организацией глобального проекта подобные работы следует поставить в региональном масштабе.

Глава 2

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА РАВНИНАХ

Понятие *снежность* объединяет комплекс природных явлений, связанных с существованием на земной поверхности снежного покрова. Сюда относятся условия выпадения и отложения твердых осадков, возникновения, развития и схода снежного покрова, данные о количестве выпадающего из атмосферы льда и снегозапасах на поверхности земли. В понятие снежность включается также круг явлений, своим возникновением обязанных снежному покрову: снегозаносы, снежные лавины, снежные сели и т.п. Наконец, со снежностью Земли тесно связано существование ледников. В соответствии с закономерным изменением климата в разных частях нашей планеты изменяется и снежность отдельных территорий; вместе с колебаниями климата снежность изменяется во времени (от года к году и в различные эпохи).

Формирование снежного покрова

Зимой, так же как и в другие сезоны года, на земном шаре господствует зональное распределение атмосферного давления, приводящее к преобладанию зонального характера атмосферной циркуляции. Подобный характер циркуляции нарушается формированием и перемещением циклонов и антициклонов, но большей частью и в Северном и в Южном полушариях в тропосфере господствует западный перенос. Влага на материи приносится с океанов; основным поставщиком влаги в Евразию служит Атлантический океан, а в Америку – Тихий.

В поясе от экватора до 23° с.ш. зональный поток влаги в зимнее время направлен с востока на запад. В более северных широтах влага переносится с запада на восток; этот поток достигает максимума на 37° с.ш., а далее к северу постепенно ослабевает, и на 73° с.ш. его направление вновь меняется на восточное. Таким образом, западный поток влаги зимой преобладает именно на тех широтах, где расположены основные массивы покрывающихся снегом материков Северного полушария.

Меридиональный поток влаги в зимнее время в экваториальном поясе направлен к югу. С 27–28° с.ш. направление потока меняется на северное; максимума этот поток достигает на 47–50° с.ш., а далее к северу он уменьшается. Севернее 77° с.ш. влага вновь переносится с севера на юг. Следовательно, на основные пространства Северной Америки и Евразии влага зимой поступает с запада и юга, что способствует повышенному увлажнению именно этих частей материков.

Основным источником влаги для твердых осадков в Северной Америке служат океанические воздушные массы, поступающие с Тихого океана. Значительную часть влаги они теряют на западных склонах Кордильер, но некоторую часть переносят к востоку. Зональный поток влаги над Северной Америкой в зимнее время достигает максимума на 45° с.ш. на уровне 850 мб. Много влаги на Североамериканский континент поступает с Мексиканского залива. Зимой поток влаги отсюда увеличивается по сравнению с летом. Однако влагосодержание тихоокеанских воздушных масс меньше, чем масс, поступающих с Мексиканского залива (рис. 1.10), – это связано с более низкой температурой первых, а также с обезвоживанием их в результате выпадения значительного количества осадков на западных склонах Кордильер.

Зимний поток влаги над северной частью Евразии направлен с запада на восток; он постепенно уменьшается по абсолютной величине (рис. 1.11). Соответственно и влагосодержание атмосферы уменьшается в этом направлении, достигая минимума во внутренних частях Якутии (Дроздов, Григорьева, 1963). В зимнее время значительная часть территории Азии находится под влиянием континентальных воздушных масс, приток влаги здесь невелик. В зависимости от характера циркуляции атмосферы, помимо западного переноса, влага во внутренние районы Азии может поступать и с юга, и с севера. Последнее бывает при преобладании континентального зимнего муссона, вызывающего северные и северо-западные ветры, довольно устойчивые, но приносящие мало влаги. Большую роль играет воздушный поток с южных морей, снабжающий влагой значительную часть территории Восточного Китая (Hsü Shu-ying, 1958). В доставке влаги к восточному побережью Азии в зимнее время определенное значение имеют воздушные массы, поступающие с Тихого океана, однако далеко в глубь материка они не распространяются.

В холодный период влагоносные воздушные массы, поступающие на материк с запада, прогреты значительно больше, чем сам континент, что способствует усилению конденсации водяных паров. Поэтому западные, наиболее увлажненные части континентов максимум влаги получают в осенне-зимний период, хотя они хорошо увлажняются и в другие сезоны года. Воздушные массы, проходя над материком, неизбежно обедняются влагой. Воздух удаляется от состояния насы-

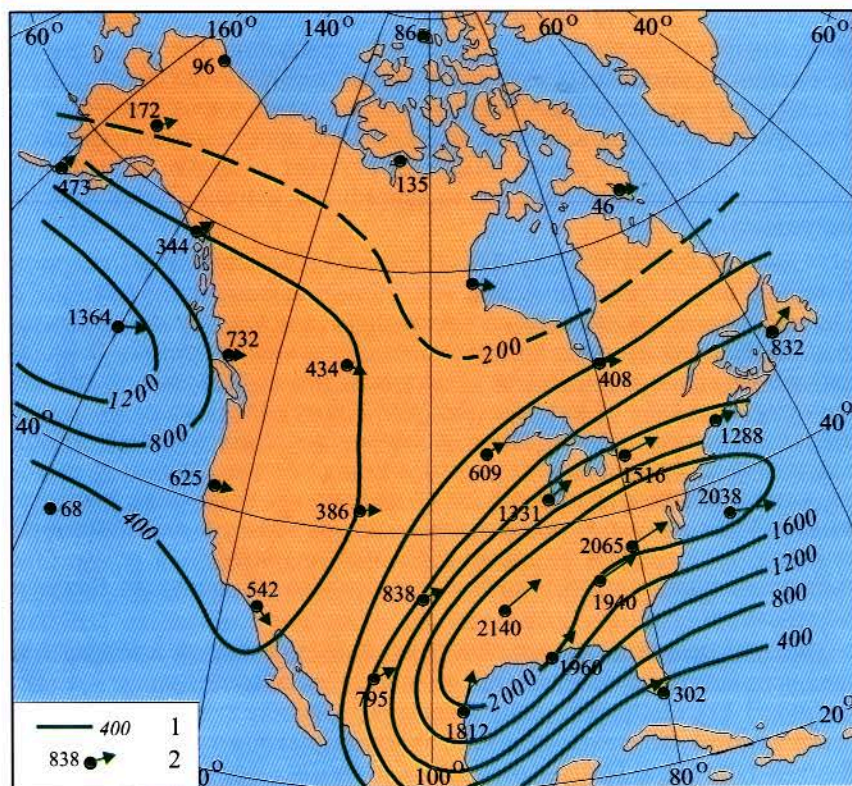


Рис. 1.10. Зимние потоки влаги, $г/(см·с)$, над Северной Америкой
По G. Benton, M. Estoque (1954)

щения, и условия образования осадков в нем ухудшаются. Максимум осадков в глубине материка постепенно сдвигается на лето, хотя относительная влажность, повторяемость облачности, осадков и продолжительность их выпадения еще долго сохраняют осенне-зимний максимум. Лишь в самом центре больших континентов (Северная Америка и Азия) зима характеризуется безоблачным небом и малоснежьем.

В восточных частях материков создается муссонная циркуляция, которая препятствует переносу влаги в глубь материков в зимнее время. Максимум увлажнения здесь приходится на лето, зимой осадков выпадает мало. Однако влияние муссонной циркуляции очень быстро затухает по мере движения от берега в глубь материка. Так же быстро меняются условия и по мере увеличения океаничности. Выступающие в океан части континентов и близлежащие острова

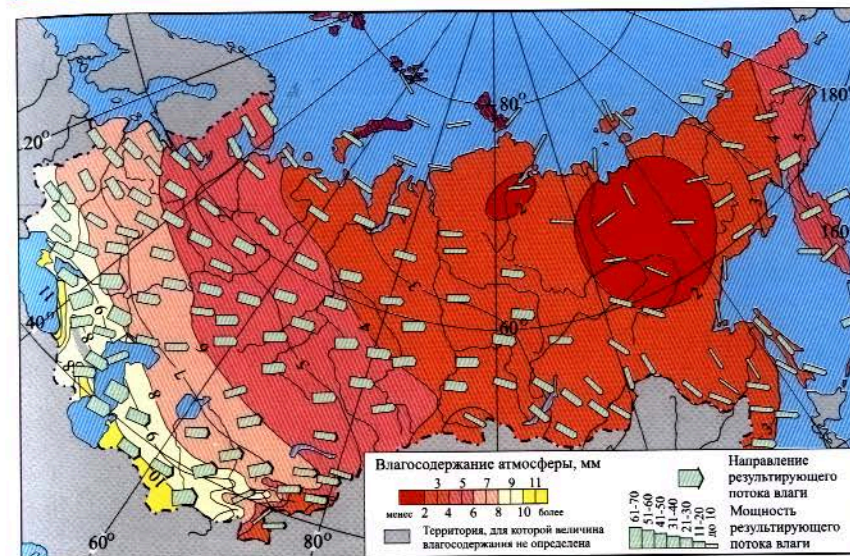


Рис. 1.11. Зимние потоки влаги, $г/(см·с)$, над северной частью Евразии
По данным атласа «Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР» (1984)

(например, Камчатка, Сахалин, Корея, Япония) отличаются большим количеством твердых осадков и повышенной снежностью. В условиях океанического климата умеренных широт зимние осадки вообще преобладают над летними.

Помимо общих закономерностей циркуляции, на выпадение твердых осадков существенное влияние оказывает рельеф. Количество выпадающих снежных осадков возрастает при приближении даже к небольшим возвышенностям, не говоря уже о горных хребтах. В результате так называемого предвосхождения количество осадков увеличивается с наветренной стороны возвышенностей. На Русской равнине замкнутые области повышенного снегоотложения существуют на значительном расстоянии перед Валдайской, Среднерусской возвышенностями, Уральскими горами. Западные склоны большинства горных хребтов Евразии и Америки, обращенные в сторону влагоносных воздушных масс, отличаются повышенной снежностью.

Вместе с тем для районов, расположенных непосредственно к востоку от меридионально направленных горных хребтов, характерно небольшое снегоотложение. Воздушные массы, поступающие сюда,

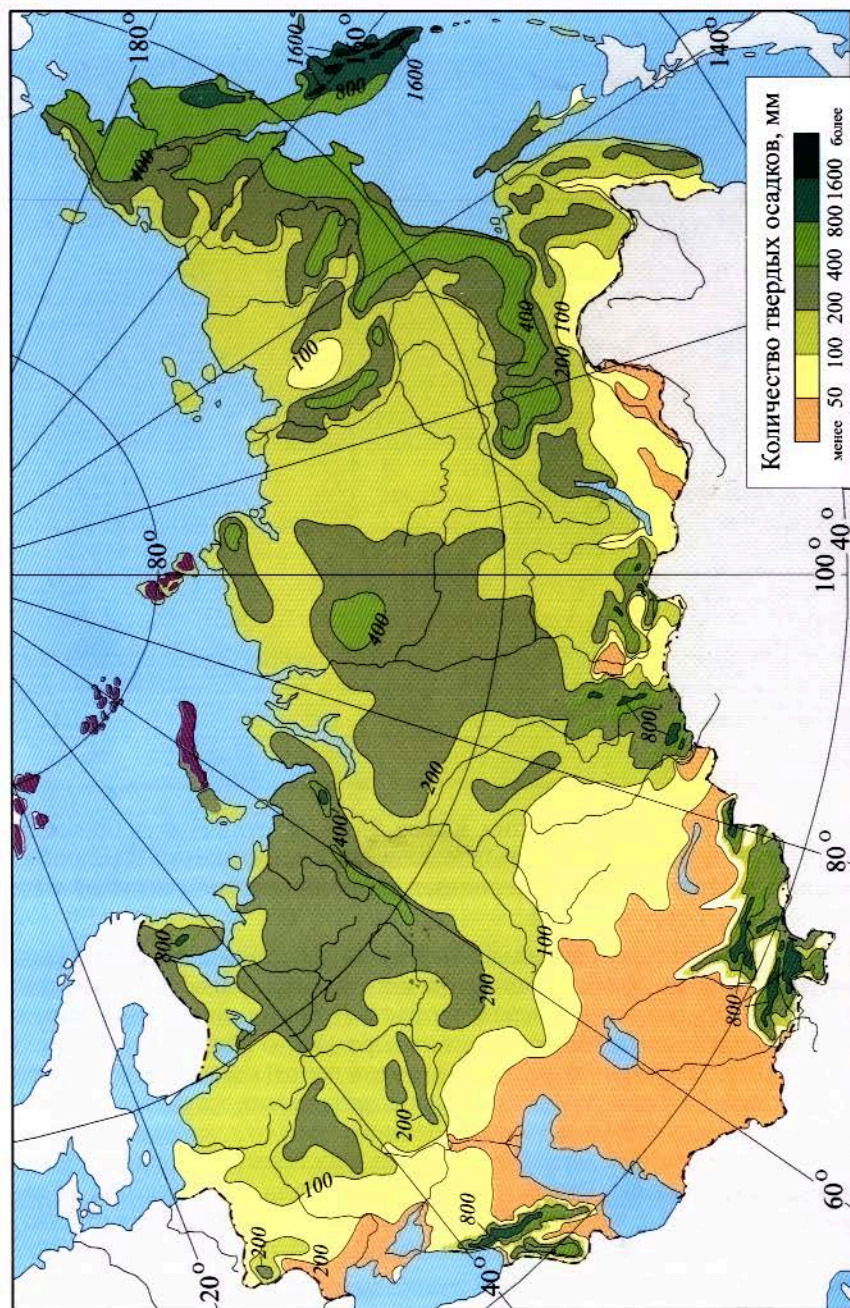


Рис. 1.12. Годовая сумма твердых осадков в России и сопредельных странах

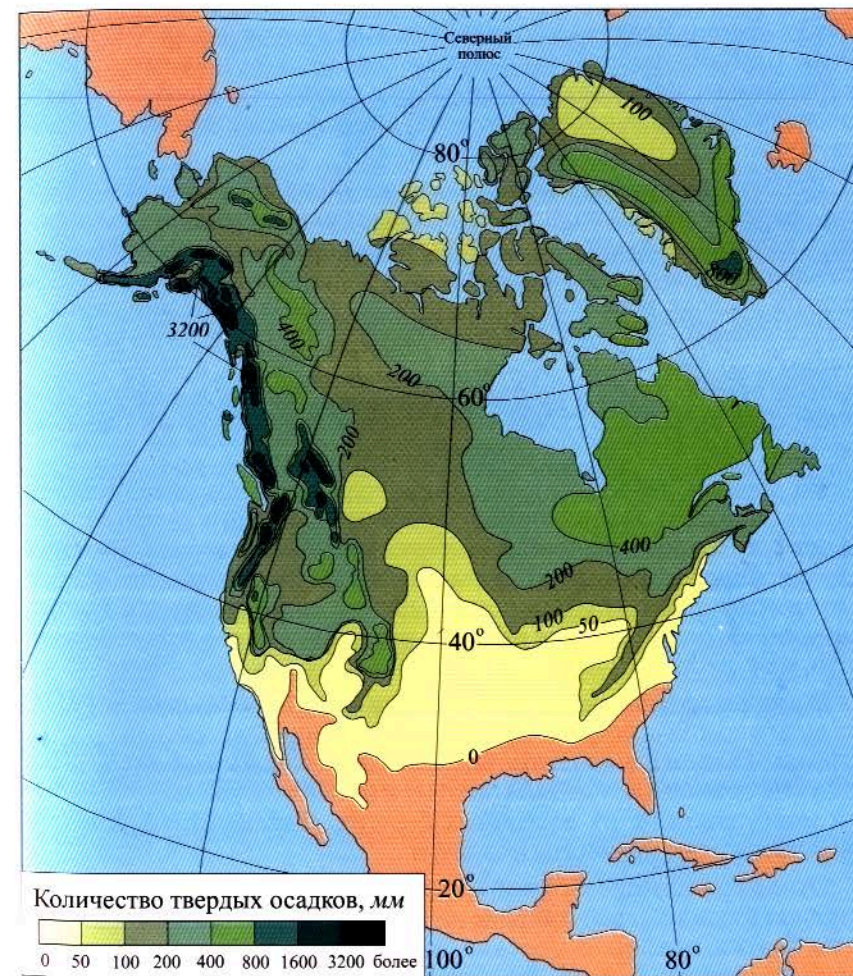


Рис. 1.13. Годовая сумма твердых осадков в Северной Америке

отличаются пониженным влагосодержанием из-за обильного выпадения осадков на наветренной стороне хребтов и возвышенностей. Это своеобразные зоны «тени» осадков. Зона пониженного снегонакопления протягивается к востоку от Урала на несколько сотен километров.

ров (Ходаков, 1967). Пониженное количество твердых осадков отчетливо проявляется в Прииртышье, находящемся к востоку от Казахской складчатой страны (Кузнецов, 1961), в восточной части Среднесибирского плоскогорья, к востоку от Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян, Байкальского и Верхоянского хребтов, Алданского нагорья (Пупков, 1964). На Камчатке районы с малым количеством твердых осадков расположены непосредственно к юго-западу от вулканических массивов, так как влагоносные воздушные массы приходят сюда с северо-востока (Виноградов, 1964).

Различное сочетание циркуляционных факторов и особенностей рельефа той или иной территории приводит к сложным закономерностям в выпадении твердых осадков на материках, отличающимся от особенностей выпадения жидких осадков. Детальные карты твердых осадков во всех регионах земного шара впервые представлены в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997), где публикуются данные и об абсолютной величине твердых осадков, и об их доли в годовой сумме. Здесь я привожу генерализованные варианты карт количества твердых осадков для Евразии (рис. 1.12) и Северной Америки (рис. 1.13) из упомянутого Атласа.

Во многих районах на земном шаре максимум снегозапасов пропорционален длительности залегания снежного покрова, что говорит о близких значениях интенсивности выпадения твердых осадков. Однако так бывает далеко не везде. Во внутренних частях континентов длительный морозный период сопровождается малым выпадением осадков, в связи с чем снежный покров здесь бывает очень мал, несмотря на большую длительность его залегания.

В распределении снежного покрова в Северной Америке и Евразии есть много общего, что связано с циркуляцией атмосферы в этих широтах. Общим являются интенсивный вынос насыщенного влагой воздуха с океанов на западные части континентов и развитие муссонной циркуляции на их восточных берегах. Однако интенсивность проявления этих процессов различна.

Основные зимние осадки на территорию Северной Америки приносят циклоны, возникающие на тихоокеанском полярном фронте. В тылу этих циклонов морские воздушные массы выносятся на материк. Основной путь полярно-фронтовых циклонов проходит через пониженную часть Кордильер в Британской Колумбии и далее на восток. К северу количество проходящих циклонов уменьшается, что прямо отражается на убывании зимних осадков. Смягчающее влияние океана в Северной Америке не проникает так далеко, как в Европе. Кроме того, на пути тихоокеанских воздушных масс встают высокие горы (Кордильеры), чего нет в Европе. Все эти причины приводят к значительному выпадению осадков зимой на западном побережье Северной Америки и быстрому убыванию их в глубь Североамериканского континента. Поэтому снегозапасы во внутрен-

ней Канаде невелики, особенно в сравнении со снегозапасами в Северной Евразии (рис. 1.14 и 1.15).

В связи с преобладанием западного переноса воздушных масс над Евразией и постепенным убыванием океаничности к востоку в распределении выпадающих зимних осадков и снежного покрова в Европе отчетливо прослеживается меридиональная изменчивость. Изолинии толщины снежного покрова и продолжительности его залегания (см. рис. 1.14) часто направлены под большим углом к параллелям.

Наиболее снежным районом Западной Европы является Скандинавия. Продолжительность залегания снежного покрова на низменной территории Западной Европы увеличивается с запада на восток. Снегопады возможны во всей Западной Европе, исключая лишь самую южную оконечность Пиренейского полуострова.

Из-за развития антициклонических условий внутри материка и муссонной циркуляции у восточного побережья большая часть территории Азии обеднена зимними осадками, мощный снежный покров образуется здесь лишь на наветренных склонах гор. Большой снежностью отличаются южное и восточное побережья Камчатки, куда обильные зимние осадки приносят циклоны из районов Японских и Курильских островов, а также с северо-востока, из акватории Тихого океана (Виноградов, 1964). Много снега выпадает на острова Японии, которая оказывается одной из самых «снежных» стран Азии. Особенно обильно снегоотложение на западных берегах Японских островов, где проходит одна из ветвей течения Курисио. Неустойчивость воздушных масс в этом районе вызывает значительную облачность и интенсивные твердые осадки, намного превышающие соответствующие суммы на восточном побережье, что хорошо видно из сравнения некоторых метеорологических показателей для января по двум станциям: Цуруга (западное побережье) и Токио (восточное побережье), расположенным почти на одной и той же широте – 35,5° (Витвицкий, 1960):

	Цуруга	Токио
Число пасмурных дней	22	6
Число дней с оттепелями	15	4
Сумма осадков, мм	301	47

Основное снегонакопление на большей части России происходит в первой половине зимы из-за усиленной циклонической деятельности. Вторая половина зимы менее активна в этом смысле; количество циклонов на Европейской части уменьшается, а в Сибири господствующим становится антициклон. Соотношение осадков, выпадающих с ноября по январь и с января по март (Копанев, 1964а), на Европейской территории России различается примерно в 1,35 раза, в Западной Сибири – в 1,7 раза, в Восточной Сибири – в 1,5 раза и в Казахстане – в 1,4 раза.

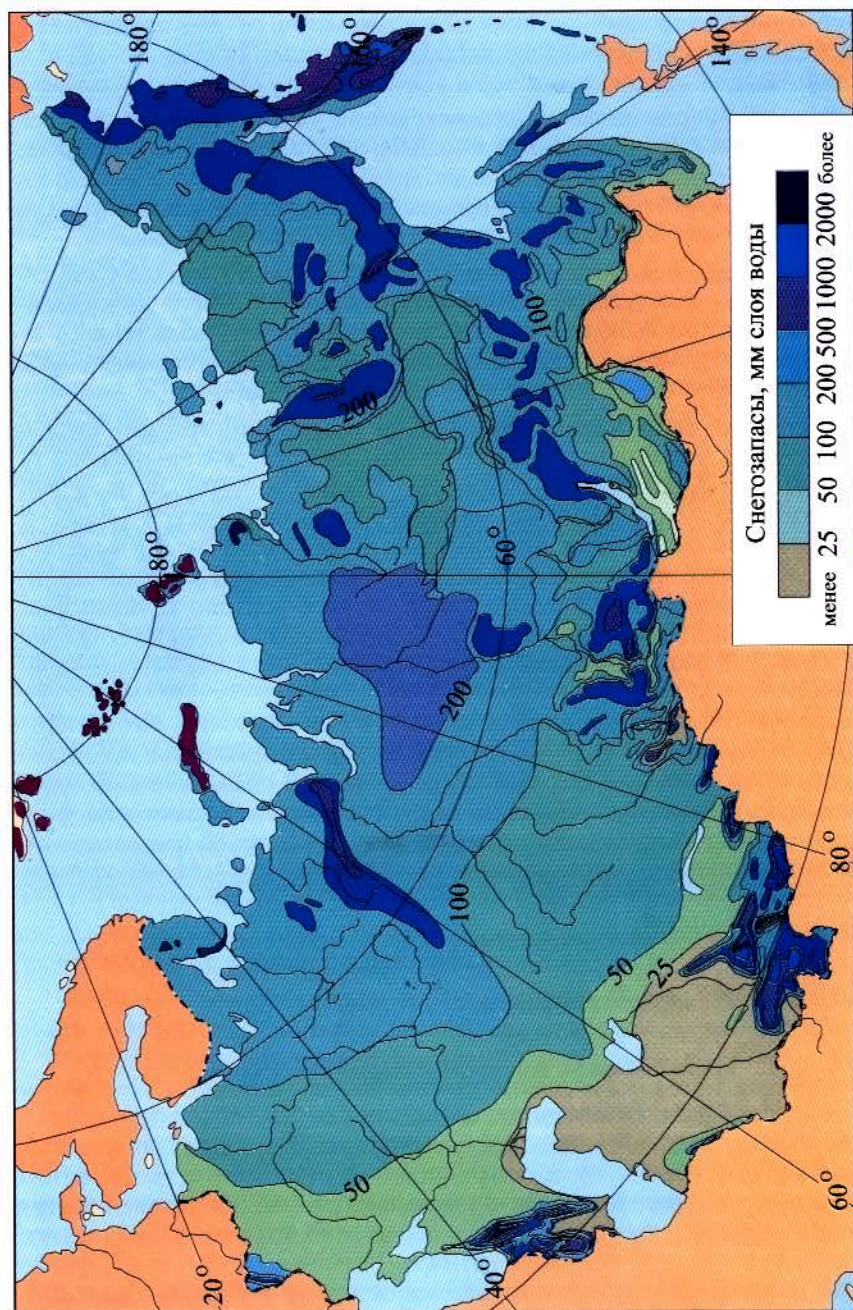


Рис. 1.14. Максимальные снегозапасы в России и сопредельных странах

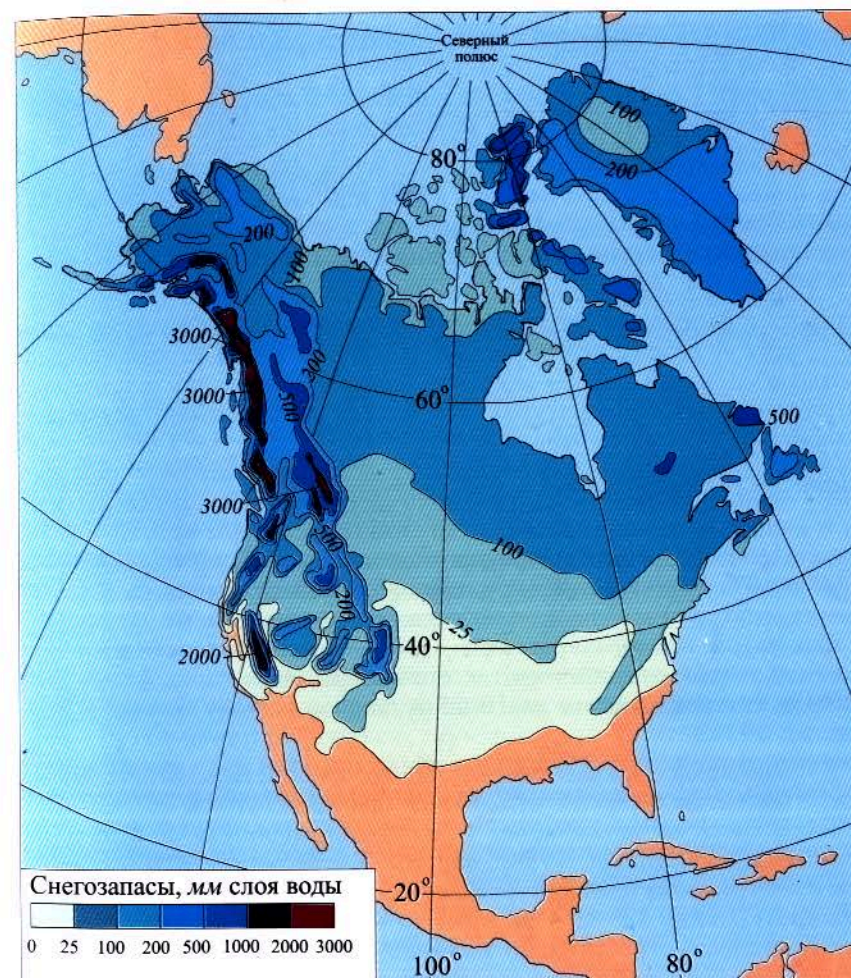


Рис. 1.15. Максимальные снегозапасы в Северной Америке

В разных условиях для формирования снежного покрова требуется разное количество осадков. Это количество возрастает с севера на юг; оно всегда больше на открытых участках, чем на защищенных. Причина первая – осенние оттепели, а вторая – ветровой перенос снега. Так, в средних широтах на открытых пространствах в Европейской части России для образования сантиметрового слоя снега нужно

4,5 мм твердых осадков, а в Сибири – 2,1 мм. Соответственно в южных широтах этих областей для образования 1 см снежного покрова нужно 9,1 и 3,0 мм (Копанев, 1964а).

Важнейшая характеристика снежного покрова как сезонного явления – его устойчивость. Эта характеристика по своему существу сложна. Она включает такие параметры, как даты образования и схода снежного покрова, продолжительность его существования в среднем и отклонения в отдельные годы, массу накапливающегося снега и ее соотношение с выпадающими твердыми осадками. В конечном счете, устойчивость снежного покрова в том или ином районе зависит от соотношения прихода тепла (вернее, холода) и влаги и должна закономерно изменяться с изменением типа климата.

Первое появление снежного покрова на равнинных территориях связано с переходом средней суточной температуры воздуха через 0 °С, хотя не везде с ней совпадает. В районах с малым количеством осадков снежный покров впервые образуется уже при устойчивых отрицательных температурах, а в местах с обильными осадками, наоборот, – при положительных температурах воздуха. Так, в южной части Скандинавии, отличающейся сравнительно высокой снежностью, первый снежный покров появляется на 1–2 недели раньше устойчивого перехода средней суточной температуры через 0 °С, а на крайнем юге Швеции эта разница достигает 3–4 недель (Глебова, 1958 а). На Европейской территории России севернее 53–55° с.ш. даты самого раннего появления снежного покрова почти совпадают с переходом температуры через 0 °С, а в малоснежной южной и особенно юго-восточной частях этой территории первый снежный покров устанавливается на 20–25-й день морозной погоды (Щербакова, 1959).

Устойчивый снежный покров образуется спустя некоторое время после появления первого снега, обычно при температурах от 0 до –5°С, причем здесь выдерживается та же закономерность. В Северной Финляндии (Nordman, 1959), например, к моменту установления снежного покрова температура воздуха в среднем (данные 159 метеостанций) равна –3,9 °С. При этом во внутренних районах страны, отличающихся относительно маломощным снежным покровом, он устанавливается при более низких температурах.

Разница между самым ранним и самым поздним появлением снежного покрова увеличивается по мере движения от многоснежных районов к районам с неустойчивым снежным покровом: в Восточной Европе от 35 дней на северо-востоке до 100 дней в Крыму (Щербакова, 1959), а в Азиатской части от 20 дней на севере Красноярского края до 70 дней в Южном Казахстане (Пупков, 1964). Следовательно, многоснежные районы отличаются не только большой устойчивостью залегания снежного покрова зимой, но и сравнительно малой изменчивостью его из года в год.

Аналогично датам установления, начальные и конечные сроки схода снежного покрова сильно разнятся в зависимости от максимальных снегозапасов. Чем меньше снегозапасы к концу периода снегонакопления, тем быстрее, при прочих равных условиях, стает снег. Но в зависимости от конкретных условий погоды той или иной весны эти прочие условия не остаются равными, что приводит к различной длительности периода разрушения снежного покрова. Отклонения в сроках схода снега в разных районах подобны отклонениям в датах его установления: в малоснежных областях они больше (до 60 дней), чем в многоснежных (до 20 дней).

В период схода снега велика роль выпадающих в это время твердых осадков, увеличивающих длительность снеготаяния. В направлении с юга на север по мере роста снегозапасов и увеличения продолжительности периода таяния снежного покрова эта роль возрастает (Срибный, 1960). Из-за особенностей весенней циркуляции и различий в факторах снеготаяния период между датами разрушения устойчивого снежного покрова и окончательного его исчезновения на противоположных склонах горных хребтов бывает далеко не одинаков. Например, на восточном склоне Среднего Урала он значительно дольше, чем на западном, несмотря на большую величину снегозапасов последнего (Бушманов, 1959).

Сроки разрушения снежного покрова связаны со сроками его установления: чем раньше образуется снежный покров, тем дольше он лежит. Эта закономерность проявляется и в области неустойчивого снежного покрова (Antonik, 1961). Весьма тесную связь этих сроков для северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау получил В.И. Коровин (1964) на основе средних многолетних значений за 1935–1955 гг. Сравнение соответствующих дат за отдельные годы, проведенное нами для нескольких станций в Закавказье по опубликованным данным метеорологических ежегодников, естественно, не показывает такой строгой зависимости (рис. 1.16), но характерно, что, как правило, с более ранним установлением снежного покрова связан более поздний его сход. Эта весьма важная особенность в значительной мере объясняется влиянием самого снежного покрова. Как видно из рис. 1.16, общий характер связи дат установления и схода снежного покрова в Заилийском и Джунгарском Алатау и в Закавказье аналогичен, с той лишь разницей, что кавказские точки лежат ниже прямой Коровина. Последнее может объясняться большей снежностью Кавказа.

Для характеристики устойчивости снежного покрова неоднократно предлагались различные коэффициенты. Г.Д. Рихтер (1948) предложил называть коэффициентом устойчивости отношение разности между наибольшей и наименьшей продолжительностью непрерывного залегания снежного покрова к средней его продолжительности. Однако использование этого коэффициента неудобно по двум причи-

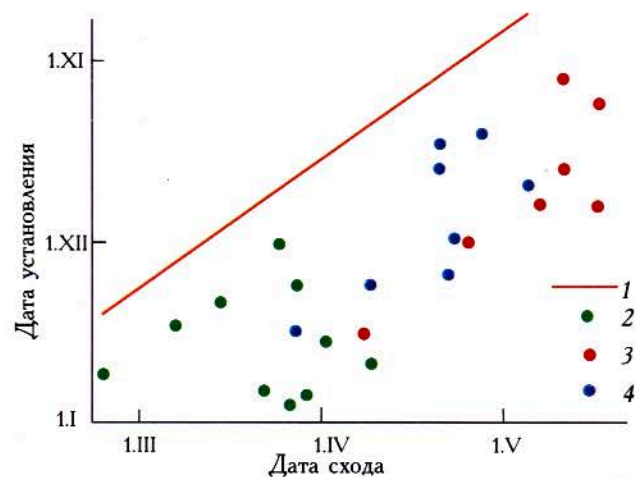


Рис. 1.16. Связь дат схода снежного покрова с датами его установления 1 – средние многолетние значения указанных дат для северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау (по В.И. Коровину, 1964); Закавказье: 2 – Абастумани, 1268 м, 3 – Гагринский хребет, 1644 м, 4 – Бакуриани, 1703 м

нам: во-первых, для его вычисления нет исходных данных в климатологических справочниках, а во-вторых, численные его значения противоположны обычно принятым (у Г.Д. Рихтера малым значениям коэффициента устойчивости соответствует большая продолжительность периода со снежным покровом).

Весьма удобен количественный показатель снежности, предложенный И.М. Осокиным (1969) и представляющий собой произведение продолжительности периода с устойчивым снежным покровом на среднюю толщину снежного покрова, деленное на 100. В общем виде такой безразмерный коэффициент можно назвать показателем снежности s и выразить формулой

$$s = bT_{уст} h_{cp},$$

где $b = 0,001 \text{ см}^{-1} \text{ сут}^{-1}$; $T_{уст}$ – продолжительность периода с устойчивым снежным покровом, сутки; h_{cp} – средняя толщина снежного покрова за тот же период, см. В областях с сезонным снежным покровом значения s лежат в пределах 0–20; в некоторых ледниковых районах s может достигать 100.

Одно и то же значение показателя снежности s могут давать разные сочетания $T_{уст}$ и h_{cp} , однако для тех или иных областей изменения длительности периода с устойчивым снежным покровом и изменения его средней толщины заключены в определенных

пределах. Поэтому, например, при значениях $s = 2$ наиболее вероятны колебания $100 > T_{уст} > 50$ и $20 < h_{cp} < 40$, но совершенно невероятно $T_{уст} = 200$ и $h_{cp} = 10 \text{ см}$.

Показатель снежности s растет в направлении с юга на север и с переходом от континентальных к морским климатическим условиям. В этом отношении он, как и снежно-температурный коэффициент Рихтера (последний коэффициент с обратным значением), хорошо характеризует закономерные изменения снежности земного шара.

Ветровой перенос и испарение снега

Важнейшим зимним процессом в областях со снежным покровом является ветровой перенос снега. Для возникновения метелей необходимо достаточно большое количество способного к переносу снега, сильные ветры и соответствующие температурные условия, в частности отсутствие оттепелей. Подобные условия в зимние месяцы создаются на значительных равнинных пространствах Северной Америки и Евразии, где метелевый перенос достигает больших размеров.

Критические скорости ветра, при которых возникают общие метели, в областях с различным климатом разнятся мало. В то же время поземки, которые я рассматриваю как низовые метели малой интенсивности, в морском климате начинаются при более сильных ветрах, чем в континентальном, где в связи с низкими температурами и более спокойным ветровым режимом поверхность снега уплотнена меньше. Критические скорости для возникновения низовых и общих метелей в течение зимы не остаются постоянными, что связано с изменчивостью выпадающих осадков, температурного и ветрового режима. В морском климате амплитуда изменения критических скоростей весьма велика и, как правило, не имеет закономерного хода в течение зимы. В континентальных условиях, наоборот, эта амплитуда невелика, а сами критические значения скорости ветра к концу зимы из-за малого количества вновь выпадающего снега и постепенного уплотнения старого несколько возрастают.

На основе исследований в степной зоне И.С. Гришин (1966) пришел к заключению, что суммарный перенос снега пропорционален общей продолжительности метелей, которая по сравнению с другими факторами наиболее полно отражает особенности переноса снега. Однако в действительности перенос снега, так же как и объем снегоотложений, существенно зависит от вида метели. Как правило, вклад общих метелей в суммарный перенос в несколько раз больше, чем вклад низовых метелей и поземков. Поэтому при снегопадах достаточной интенсивности (8–10 мм/сут) общие метели за несколько

часов создают такие снегоотложения, которые при низовых метелях формируются за несколько десятков часов. В целом для равнинных территорий можно сказать, что в среднем многолетнем выводе продолжительность метелей определяется скоростью ветра и длительностью холодного периода, а суммарный перенос снега также и количеством выпавших твердых осадков.

Во время метелей частицы снега переносятся на ограниченные расстояния, поскольку по пути они измельчаются, испаряются или закрепляются в снежном покрове. Дальность переноса снега на равнинах достигает нескольких километров; она увеличивается с ростом интенсивности и продолжительности метелей и количества переносимого снега. В умеренных широтах дальность переноса в среднем равна 1–3 км (Гришин, 1966; Комаров, 1954), она больше при общих метелях, чем при низовых. Последнее связано с тем, что в равнинных районах интенсивность и скорость переноса при общих метелях, как правило, больше, чем при низовых. В полярных областях, а также на некоторых высокогорных ледниках, где низовые метели особенно широко распространены, дальность переноса снега при них больше, чем при общих метелях (см. главу 1 второй части этой книги).

Масса снега, накапливающаяся в лесу, всегда больше, чем в поле, что объясняется главным образом сносом снега с полей в лес. Однако из-за различий в интенсивности метелевой деятельности, рельефа поверхности и характера растительности соотношение между снегозапасами на разных элементах рельефа в тех или иных районах неодинаковы. Так, в балках и оврагах в центральной части Русской равнины снегозапасы в 2–4 раза больше, чем на междуречьях (Кузьмин, 1960), тогда как в Сибири снегозапасы в оврагах и западинах лишь на 60–70% превышают снегозапасы на открытых участках (Коломыц, 1966).

В целом метелевый перенос снега на равнинах приводит к его перераспределению, особенно в условиях расчлененного овражно-балочного рельефа, при этом некоторая часть снегозапасов безвозвратно теряется путем испарения (Дюнин, 1961). Важность такого процесса при хозяйственном использовании территории очевидна, поэтому возникает необходимость углубленного изучения метелей и составления карт снегопереноса и факторов, его определяющих. Среди факторов, которые могут быть нанесены на карту, А.К. Дюнин (1963) называет количество твердых осадков, коэффициент сдувания, потери снега на испарение, розы метелевых ветров.

Важный опыт составления карт метелевого переноса представлен в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997). В него включены две карты – ветрового переноса снега и снегозаносов на территории бывшего Советского Союза; здесь я привожу упрощенные варианты этих карт.

На карте максимальных объемов снегопереноса (рис. 1.17) соответствующие величины 5%-ной обеспеченности подсчитаны В.М. Михелем и А.В. Рудневой на основе данных о скорости метелевых ветров и продолжительности метелей по ежедневным показаниям 300 пунктов за период 1936–1980 гг. На другой карте (рис. 1.18) показаны объемы снегоотложений у преград при скоростях метелевых ветров 5%-ной обеспеченности. Расчеты проведены В.С. Матвиенко на основе более 700 точечных определений объемов снегоотложений с учетом баланса снегопереноса. Принимались во внимание разная степень сдувания снега в безлесных и залесенных районах, потери на испарение и таяние снега во время зимних оттепелей, влияние на снегоперенос неровностей рельефа. Объем приносимого к объекту снега определялся как сумма месячных объемов, рассчитанных для всех месяцев со средней месячной температурой ниже -5°C . Такие расчеты невозможно провести для горных районов из-за сложного рельефа, поэтому на карте информация по ним не дана.

Сравнение карт снегозаносимости с картами максимальных снегозапасов позволяет сделать вывод, что территории с малым количеством зимних осадков относятся к наименее снегозаносимым, особенно в континентальных условиях. Однако ареалы пониженных снегозапасов могут быть приурочены к областям как с незначительным, так и с интенсивным метелевым переносом. В последнем случае уменьшение снегозапасов связано с потерями снега при его ветровом переносе.

В России общие метели преобладают над низовыми, и с севера на юг их соотношение возрастает от 1,3 до 2,2. Продолжительность общих метелей (за период с ноября по март от 65 до 245 часов в разных районах) значительно больше, чем низовых (от 21 до 92 часов). Обычно отдельная общая метель более длительна, чем низовая. Так, в северных областях общая метель продолжается в среднем около 7 часов, а низовая – 3–4 часа, в южных областях – соответственно 5 и около 3 часов (Копанев, 1964б).

На Восточно-Европейской равнине число дней с метелями изменяется от 5 до 100 (рис. 1.19). Метели представляют собой обычное зимнее явление, о чем свидетельствуют розы метелевых ветров, почти не отличающиеся от роз всех зимних ветров (Глебова, 1958). На рис. 1.19 я нанес равнодействующие метелевых ветров, полученные от сложения повторяемости ветров при метелях по восьми румбам. Карта показывает преобладающее направление ветрового переноса, закономерно изменяющееся на этой территории.

На большинстве территорий, покрытых снегом, в целом за зиму испарение превышает конденсацию, причем испарение покоящегося снега значительно меньше испарения снега в метелях. С усилением ветра испарение с поверхности снега возрастает, в меньшей степени при сильных ветрах и в большей степени при ветрах меньше 3 м/с

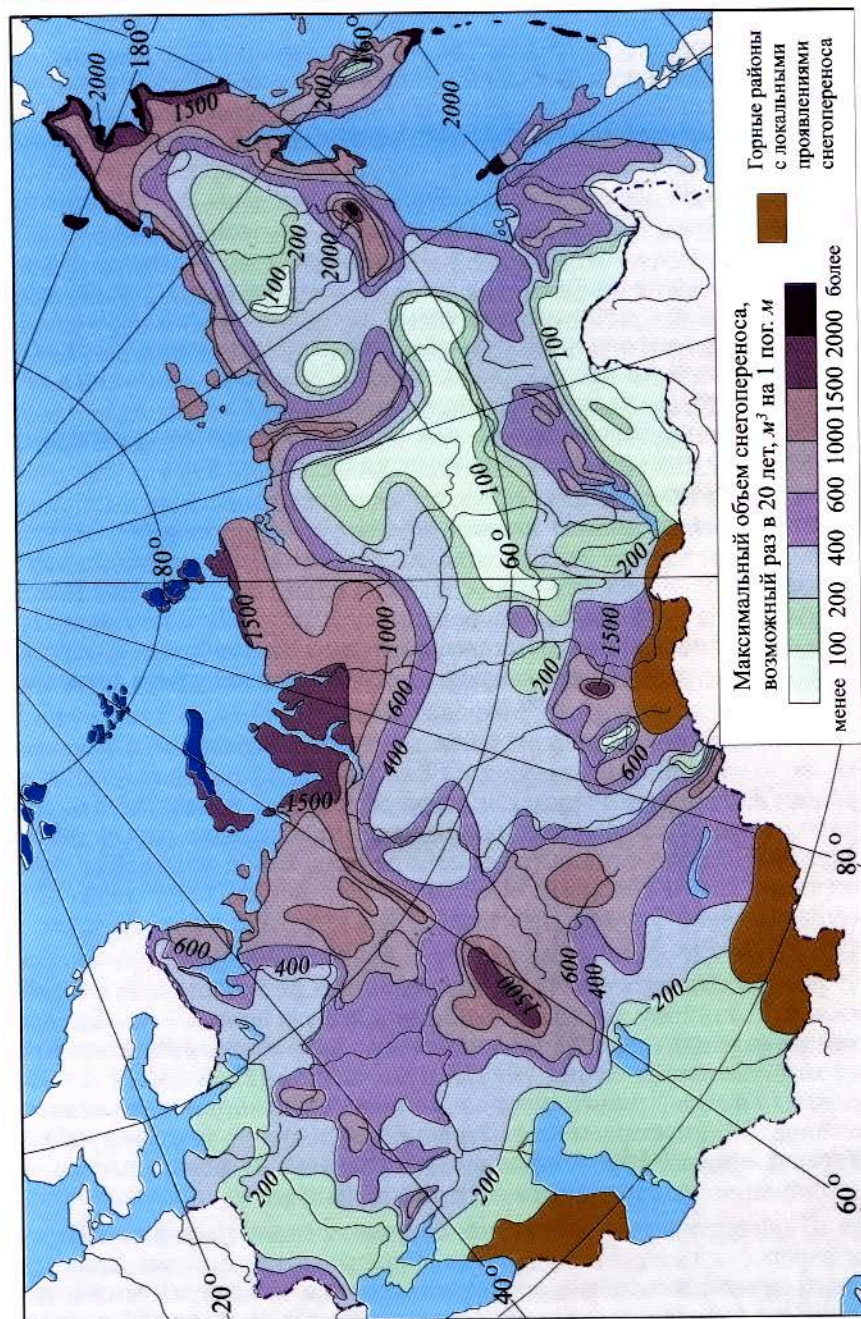


Рис. 1.17. Максимальные объемы снегопереноса на территории России и сопредельных стран

(Кузьмин, 1953; Сабо, 1956). Это, в частности, может объясняться тем, что слабые ветры нередко бывают над рыхлым, не успевшим еще уплотниться снегом, внутри которого велик направленный вверх поток водяного пара, способствующий усилению испарения из всего приповерхностного слоя снега. Сильные же ветры чаще развиваются над уже уплотненным снегом, покрытым ветровой коркой, препятствующей переносу водяного пара снизу вверх. В целом доля диффузионного выноса водяных паров из толщи снежного покрова в суммарном испарении с его поверхности может достигать нескольких десятков процентов (измерения на Кавказе и в Становом нагорье).

Испарение с поверхности рыхлого свежееотложенного снега обычно несколько меньше, чем с поверхности уплотненного снежного покрова. Причину этого П.П. Кузьмин (1960) видит в меньшей теплопроводности рыхлого снега, замедляющей теплообмен с нижележащими слоями, что приводит к охлаждению поверхности снега и уменьшению скорости испарения. Однако большую роль здесь играет пониженное значение альбедо старого снега из-за существенной зависимости интенсивности испарения от воздействия солнечной радиации.

На рост испарения с поверхности снега в зависимости от солнечной радиации указывает существование связи величин испарения с количеством ясных дней. По наблюдениям в Поволжье (Сабо, 1956), суммарная величина испарения в солнечные дни была на 24,2% больше, чем в пасмурную погоду. Воздействие солнечной радиации приводит к суточному ходу испарения с поверхности снежного покрова, а также к различиям его величины на склонах разной экспозиции. Как правило, интенсивность испарения на южном склоне (в Северном полушарии) больше, чем на северном.

Интенсивность испарения закономерно изменяется в течение зимы под влиянием изменения радиации, термических и ветровых условий. В первые месяцы зимы над устойчивым снежным покровом преобладает конденсация: на Европейской территории России вплоть до декабря (Алпатьев, Перченко, 1963), а в Сибири даже до января (Коломыц, 1966). В дальнейшем конденсация сменяется испарением с поверхности снега, что связано с уменьшением влажности воздуха зимой, возрастанием солнечной радиации, а в средней полосе Европейской России и в Казахстане – также и с усилением ветров. Величины испарения быстро растут и достигают максимума в начальный период таяния снега.

Весеннее испарение снега зависит от характера весны: при преобладании пасмурной погоды, как правило, конденсация превышает испарение, а при радиационном типе весны в начале периода снего-

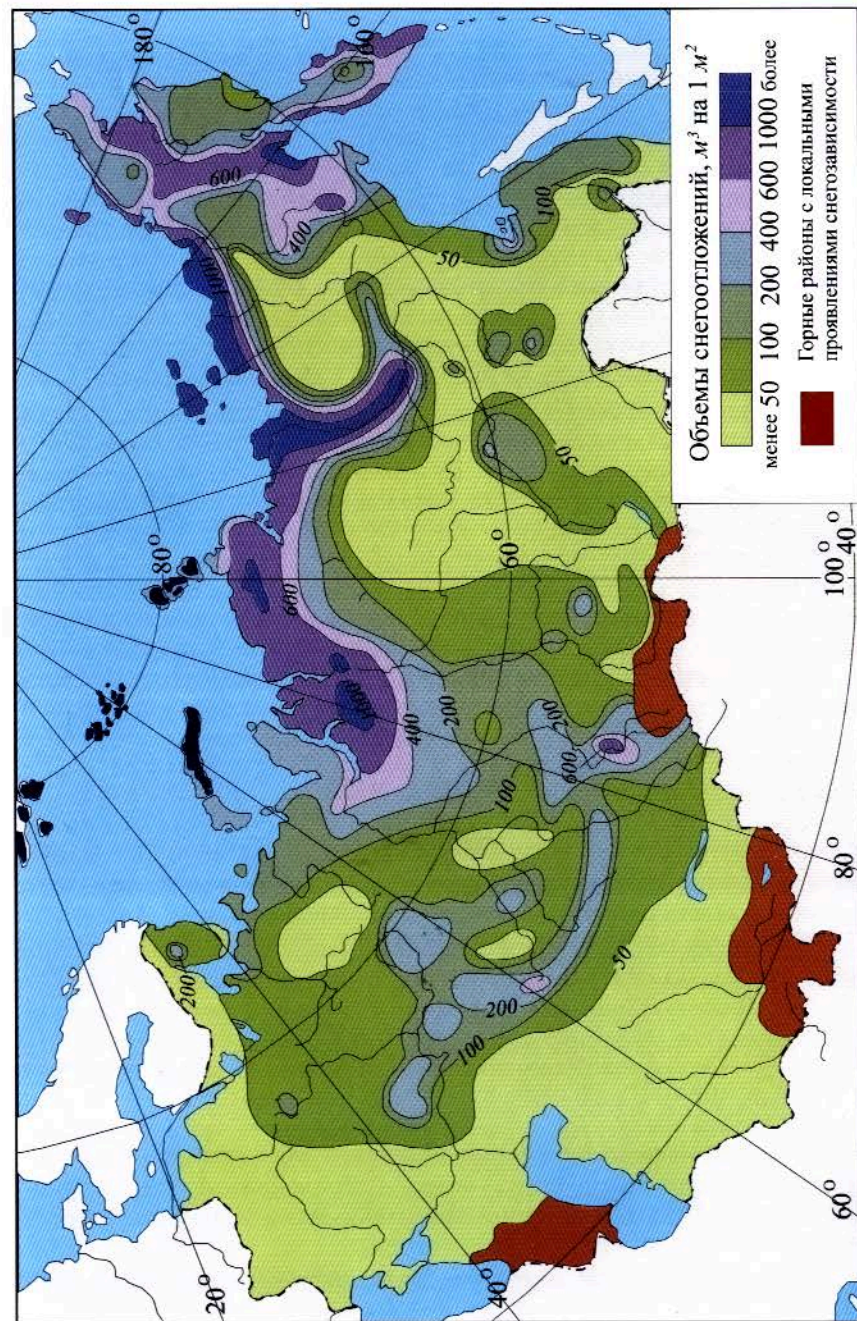


Рис. 1.18. Возможные объемы снегоотложений у преград на территории России и сопредельных стран

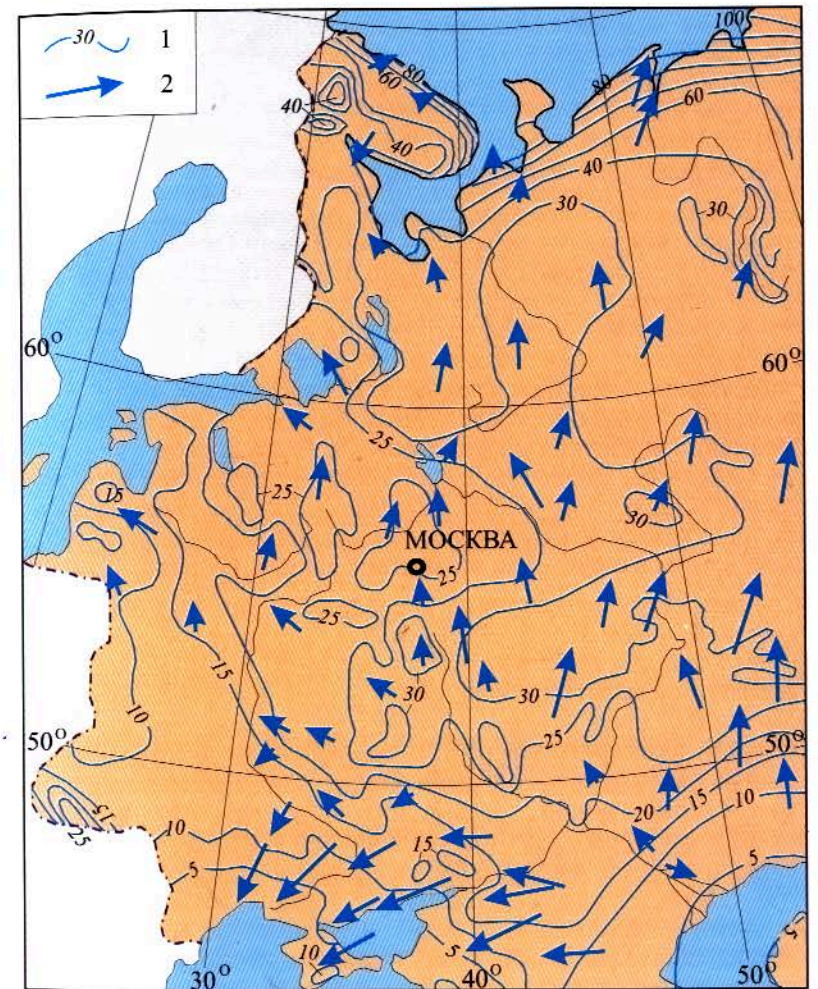


Рис. 1.19. Метели на Восточно-Европейской равнине
1 – изолинии числа дней с метелями за зиму, 2 – равнодействующая метелевых ветров

таяния господствует испарение с поверхности снега, и лишь в конце этого периода преобладает конденсация. Как показала М.И. Ивернова (1961), проанализировав данные П.П. Кузьмина, по мере

повышения температуры воздуха при постоянной относительной влажности обязательно наступает момент, когда испарение сменяется конденсацией влаги на снежной поверхности. При более высокой относительной влажности воздуха этому моменту соответствует более низкая положительная температура. Так, при относительной влажности 30% конденсация влаги на поверхности тающего снега начинается при температуре воздуха 17 °С, а при относительной влажности 60% – при 7 °С. Это свойство приводит к резкой дифференциации особенностей процессов абляции тающего снега в районах морского и континентального климатов.

В районах с неустойчивым снежным покровом сумма испарения с поверхности снега за зиму невелика: в южной части Германии, например, с ноября по апрель она равна 4–7 мм (Кетп, 1959). В областях с устойчивым снежным покровом суммарная величина испарения снега за зиму растет с повышением средней температуры зимы и с увеличением продолжительности залегания снежного покрова; вместе с тем она уменьшается при повышении абсолютной влажности. В Европейской части России решающими оказываются два первых фактора; за счет первого из них величина испарения увеличивается к западу, а за счет второго – к северу (Алпатъев, Перченко, 1963). На этой территории суммарное испарение за зиму с юго-востока к северо-западу увеличивается в 2–3 раза, тогда как продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в этом направлении возрастает лишь в 1,7 раза.

Средняя суточная величина испарения за зиму в большинстве случаев колеблется от 0,2 до 0,4 мм/сут., а суммарное испарение в равнинных районах России не превышает 26–30 мм. По мере увеличения абсолютной высоты интенсивность испарения со снежного покрова изменяется, прежде всего в связи с распределением по высоте абсолютной влажности воздуха: с уменьшением влагосодержания приземных слоев атмосферы интенсивность испарения растет. Иная картина в горах Сибири. Здесь вплоть до высоты 1000 м влагосодержание атмосферы с высотой увеличивается, и лишь в более высоких слоях плотность водяного пара начинает уменьшаться. На высотах 900–1100 м, где влагосодержание атмосферы максимально, испарение достигает минимальных величин, а выше и ниже этого уровня оно увеличивается (Коломыц, 1966). Очевидно, подобная особенность режима испарения характерна для горных районов в областях резко континентального климата.

Суммарная величина испарения с поверхности снежного покрова в горах на высотах 1500–3000 м значительно больше, чем на равнине, что, помимо прочего, объясняется уменьшением плотности воздуха. В большинстве случаев она равна 45–60 мм за год, однако относительная роль испарения в балансе снежного покрова на этих высотах меньше, чем в равнинных районах, из-за большой величины снегозапасов в горах.

Колебания снежности на равнинах

В средних широтах при определении границ зимнего сезона надо учитывать два основных фактора: переход температуры воздуха через 0 °С и существование устойчивого снежного покрова. В условиях умеренно континентального климата за начало зимы следует принимать момент установления снежного покрова, несколько обгоняющий появление устойчивых морозов, а в условиях резко континентального климата – переход максимальной температуры воздуха через 0 °С (до установления снежного покрова).

С ростом снежности зимы увеличиваются черты континентальности климата, в чем немалая роль принадлежит и существованию снежного покрова. В зависимости от продолжительности периода с устойчивым снежным покровом, а также от его толщины (снегозапаса) зимы могут быть и мало- и многоснежными. Эти понятия относительны, они зависят не от абсолютной величины упомянутых показателей, а от их отклонений от многолетних средних значений, характерных для данного района. Поэтому при определении зим по характеру их снежности правильнее всего использовать, как это сделал Н.Н. Галахов (1961), относительные показатели, а не абсолютные.

Классификация зим Н.Н. Галахова основана на двух признаках: толщине снежного покрова и ее изменении в течение зимы. Мало- или многоснежной зимой он называет такую зиму, когда средняя декадная толщина снежного покрова больше чем на 25% отклоняется от средних многолетних величин в течение 2/3 зимы. Если же отклонения не достигают 25%, зима считается среднеснежной. Выделены также неустойчиво снежные зимы, отличающиеся резкими колебаниями толщины снежного покрова. Малоснежная зима может быть связана либо с антициклональным состоянием погоды и соответственно с малым количеством выпадающих осадков (1-й подтип), либо с частыми оттепелями и некоторым стаиванием снега (2-й подтип).

Повторяемость таких типов зим в северной Евразии (рис. 1.20) тесно связана с общим характером зимней циркуляции над этой территорией. Количество малоснежных зим уменьшается к югу и к западному и восточному побережьям континента. Повторяемость многоснежных зим на востоке нашей страны наиболее велика на Охотском побережье и на Камчатке, что вызвано влиянием зимних циклонов, перемещающихся с юго-востока на северо-запад через Сахалин, Охотское море, Камчатку к Алеутским островам. На западе многоснежные зимы чаще всего бывают в полосе, идущей с Балтики к востоку, что связано с дугообразными траекториями циклонов и влиянием Урала, тормозящего движение воздушных масс и фронтов. Среднеснежные зимы характерны для большей части Азиатской

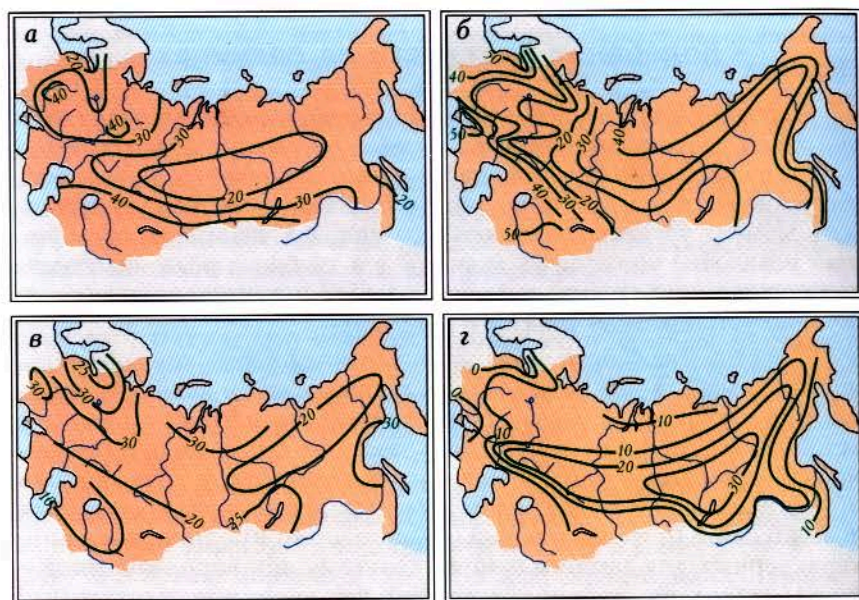


Рис. 1.20. Повторяемость (в %) малоснежных (а), многоснежных (б), неустойчиво снежных (в) и среднеснежных (г) зим на территории Северной Евразии
По Н.Н. Галахову (1961)

территории России и для юго-востока Европейской России, куда распространяется влияние азиатского антициклона.

Характер снегоотложения в зимы разной снежности неодинаков. В условиях расчлененного овражно-балочного рельефа основная масса снегозапасов приходится на приводораздельную и среднюю части склонов. Относительное количество снега здесь мало изменяется в зимы разной снежности, тогда как на водоразделах с ростом снежности оно уменьшается, а на днищах речных долин и оврагов увеличивается. Об этом, например, свидетельствует распределение снегозапасов по основным элементам рельефа (в % от суммарных снегозапасов на водосборе) в одном из речных бассейнов на Приобском плато (Мосиенко, 1957):

Зимы	Водораздел	Склон	Гидрологическая сеть
Многоснежные	18	65	17
Среднеснежные	23	63	14
Малоснежные	24	66	10

Точно так же средняя толщина снежного покрова в пределах речной сети (днища и склоны долин и балок) Южного Заволжья в

многоснежные зимы превышает соответствующую величину на водораздельных пространствах почти втрое, а в средне- и малоснежные зимы – лишь в 1,5 раза (Разумихин, 1960). Эти особенности снегоотложения по элементам рельефа связаны с усилением метелевого переноса в многоснежные зимы. Таким образом, с ростом снежности увеличивается неравномерность распределения снежного покрова в речных бассейнах. В многоснежные зимы вместе с возрастанием снегозапасов должны увеличиваться и коэффициенты вариации их распределения.

Изменения характера и интенсивности атмосферной циркуляции приводят к чередованию зим с разными характеристиками снежности. Основные формы общей циркуляции атмосферы, выделенные Г.Я. Вангенгеймом (1952), в разных областях проявляются неоднородно, что приводит к неодинаковому ходу изменений снежности. При форме W (западная циркуляция) в атлантический сектор Евразии с запада поступает большое количество влаги и зимой выпадает много снега. При форме E (восточная циркуляция) на западе Евразии зимой возникают блокирующие антициклоны, по западным перифериям которых происходят мощные вторжения воздуха с юга. При форме C (меридиональная циркуляция) на западную половину Евразии интенсивно выносятся холодный воздух с севера.

В целом для существования снежного покрова формы циркуляции W и C более благоприятны, чем форма E. Однако в зависимости от общего характера климата региона их относительный вклад в снежность той или иной территории может отличаться. В районах с неустойчивым снежным покровом, к которым относится значительная часть Европы, наибольшая снежность связана с господством меридиональной формы циркуляции, при которой поступающие с севера массы холодного воздуха способствуют удлинению периода со снегопадами и вызывают возникновение устойчивого снежного покрова, хотя и на небольшой срок.

В умеренно континентальных районах, где зимой почти все время господствуют отрицательные температуры, возрастает относительная роль западной формы циркуляции в установлении и сохранении устойчивого снежного покрова. При форме циркуляции W на Европейской территории России в начале зимы господствует пасмурная погода с осадками, что при обычных в ноябре отрицательных температурах воздуха приводит к раннему установлению снежного покрова. Наоборот, при преобладании формы C и особенно формы E снега выпадает очень мало и снежный покров устанавливается значительно позже. Анализ, проведенный в Главной геофизической обсерватории (Афанасьева, Есакова, 1964), показал, что в годы раннего установления снежного покрова на Европейской России количество дней с формой циркуляции W составляло 62%, а с формами циркуляции C и E – 38%, тогда как в годы с поздним



Рис. 1.21. Снежный покров на склонах горы Фудзияма в дни цветения сакуры

установлением снежного покрова соотношение дней с этими формами циркуляции было соответственно 19 и 81%.

Далее к востоку по-прежнему наиболее благоприятными для снегонакопления остаются формы циркуляции W и C. При этом в более южных районах, где температуры в начале зимы весьма высоки, основную роль в раннем установлении снежного покрова играет меридиональная форма циркуляции атмосферы, в то время как восточная и западная формы приводят к более высокому температурному режиму и задержке в появлении снежного покрова, даже несмотря на относительно большее количество выпадающих осадков. В Татарстане, например, многоснежным зимам свойственна повышенная повторяемость формы циркуляции C (102–176% нормы) и в меньшей степени формы W. В малоснежные зимы развита форма E, а активность двух других форм циркуляции подавлена (Степанова, 1963).

Точно так же и в Казахстане многоснежные зимы наблюдаются в годы наибольшей повторяемости меридиональной формы циркуляции, а малоснежные – при преобладании зональных форм, вызывающих повышение температуры воздуха (Кузнецов, 1961). Наконец, в резко континентальных условиях Сибири повышенная снежность, как правило, связана с господством западной формы циркуляции

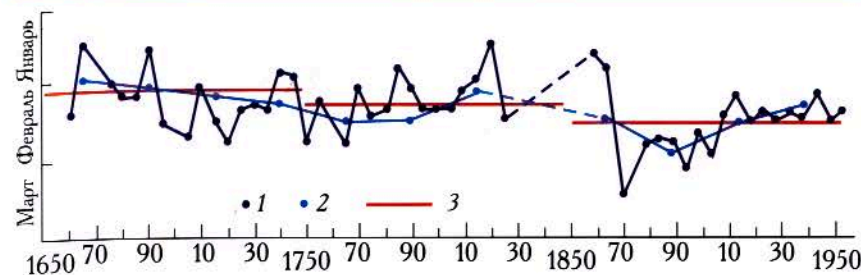


Рис. 1.22. Даты наиболее раннего снежного покрова в Токио в разные века

1 – средние за каждые 5 лет, 2 – скользящие средние за 25-летия, 3 – средние за столетия

осенью и весной, когда происходит основное снегонакопление. Поэтому в многоснежные зимы еще большая доля снега накапливается здесь в начале зимы, тем самым увеличивая неравномерный ход аккумуляции.

В соответствии с разным характером зависимости снежности зим от смены форм циркуляции атмосферы температурный режим аномально снежных зим в континентальном и морском климатах различен. В условиях морского и умеренно континентального климата большая снежность связана прежде всего с вторжениями воздуха с севера, ведущими к понижению температуры. Поэтому многоснежные зимы в Европе и отчасти в Европейской России обычно бывают и наиболее холодными. Точно так же в большинстве многоснежных районов Японии (рис. 1.21) в более суровые зимы устанавливается более мощный снежный покров, а в теплые зимы толщина снега невелика (Fukuda, 1960).

В условиях резко континентального климата, где большая снежность всегда связана с повышенной повторяемостью западного переноса, многоснежные зимы одновременно и более теплые, а малоснежные – холодные. Так, по подсчетам Э.Г. Коломьца (1966), на севере Забайкалья в отдельные месяцы многоснежной зимы 1958/59 г. температура воздуха была на 3–4° выше нормы, а в малоснежную зиму 1956/57 г. – до 2° ниже нормы.

Колебания снежности в целом на земном шаре следуют за изменением климата Земли. Это особенно хорошо видно на рис. 1.22, составленном мною по данным Х. Аракава (Aragawa, 1956). Даты наиболее раннего снежного покрова в Токио год от года испытывают значительные колебания. Но в целом за 300 лет прослеживается явная тенденция к переходу их на более поздние сроки, что соответствует увеличению температуры воздуха в этом районе на 1–2° за столетие.

Со второй половины XIX в. во многих районах мира начали проводить инструментальные наблюдения за метеорологическими явлениями, в том числе и за количественной характеристикой изменения снежности. Так, на основе анализа наблюдений за снежником на горе Вашингтон в Аппалачах, начатых еще в 1876 г., было установлено, что средняя дата его исчезновения, приходившаяся в 1878–1906 гг. на 11 августа, в 1922–1958 гг. переместилась на первую неделю августа, что соответствует повышению весенних и летних температур на $0,5^\circ$ (Havens, 1960). В средней части Швеции в 1929–1948 гг. средние сроки наступления зимы запаздывали на 10–15 дней по сравнению с 1901–1930 гг., а в южной части Швеции разница составляла примерно 5 дней. Различия в температурах осени и начала зимы за эти периоды достигли $0,40$ – $0,64^\circ$ (Johnson, 1956).

Изменение снежности в отдельных частях крупной равнинной территории не всегда происходит синхронно, что объясняется сложным характером развития атмосферных процессов. Зима 1895/96 г. была малоснежной на северо-востоке Европейской России и многоснежной на юго-западе (Галахов, 1961). Подобные условия складывались и в другие зимы. Это дало основание Г.Д. Рихтеру (1948) говорить о том, что в годы с длительным залеганием снежного покрова на севере Европейской территории СССР на юге снежный покров бывает очень непродолжителен, и наоборот. Косвенным подтверждением этого служит асинхронный характер весеннего стока в северной и южной частях Европейской части СССР (Быков, Ходаков, 1957).

На основе материалов, опубликованных в двух атласах снежного покрова Европейской территории СССР (Атлас..., 1946; Карты..., 1961), мы провели анализ изменения снежности в разных частях Русской равнины на протяжении первой половины XX столетия (Горева, Котляков, 1966). Были подсчитаны средние снегозапасы за каждую зиму с 1904/05 по 1959/60 год по параллелям 64 , 60 , 56 и 52° с.ш. и по меридианам 36 , 44 и 52° в.д. Среднее взвешенное из семи результатов давало среднюю величину, характеризующую снегозапасы на всей Русской равнине.

На рис. 1.23 приведены изменения снегозапасов от года к году по трем выбранным профилям и суммарное среднее. Кривые далеко не всегда согласуются, что свидетельствует о неодинаковом характере изменения снежности по территории как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Вместе с тем некоторые наиболее аномальные зимы резко выражены на всей территории Русской равнины. Таковы многоснежные зимы 1928/29, 1946/47, 1951/52 и 1956/57 гг., а также малоснежные зимы 1924/25, 1930/31 и 1953/54 гг. Сравнение этих лет с эпохами господства тех или иных форм циркуляции по Вангенгейму вновь подтверждает, что наиболее благоприятны для повышенной снежности в Европейской России западная и меридиональная формы, а самая неблагоприятная – восточная. Именно в

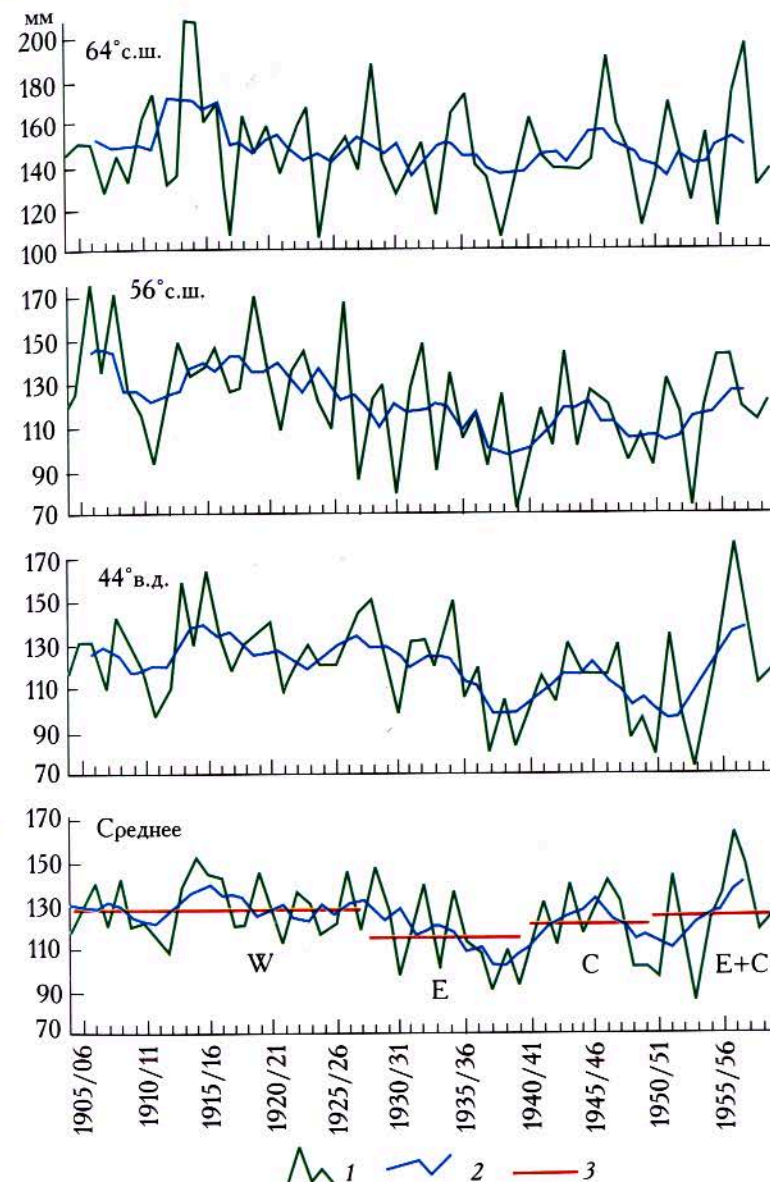


Рис. 1.23. Изменение снегозапасов от года к году по трем профилям на Русской равнине и в целом на всей ее территории
1 – ежегодные данные, 2 – осредненные за 5 лет, 3 – среднее снегонакопление за отдельные эпохи господствующей формы циркуляции атмосферы

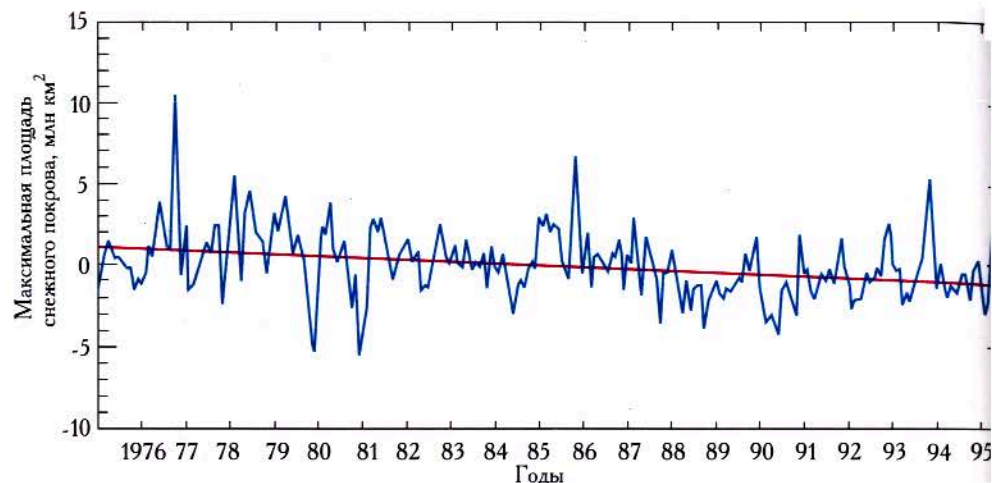


Рис. 1.24. Средние месячные данные о распространении снежного покрова в Северном полушарии по наблюдениям со спутника в видимом диапазоне

По данным Р. Армстронга и др. (Armstrong et al., 1996)

эпоху господства этой формы циркуляции в атлантическом секторе (1929–1939 гг.) снегозапасы на Русской равнине были наименьшими: 115 мм против 121 мм в среднем за 55 лет.

Если даже на территории всей Русской равнины характер снежности одинаков лишь в немногие зимы, то тем более он разнится на территории большей части Евразии. По существу в связи с неизбежными региональными различиями в проявлении отдельных форм циркуляции атмосферы многоснежные или малоснежные зимы не могут господствовать одновременно на всей территории Евразии. Тем не менее в некоторые годы повышенная или пониженная снежность бывает характерна для обширных пространств всей Европы, Западной Сибири и Казахстана. Суровые и многоснежные зимы на всей этой территории были в 1941/42, 1955/56 и 1962/63 гг., а теплая и малоснежная зима пришлась на 1936/37 год. Подобные аномальные годы имеют особенно большое значение в зимнем развитии природы и режиме ледников.

В современную эпоху космической информации наблюдения за снежным покровом с искусственных спутников Земли стали обычной практикой. Они позволили изучить многие глобальные черты изменчивости снежности земного шара. По спутниковым данным (рис. 24) было обнаружено уменьшение площади залегания снежного покрова в Северном полушарии в 70-х годах по сравнению с 60-ми (37 млн км²

в среднем за год в 1968–1971 гг. и 33 млн км² в 1972–1975 гг.). Эти результаты широко обсуждались в печати (Kukla, Kukla, 1974; Wiesnet, Matson, 1980).

А в конце XX столетия спутниковые данные показали генеральную тенденцию: неуклонное сокращение площади залегания снежного покрова в Северном полушарии – более 100 тыс. км² за каждый год (Armstrong et al., 1996).

Перераспределение влаги между океанами через снежный покров материков

Снежный покров служит одним из важных каналов перераспределения влаги на земном шаре. В процессе снегонакопления и последующей водоотдачи идет перераспределение влаги между океанами, имеющее глобальные масштабы. Расчеты этого процесса еще недавно были невозможны из-за почти полного отсутствия исходных данных. Положение резко изменилось после выхода в свет Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (1997), в котором, в числе прочего, впервые удалось собрать либо получить расчетным путем информацию о глобальном распределении средних многолетних величин максимальных сезонных снегозапасов.

В названном атласе в качестве одной из основных выделена граница между регионами с преобладанием твердых осадков, приходящих из разных океанов. Она проводится по гляциологическим признакам – смене направления горизонтальных градиентов полей аккумуляции снега в ледниковых системах, преобладающей экспозиции ледников и снежников. Области с разными источниками питания отличаются характером многолетних колебаний снежности, следующих за эволюцией океанических центров действия атмосферы. Сравнение положения этой границы, определенной гляциологическими методами, с положением основных океанических водоразделов (рис. 1.25) и подсчет объемов снегозапасов в пределах тех и других контуров позволяют сопоставить объемы талой воды, стекающей в тот океан, откуда пришли осадки, с объемами талой воды, стекающей в другие океаны. Тем самым исследуется не изученное и даже не упоминавшееся ранее звено мирового влагооборота – обмен водой между океанами через сушу, вернее, та часть этого звена, в которой влага задерживается в твердой фазе на несколько месяцев, т.е. звено обмена водой между океанами через снежный покров.

Такие подсчеты удалось выполнить, используя таблицы к картам запасов природных льдов в нашем Атласе, где указаны объемы сезонных снегозапасов в районах и областях в соответствии с гляциологическим районированием земного шара (рис. 1.26), о котором подробно говорится в гл. 3 второй части этой книги.

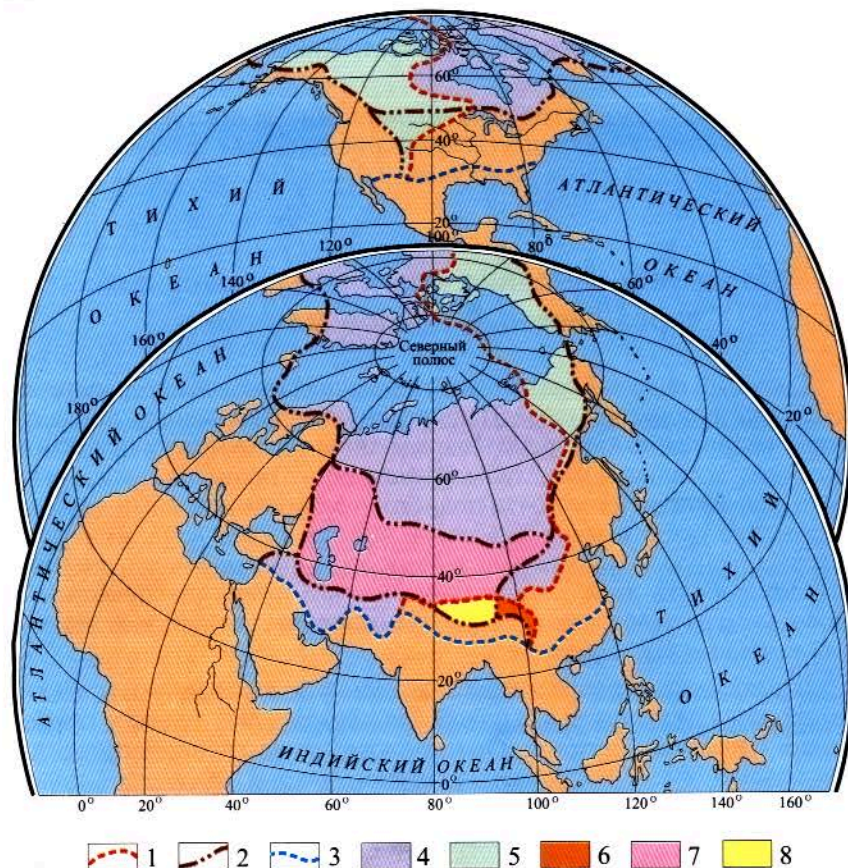


Рис. 1.25. Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Северном полушарии

1 – граница влагораздела между океанами, 2 – материковые водоразделы, 3 – южная граница распространения снежного покрова. Территории, на которых снежный покров, формирующийся из влаги одного океана, растаяв, поступает в другой океан или бессточную область: 4 – из Атлантического в Северный Ледовитый, Тихий и Индийский океаны, 5 – из Тихого в Северный Ледовитый и Атлантический океаны, 6 – из Индийского в Тихий океан, 7 – из Атлантического в бессточную область, 8 – из Индийского в бессточную область

Согласно гляциологическому районированию, предложенному в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, на земном шаре выделяются пояса и зоны, различающиеся по набору нивально-гляциальных явлений. Поясов выделено пять: постоянные (А) и временные (Б) нивально-гляциальные явления Северного полушария, постоянные (В) и временные (Г) нивально-гляциальные явления Южного полушария

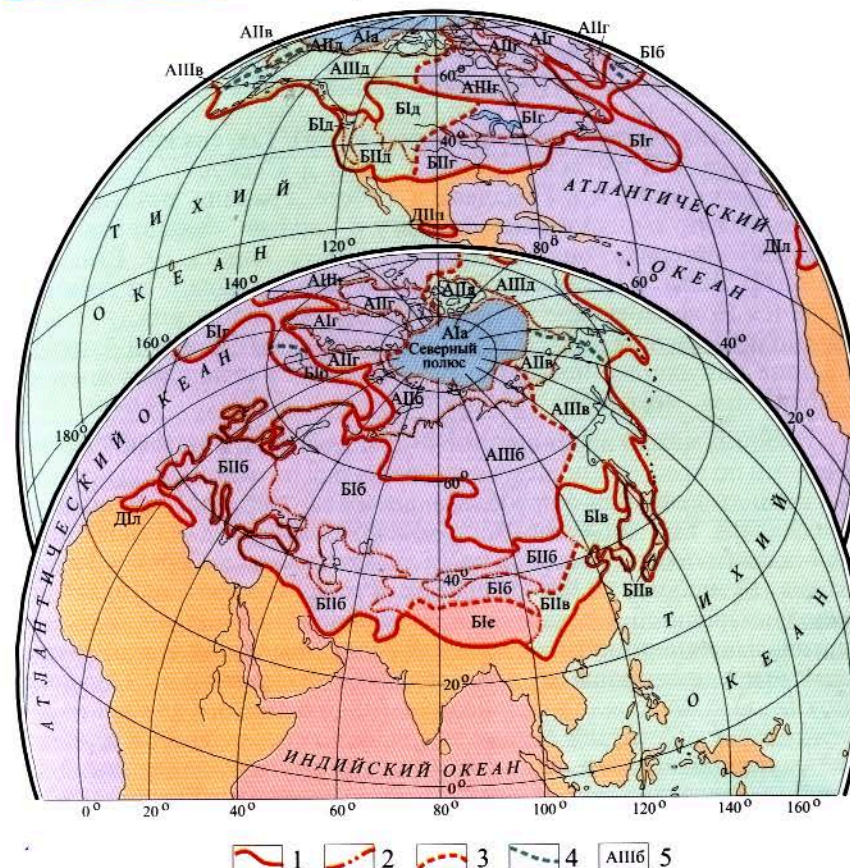


Рис. 1.26. Гляциологическое районирование Северного полушария

1–4 – границы поясов (1), зон (2), влагораздела между океанами (3) и между провинциями Евразии и Северной Америки (4); 5 – условные обозначения поясов, зон и провинций (см. текст)

и нивально-гляциальные явления в экваториальном и тропическом поясах (Д). В пределах пояса А выделяются три зоны: зона материкового покровного оледенения и постоянных морских льдов (АІ); зона покровного, горно-покровного оледенения, многолетних и сезонных морских льдов (АІІ) и зона многолетней мерзлоты, устойчивого снежного покрова, сезонных морских льдов и горного оледенения (АІІІ). В пределах пояса Б выделяются: зона устойчивого снежного покрова, горного оледенения, сезонных морских, озерных и речных льдов (БІ) и зона неустойчивого снежного покрова и горных ледников (БІІ).

Упомянутая выше граница водораздела делит зоны в пределах каждого из материков на провинции по преобладающим источникам питания – океанам, подающим влагу в снежный покров суши, ледники и водные льды (на рис. 1.26: б, г – атлантическая влага; в, д – тихоокеанская влага; е – индоокеанская влага). Так, снежный покров, сформированный из индоокеанской влаги, в Северном полушарии есть только в Азии – в Гималаях и Тибете. Граница, разделяющая атлантическую и тихоокеанскую влагу в Евразии, сильно сдвинута к востоку материка: она проходит восточнее Тибета, оз. Байкал и долины р. Лены. В Северном Ледовитом океане к западу от границы остаются Новосибирские острова, она протягивается между Северным полюсом и побережьем Аляски и, проходя по Северной Америке в форме синусоиды, несколько раз отклоняясь к западу и востоку относительно меридиана 100° з.д.

Границы между провинциями не совпадают с границами, определенными по преобладающему влагопереносу на основе аэрологических данных. Речь идет о преобладающем влагопереносе при выпадении осадков. Так, на Северо-Востоке Азии большую часть года западный (атлантический) перенос преобладает вплоть до берегов Тихого океана (Кузнецова, 1978). Осадки же в горах Северо-Востока Азии выпадают чаще при тихоокеанском переносе – в связи с большой влагонасыщенностью тихоокеанских воздушных масс. Поэтому граница между провинциями с преобладанием тихоокеанских и атлантических осадков проходит западнее тихоокеанского побережья – между горами Орулган и Черского и далее по направлению к верховьям Амура. Положение этой, так же как и других провинциальных границ, определено по гляциологическим признакам (Кренке, 1982) – направлению градиентов полей аккумуляции в ледниковых системах, распределению по экспозиции ледников и снежников.

Подсчеты (табл. 1.7) показали, что Евразия, рельеф которой благоприятен для поступления влаги с западным переносом, получает 75% снега из атлантической влаги, только 20% – из тихоокеанской и 5% твердых осадков – с Индийского океана. При этом обратно в Атлантический океан стекает не более 1/4 атлантической влаги. Основная же часть снега атлантического происхождения, растаяв, попадает в Северный Ледовитый океан и внутренние моря среднеазиатской бессточной области. Главной зоной, поставляющей при таянии атлантическую влагу в Северный Ледовитый океан, служит зона вечной мерзлоты, где слой снега толще, чем в безмерзлотной зоне. Очевидно, продолжительные низкие температуры способствуют не только промерзанию, но и накоплению снежного покрова. Таким образом, в отличие от ледников снежный покров в глобальном масштабе не находится в «оппозиции» к вечной мерзлоте. Вынос атлантической влаги в Тихий и Индийский океаны ничтожно мал.

Таблица 1.7

Объемы влаги, формирующей снежный покров материков Северного полушария

Источник	Объем снегозапасов, км ³			Доля возврата в тот же океан с талым стоком, %
	Евразия	Северная Америка	всего	
Атлантический океан	3000	1880	4880	21
Тихий океан	860	1860	2720	56
Индийский океан	200	—	200	50
Всего	4060	3740	7800	

Тихоокеанская влага, зафиксированная в снежном покрове, наполовину возвращается с талыми водами обратно. Другая ее половина попадает в Северный Ледовитый океан. И здесь основное перераспределение влаги между океанами происходит в зоне вечной мерзлоты. Наконец, четвертая часть снегов Центральной Азии индоокеанского происхождения испаряется из бессточных озер и морей, а 15% направляется в реки, стекающие в Тихий океан.

В Северной Америке количество снежного покрова близко к евразийскому и, следовательно, его роль во влагообороте еще выше. Снег поровну распределяется между тихоокеанским и атлантическим источниками, несмотря на западный перенос, способствующий выносу тихоокеанских вод в Атлантику. Очевидно, что переносу препятствует цепь гор на западе континента. По этой же причине 2/3 тихоокеанской влаги в снежном покрове возвращается с талым стоком обратно, составляя около половины суммарного речного стока. Атлантическая влага только на 1/3 возвращается назад. Остальные 2/3 направляются в Северный Ледовитый океан.

Общий объем сезонных снегозапасов Южной Америки 390 км³ в.э. (в водном эквиваленте). Ее заснеженная территория входит в пояс Д гляциологического районирования, принятого в Атласе, разделяясь на три провинции (рис. 1.27). Северная часть материка на 5–10° с.ш. входит в Атлантико-Центральноамериканскую провинцию; далее, до 30° ю.ш. простирается Атлантико-Южноамериканская провинция; юг материка и о. Огненная Земля от 30 до 57° ю.ш. занимает Тихоокеанско-Южноамериканская провинция.

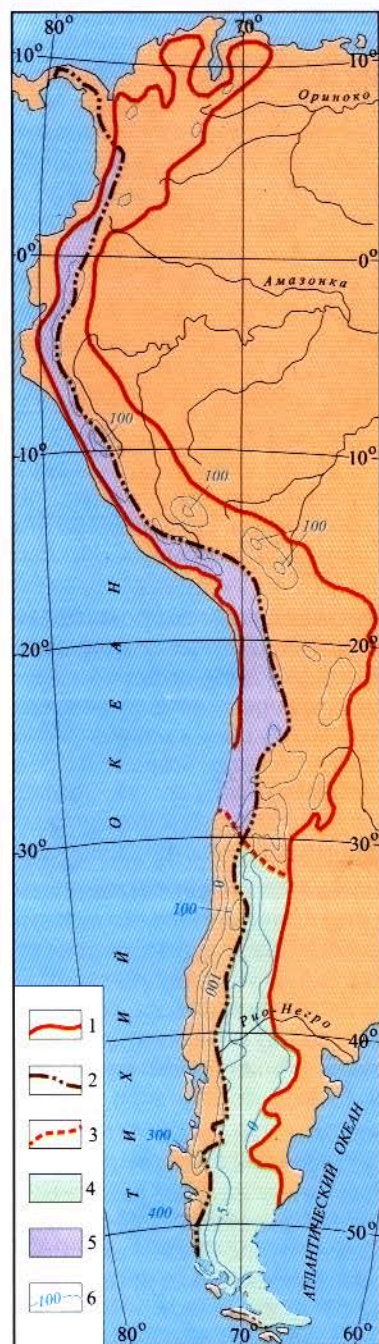


Рис. 1.27. Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Южной Америке

1 – граница пояса Д; 2 – граница влагораздела между океанами; 3 – материковый водораздел; 4 – часть бассейна Атлантического океана, снежный покров которой сформирован из влаги Тихого океана; 5 – часть бассейна Тихого океана, снежный покров которой сформирован из влаги Атлантического океана; 6 – изолинии аккумуляции снега, см слоя воды

Тихоокеанская влага служит источником 92% объема снегозапасов, формируя устойчивый сезонный снежный покров на площади более 1 млн км². Средний снегозапас достигает 30 см (в слое воды), максимумы – 300–400 см. Они приурочены к абсолютной высоте 1000 м на 55° ю.ш., 1500–2000 м на 35–50° и 4000–5000 м между 32 и 35° ю.ш. (Кадомцева, 1987). К северу от 30° ю.ш. господствуют атлантические источники питания снежного покрова. Встречаются лишь ограниченные ареалы снежного покрова вокруг высочайших вершин. Подчеркну, что при смене атлантического питания тихоокеанским вблизи 30° ю.ш. резко увеличиваются объемы снегозапасов и площадь сезонного снежного покрова, снижается высотная граница его формирования, увеличивается общая продолжительность залегания.

Максимальная продолжительность залегания снежного покрова характерна для Антарктиды, где сезонные снегозапасы увеличиваются от полюса к границам материка (рис. 1.28). Область минимального (менее 5 см в.э.) снегонакопления сдвинута от полюса к Индийскому океану: объем и удельное значение снегозапасов, площадь

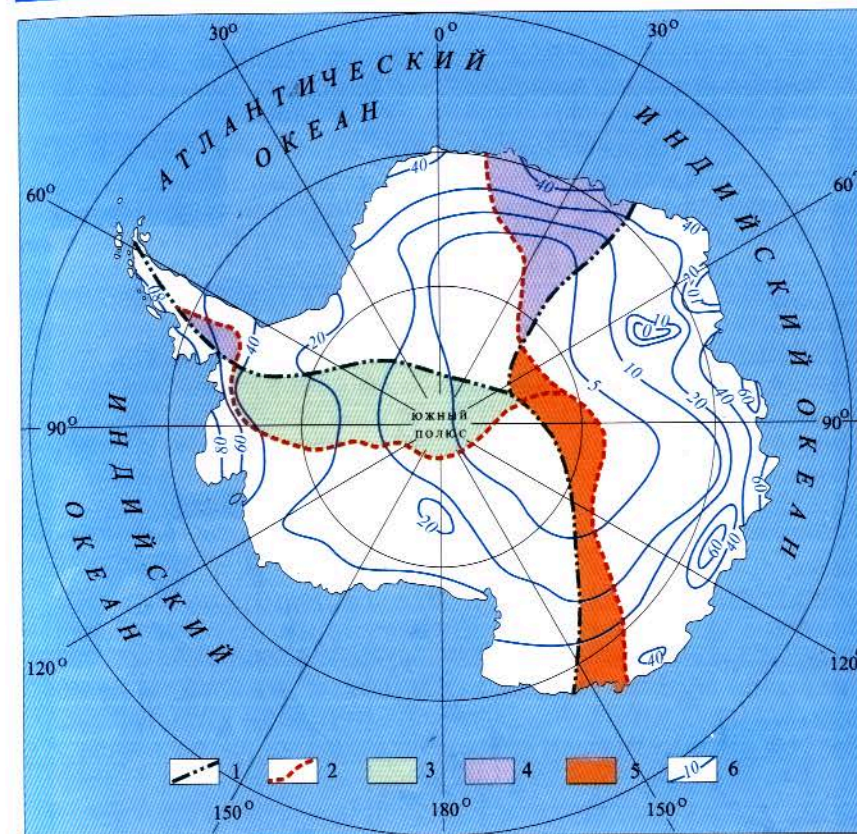


Рис. 1.28. Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Антарктиде

1 – границы влагоразделов между океанами, 2 – материковые ледоразделы, 3 – части бассейна Атлантического океана, снежный покров которых сформирован влагой Тихого океана, 4 – части бассейнов Тихого и Индийского океанов, снежный покров которых сформирован влагой Атлантики, 5 – части бассейнов Атлантического и Тихого океанов, снежный покров которых сформирован влагой Индийского океана, 6 – изолинии аккумуляции снега, см водного эквивалента

формирования снежного покрова из индоокеанской влаги наименьшие из трех – 0,58 тыс. км³, 12 см в.э. и 4,96 млн км². Более обширна область снежного покрова, сформированного атлантической влагой, – 3,79 млн км². Для нее характерны и больший объем (0,7 тыс. км³ в.э.), и большие сезонные снегозапасы – 18 см в.э. Наибольший объем и площадь, а также удельный снегозапас сформированы здесь влагой Тихого океана: 1,02 тыс. км³, 5,25 млн км², 19 см в.э.

Таблица 1.8

Перераспределение влаги между океанами через снежный покров материков, км³ (в водном эквиваленте)

Океан-источник снежного покрова	Океан, в бассейне которого отлагается снежный покров					
	Север- ный Ледови- тый	Атланти- ческий	Тихий	Индий- ский	Бессточ- ные об- ласти	Всего
Атланти- ческий, в том числе:						
Евразия	3020	1790	120	200	480	5610
Северная Америка	1740	660	20	100	480	3000
Южная Америка	1280	600	—	—	—	1880
Антарктида	—	20	10	—	—	30
Тихий, в том числе:						
Евразия	—	510	90	100	—	700
Северная Америка	620	440	3030	—	—	4090
Южная Америка	240	—	620	—	—	860
Антарктида	380	200	1270	—	—	1850
Индийский, в том числе:						
Евразия	—	50	310	—	—	360
Северная Америка	—	190	830	—	—	1020
Южная Америка	—	—	110	620	50	780
Антарктида	—	—	30	120	50	200
Все океаны, в том числе:						
Евразия	3640	2230	3260	820	530	10480
Северная Америка	1980	660	670	220	530	4060
Южная Америка	1660	800	1270	—	—	3730
Антарктида	—	70	320	—	—	390
	—	700	1000	600	—	2300

При проведении границ на рис. 1.28 учитывался характерный путь испарившейся влаги вокруг Антарктиды до ее выпадения в виде осадков. Приняв длину этого пути по аналогии с субполярными широтами Северного полушария в 4000 км, мы считаем, что над океаном граница преобладания осадков, питаемых влагой соответ-

ствующего океана, отодвинута вдоль потока от границы между океанами на половину этого расстояния, т.е. на 2000 км. За этой границей преобладают «местные» осадки – из влаги того же океана, в бассейне которого они выпадают. На побережье эта граница согласовывалась с границей, проведенной по полю аккумуляции.

Сопоставление положения океанических влагоразделов Антарктиды относительно ледоразделов показывает смещение всех влагоразделов к востоку, т.е. наличие постоянного переноса влаги в атмосфере через ледоразделы и формирование каждого из океанических секторов антарктического льда влагой по крайней мере двух океанов (все цифры в водном эквиваленте): в Тихоокеанском секторе – 830 км³ из Тихого, 80 км³ из Индийского и 90 км³ из Атлантического океанов; в Атлантическом секторе – 510 км³ из Атлантики и 190 км³ из Тихого океана; в Индоокеанском секторе – 500 км³ из Индийского и 100 км³ из Атлантического океанов. Положение влагоразделов в общем совпадает с максимальными отметками рельефа ледниковой поверхности, а ледоразделов – с отметками ледникового ложа. На рис. 1.28 в обобщенном виде показан общий сдвиг осей максимумов ледниковой поверхности относительно осей максимумов подледного рельефа.

Суммирование результатов по Северному и Южному полушариям дает глобальные оценки перераспределения влаги между океанами (табл. 1.8). Максимально перераспределение в Евразии и Северной Америке. Из 4880 км³ атлантических твердых осадков лишь 1260 (26%) отлагаются в бассейне Атлантического океана, 3000 км³, или 61%, служат источником стока в Северный Ледовитый океан, 500 км³ (10%) – во внутренние бассейны, 20 км³ – в Тихий и 100 км³ – в Индийский океаны.

Доля перераспределения тихоокеанских твердых осадков Евразии и Северной Америки меньше – 31% от 2750 км³, из них 660 км³ в бассейн Северного Ледовитого океана и 200 км³ в бассейн Атлантического океана. Из 200 км³ индоокеанских твердых осадков 120 км³ (60%) служат источником стока в Индийский океан, 50 км³ – во внутренние бассейны, 30 км³ – в Тихий океан. В целом 58% от 7,8 тыс. км³ твердых осадков Северного полушария, выпадающих на материки, не попадают обратно в «свой» океан.

В Южном полушарии и объемы твердых осадков, выпадающих на материки Южной Америки и Антарктиды, и доля их перераспределения скромнее: из 2,7 тыс. км³ 81% отлагается в бассейне океана-источника. Доля перераспределения атлантической влаги составляет 27% от 730 км³, тихоокеанской – 17% от 1380 км³, индоокеанской – 14% от 580 км³.

В целом можно заключить, что 48% приносимых на материки твердых осадков переносятся через океанические водоразделы, чтобы стать источником стока в другие океаны, 10% из них – в Южном полушарии.

Глава 3

СЕЗОННЫЙ СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ В ГОРАХ

Факторы снегонакопления в горах

В горных районах снежный покров распределяется гораздо более пестро, чем на равнинах. Это обуславливается одновременным воздействием ряда факторов, среди которых основными служат: а) абсолютная высота местности, б) положение ее на периферии или внутри горного массива, в) экспозиция склона по отношению к влагоносным воздушным массам, г) экспозиция по отношению к странам света, д) экспозиция по отношению к господствующим ветрам, е) уклон поверхности, ж) расчлененность рельефа и характер растительности.

Воздействие первых трех факторов проявляется через изменение основной составляющей баланса массы снега – выпадающих твердых осадков. Общеизвестен их рост с абсолютной высотой (до некоторого предела), однако конкретное проявление этой связи зависит от влияния факторов б) и в). Лучше всего рост осадков с высотой выражен на склонах периферийных хребтов, обращенных в сторону влагоносных воздушных масс. Наоборот, в нижних частях подветренных (относительно потока влаги) склонов и в глубоких закрытых долинах выпадающие осадки почти не зависят от высоты. В глубине горной страны различия в экспозиции склонов хребтов относительно движения воздушных масс влияют на выпадение твердых осадков весьма мало. Поэтому многие горные котловины, как, например, котловины в Средней Сибири, отличаются однообразным увлажнением.

Степень сохранности выпадающих твердых осадков и закрепления их в снежном покрове существенно зависит от воздействия солнечной радиации и, следовательно, от экспозиции склона по отношению к странам света. По максимальным снегозапасам склоны одинаковой крутизны в горах умеренного пояса Северного полушария можно поставить в ряд такой последовательности: северо-западные и северо-восточные, дно долины, восточные и западные и, наконец, южные.

Максимально различаются снегозапасы на северных и южных склонах. В Заилийском Алатау продолжительность залегания

снежного покрова на первых выше в 1,6–1,8 раза, коэффициент сохранения осадков – в 2 раза, а снегозапасы – в 3–4 раза, что соответствует влиянию разности высот почти в 1000 м (Соседов, 1962). Значительной разницы достигают снегозапасы на южном и северном склонах в тех случаях, когда первый является одновременно и подветренным, а второй – наветренным, как это имеет место в Высоких Татрах (Konček, Briedon, 1959). В результате увеличение продолжительности залегания снежного покрова с высотой на южных склонах Татр подчиняется той же закономерности, что и в Восточных Альпах, а северные склоны Татр в этой отношении очень похожи на польские склоны Карпат.

Три последних фактора связаны с воздействием местных условий и прежде всего ветра, сила которого изменяется в широких пределах в зависимости от характера рельефа и растительности. При этом залегание снега тесно связано с ландшафтной поясностью. Как справедливо отмечает М.И. Иверонова (1958), на резких природных границах часто бывает скачок в величинах снегозапасов. Особенно заметен он на верхней границе леса, так как сюда сносится большое количество снега с лежащих выше безлесных пространств, отличающихся пониженными снегозапасами. Примером тому могут служить верхние части склонов Урала, хребтов Прибайкалья, Станового нагорья, Терской Алатау, Высоких Татр.

Влияние метелей и ветрового переноса снега проявляется самым различным образом и часто может нарушать обычное распределение снега на склонах. Так, на южном склоне Киргизского хребта толщина снежного покрова достигает 2–3 м, а на северном она незначительна, хотя на обоих склонах выпадает близкое количество твердых осадков (около 500 мм). Причиной этой особенности может быть резкое преобладание на северном склоне метелей, вызывающих большие потери снега путем испарения во время его переноса (Жуков, 1962). Кроме того, к существенным потерям снега на некоторых склонах приводит его испарение во время частых в горах фёновых ветров.

Макро- и мезоособенности рельефа вызывают неравномерное выпадение твердых осадков и дальнейшее перераспределение снега, в конечном счете, приводя к значительной пестроте снежного покрова в горах. Однако существующие сведения и коэффициент вариации снегозапасов в горах не показывают столь больших отличий от равнин, которые имеются в действительности. Причина в том, что маршруты снегосъемок проходят в основном по долинам рек, не пересекают всех элементов рельефа и редко охватывают места со значительной концентрацией снега.

Средняя дата появления снежного покрова в горах наступает раньше перехода средней суточной температуры через 0 °С вследствие быстрого роста твердых осадков с высотой; с поднятием вверх разница между этими датами постепенно увеличивается. Соответст-

венно и сходит снежный покров значительно позже прекращения морозов. Графики зависимости средних дат появления и схода снежного покрова от абсолютной высоты имеют сложный характер: в нижней и верхней (приледниковой) частях склонов даже при небольшом изменении высоты указанные даты быстро сдвигаются на более ранние (или соответственно поздние) сроки, в средней же части склона разница в сроках по мере увеличения абсолютной высоты изменяется меньше.

В горах Кавказа на высотах 1500–2000 м разница между датами образования (схода) устойчивого снежного покрова и датами перехода температуры воздуха через 0 °С осенью достигает 10–20 дней, а весной – 20–30 дней (Эйюбов, 1961). При подъеме до 3000 м даты установления снежного покрова на Кавказе изменяются на 70 дней, а даты схода – на 110 дней. Точно так же на хр. Сунтар-Хаята (Клюкин, 1964) при увеличении высоты на 100 м снежный покров устанавливается на 1–2 раньше, а сходит на 3–6 дней позже.

Таким образом, период установления снежного покрова в горных условиях почти вдвое короче периода его схода. Эта особенность играет важную роль в возникновении и сохранении «вечных снегов». Она свидетельствует о том, что в перелетывании снежного покрова удлинение сроков его схода имеет гораздо большее значение, чем ранние снегопады. Причина длительности периода схода снежного покрова в горах заключается в большой массе снега, подвергающегося стаиванию, а также во влиянии обильных летних снегопадов, задерживающих снеготаяние.

Увеличение температуры воздуха и рост твердых осадков с увеличением абсолютной высоты приводят к положительному вертикальному градиенту снегозапасов в горах. Значительнее этот градиент на наветренных по отношению к влагоносным воздушным массам склонах передовых хребтов, наиболее увлажненных по сравнению с внутренними районами горной страны, где градиенты снегозапасов имеют весьма низкие значения, а иногда и вовсе не выражены.

Перенос снега ветрами через гребни гор создает в верхней части подветренных склонов скопления большого количества метелевого снега, что служит причиной повышенного градиента снегозапасов на этих склонах, не согласующегося с градиентом роста твердых осадков. В этих случаях верхние участки наветренных склонов оказываются малоснежными, и вертикальный градиент снегозапасов здесь, как правило, меньше градиента роста с высотой твердых осадков.

На хорошо увлажняемых склонах вертикальный градиент снегозапасов с высотой обычно увеличивается. Причина заключается в росте с высотой количества осадков и особенно твердой их составляющей (как абсолютного их количества, так и процентного содержания

Таблица 1.9

Величины изменения снегозапасов с высотой в различных горных странах

Горная страна	Интервал высот, м	Градиент снегозапасов, мм/100 м	Литература
Большой Кавказ	1000–2400	25–125	Хмаладзе, 1961
Сьерра-Невада	1400–2700	21–84	Court, 1963
Итальянские Альпы	1200–2100	40–70	Zanon, 1962
Шумава (Южная Чехия)	400–1100	30–100	Nekovbr, 1957
Полярный Урал	200–750	25–40	Оледенение Урала, 1966
Заилийский Алатау	1000–3000	15–25	коломыщ, 1966
Алтай	1000–2000	17–27	Худомясова, 1959
Баргузинский хребет	500–2000	10–15	коломыщ, 1966
Становое нагорье	500–2000	10–15	коломыщ, 1966
Хребты Приамурья	500–1500	12–16	Гарцман, 1963
Сихотэ-Алинь	500–1000	4–10	Гарцман, 1958; Урываев, 1964
Малый Кавказ	1200–2800	8–25	Агаев, Гаджибеков, 1963; Хмаладзе, 1961

в общей сумме). Так, в горах Средней Азии вертикальный градиент снегозапасов на высотах 1500–2500 м составляет 6 мм/100 м, а на высотах 2500–4000 м – 30 мм/100 м.

Уровень максимума снегозапасов в горах лежит ниже уровня максимума количества выпадающих твердых осадков, что связано с ветровым переносом снега. Как правило, наиболее мощный сезонный снежный покров откладывается вблизи верхней границы леса, куда снег сносится метелями с безлесных пространств гольцов и субальпик. Благодаря этому в верхней части лесного пояса вертикальный градиент снегозапасов достигает очень больших величин, а в гольцовом поясе он нередко приобретает отрицательные значения, несмотря на продолжающийся рост с высотой твердых осадков.

Вертикальные градиенты снегозапасов в разных горных странах неодинаковы. В табл. 1.9 приведены данные об изменении снегозапасов на западных и северных склонах, обращенных к влагоносным воздушным массам. На противоположных склонах градиенты снегозапасов, как правило, меньше и имеют большие пределы изменений. Как видно из таблицы, величина градиентов закономерно уменьша-

ется от более влажных областей (Кавказ, Сьерра-Невада Кордильер, горы Европы) к более сухим. В области резко континентального климата градиенты постепенно уменьшаются в горах, расположенных далее к востоку (сравни Урал, Алтай, Становое нагорье). Конечно, здесь приведены средние значения градиентов; действительные их значения очень сильно разнятся в каждой из долин и на разных склонах в зависимости от местных условий. Во многих случаях неравномерность распределения снеготоплив по площади превышает разницу, связанную с изменением абсолютной высоты.

Внутри горной страны наибольший рост снеготоплив характерен для хорошо увлажненных ее частей, а наименьший – для сухих. Точно так же легко показать простым расчетом, что с ростом абсолютных величин снеготоплив (при сохранении их относительных значений) градиенты их изменения с высотой также будут расти. Это значит, что в более многоснежные годы вертикальные градиенты снеготоплив всегда будут больше, чем в малоснежные. И действительно, в бассейне р. Шамхорчай на северо-восточном склоне Малого Кавказа в многоснежную зиму вертикальный градиент снеготоплив составлял 17 мм/100 м, а в малоснежную – 3,5 мм/100 м (Кузьмин, 1960). В верховьях Лены вертикальный градиент снеготоплив в многоснежную и малоснежную зимы соответственно равнялся 30 и 12 мм на 100 м высоты (Беркин, 1964).

Несколько слов о снежности континентальных областей. Еще недавно господствовало мнение об их малоснежности и о невозможности по этой причине существования здесь ледников. Это мнение основывалось на данных метеорологических станций, расположенных главным образом в долинах и котловинах Сибири. Однако дальнейшие наблюдения, особенно в период МГГ, опровергли эти представления.

Господствующий в зимнее время сибирский антициклон представляет собой весьма низкое барическое образование, прослеживающееся лишь до уровня 3000 м. Уже на высотах 2000 м хорошо видно влияние адвективного переноса тепла и влаги, приводящего зимой к повышенному увлажнению верхних частей склонов гор по сравнению с межгорными котловинами. Основная масса влаги в континентальных районах приносится в переходные сезоны, когда в расположенных ниже 1000 м котловинах идут дожди. В то же время осадки в течение мая, июня и сентября в высокогорье выпадают в виде снега, что способствует установлению и длительному сохранению значительного снежного покрова.

Приуроченность основного снеготоплива к августу–октябрю и маю–июню характерна для всех гор континентальных областей севера Азии. Сходство условий увлажнения и ряда других зимних условий в высокогорьях этих горных стран позволило В.С. Преображенскому (1960) назвать климат гор Восточной Сибири горным

субконтинентальным в отличие от резко континентального климата окружающих котловин и низменностей.

Большинство внутренних котловин Алтая, Западного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья отличается исключительным малоснежьем, а на склонах рядом лежащих гор отлагается значительное количество снега. Это создает в горах Сибири достаточно высокие значения градиента осадков (в особенности твердых) и снеготоплив. На высотах 2000–2500 м снежный покров в 3–5 раз превышает количество снега в межгорных впадинах, расположенных на 1000 м ниже. Годовая сумма осадков в верхних частях хребтов достигает в Сибири и на Северо-Востоке Азии 1000 мм, из них до 50% выпадает в твердом виде. Таким образом, большая снежность высокогорий является общей закономерностью, присущей и горным странам континентальных областей.

Хионосфера и снеговая линия

Снежник как переходная стадия к леднику

Неравномерный характер залегания снега приводит к тому, что в местах его повышенной концентрации возникают снежники, характерные как для горных, так и для равнинных районов. В соответствии с общепринятым определением, под *снежником* понимается *всякое неподвижное скопление снега и льда, сохраняющееся на земной поверхности после стаивания окружающего снежного покрова*. Снежники могут сохраняться и в течение части лета, могут и перелетывать. В горах снежники из года в год существуют в одних и тех же местах, из-за чего их иногда путают с ледниками. Но ледники – это многолетние скопления льда атмосферного происхождения, обладающие собственным движением. Надежным признаком ледника служит наличие областей аккумуляции и абляции, разделение на которые возникает лишь в процессе движения льда. В снежниках же разделение на области питания и стаивания отсутствует.

Как известно (Шумский, 1955), в одинаковых природных условиях характер режима (процессы снеготоплива, таяния и льдообразования) ледников и снежников в общем одинаков. Вместе с изменением внешних условий строение снежников, так же как и строение ледников, изменяется в широких пределах. Так, на хр. Сунтар-Хаята, для которого характерен инфильтрационно-конжеляционный (ледяной) тип льдообразования, снежники почти целиком состоят из льда, прикрытого к концу лета тонким покровом снега (Корейша, 1963), а в оазисах Антарктиды, где льдообразование

протекает по холодному инфильтрационному типу, они в основном сложены крупнозернистым инфильтрационным фирном.

В режиме снежников в зависимости от особенностей их залегания ведущую роль могут играть либо зимние, либо летние условия. Снежники, возникающие в результате значительной метелевой концентрации снега, могут существовать при высоких летних температурах (иногда до 20 °C). Снежники северных склонов (в Северном полушарии), сохраняющиеся в глубоких затененных местах, весьма чувствительны к малейшему улучшению погоды в теплый период. В Юлийских Альпах, где снежники встречаются на высотах 865–2800 м, в зависимости от местоположения выделены две большие группы: 1) снежники склонов, цирков и карстовых депрессий, залегающие в затененных местах, и 2) снежники подножий склонов и глубоких ущелий, залегающие в местах повышенной концентрации снега, возникшей благодаря метелям и падению лавин. По сравнению с началом XX в. снежники первой группы сильно уменьшились в размерах, тогда как другие сократились в очень малой степени (Gams, 1961). Причина этого – общее потепление климата первой половины XX столетия, значительно усилившее абляцию, при почти неизменных (а возможно, несколько увеличенных) количестве твердых осадков и повторяемости метелей. Таким образом, метеорологические условия первой половины и особенно середины XX столетия были благоприятны для существования навесных снежников.

Переход от снежника к леднику происходит незаметно. Совершенно правильно подчеркивает М.М. Корейша (1963), что между ледником и снежником не существует каких-либо промежуточных фаз, имеющих самостоятельные особенности режима и развития. Такое промежуточное образование не может быть устойчивым из-за большой изменчивости снежно-ледяных тел. В эпоху уменьшения снежности оно может перейти в категорию снежника, в эпоху увеличения снежности превратится в ледник.

Стадия снежников – необходимый промежуточный этап между существованием сезонного снежного покрова и возникновением ледников. Снежники распространены во всех современных ледниковых районах и занимают более широкий (по сравнению с ледниками) высотный пояс. Так же как и ледники, они существуют в своеобразных климатических условиях, которые можно назвать ледниковым климатом.

Ледниковый климат – это климат нивально-гляциального пояса. Он формируется в условиях большой снежности и наличия в течение всего года подстилающей поверхности в виде снега и льда. Наши исследования, в частности работы М.В. Тронова, А.Н. Кренке, В.Г. Ходакова и других, показывают, что ледниковый климат в разных районах земного шара обладает рядом общих черт, дающих право на его выделение. Эта общность определяется тем, что для существо-

вания снежников и ледников необходимо совершенно определенное соотношение баланса тепла и влаги, заключенное в довольно узких пределах.

Ледниковый климат создается не только общеклиматическими факторами, имеющими зональный и провинциальный характер, но в большей мере влиянием местных особенностей, например метелевым перераспределением снега в горах и затенением некоторых частей склонов. В результате черты ледникового климата оказываются одинаково характерными и для малых ледников и снежников, лежащих на низких уровнях, и для ледников, залегающих сравнительно высоко.

Близкие значения баланса тепла и влаги могут быть итогом самых разных пределов изменения их составляющих, что прямо отражается на режиме снежно-ледяных образований. Черты ледникового климата различных районов оледенения на разных широтах более сходны, чем в континентальных и морских областях.

Наилучшим образом ледниковый климат характеризуют условия на уровне снеговой линии. Кроме того, климатические показатели, соответствующие этому уровню, позволяют сравнивать между собой различные районы оледенения. Таким образом, весьма важное значение в проблеме снежности земного шара и существования ледников приобретает вопрос о снеговой линии и хионосфере.

Существование ледников и хионосфера

Понижение температуры воздуха с высотой при одновременном возрастании твердых осадков приводит к тому, что на некотором уровне таяние снега уравнивается его выпадением. В слое атмосферы, расположенном выше, в целом за год господствуют условия, благоприятные для существования воды в твердой фазе. М.В. Ломоносов назвал такой слой «морозным слоем атмосферы». Е.С. Гернет (1930) дал ему меткое название «снегоизбыточного слоя атмосферы». Наконец, С.В. Калесник (1939) впервые ввел понятие «хионосфера».

В первоначальной редакции С.В. Калесник определил хионосферу как слой свободной атмосферы, обладающий таким сочетанием климатических особенностей, при котором годовое количество твердых осадков, которое могло бы выпасть на горизонтальную и незатененную поверхность, превышает их возможную среднюю годовую убыль с той же поверхности. Впоследствии он уточнил (Калесник, 1961), что нижняя граница хионосферы формируется под влиянием условий, господствующих в свободной атмосфере, а снеговая линия представляет собой уровень нулевого баланса твердых осадков, обусловленного взаимодействием климата и рельефа.

Хионосфера является частью тропосферы, в пределах которой при благоприятном рельефе возможно зарождение и существование

ледников. Она окружает нашу планету непрерывной оболочкой разной мощности. Верхняя граница хионосферы определяется тем, что количество осадков, достигнув на определенной высоте (неодинаковой в разных районах Земли) максимума, далее с высотой уменьшается и на некотором уровне вновь оказывается равным их убыли, происходящей здесь вследствие испарения под воздействием солнечной радиации.

Аэрологических данных, собранных к настоящему времени, недостаточно для определения верхней границы хионосферы. Можно предполагать, что выше всего она располагается в тропиках и ниже всего – в полярных областях. Однако и здесь высота ее превышает 3500 м, о чем свидетельствуют условия на Антарктическом материке, в центре которого ежегодно выпадает до 50 мм осадков. Мощность хионосферы в полярных областях не ничтожна, как полагали ранее (Шумский, 1947), а достигает значительной величины. В то же время в тропическом поясе толщина ее ограничивается весьма высоким положением нижней границы, поднимающейся до 6000 м и более. Таким образом, мощность хионосферы, по-видимому, лежит в пределах 3–5 км и сравнительно мало различается над разными участками земной поверхности. Наибольшей толщины она, по-видимому, достигает в экваториальном поясе и в низких широтах умеренного пояса.

Отвлеченность понятия хионосферы и огромная роль местных особенностей рельефа и климата в существовании ледников породили сомнения в целесообразности использования в гляциологии этого понятия (Бут, 1963; Шумский, 1963). Серьезные недостатки при определении хионосферы И.В. Бут находит в том, что это понятие исключает учет влияния подстилающей поверхности на атмосферные процессы, в частности, оно не учитывает влияния ветра, затрудняющего, по мнению Бута, снегоотложение на любой ровной поверхности, расположенной в свободной атмосфере. Что касается второго замечания И.В. Бута, то, как отметил С.В. Калесник (1963), оно абсолютно неверно, так как при выпадении твердых осадков достаточной длительности или интенсивности снегоотложение будет происходить при любой скорости ветра.

Более серьезно первое замечание Бута, но против него также легко возразить, так как хионосфера выводится не из идеальных условий атмосферы, а из реально существующих условий, складывающихся под влиянием макрорельефа и общей циркуляции воздушных масс, в свою очередь, определяемой соотношением суши и моря, гор и равнин и пр. Поэтому, например, нижняя граница хионосферы понижается в направлении к осям фронтальных зон в атмосфере и повышается по мере удаления от областей развития интенсивного циклогенеза и источников влаги (Шумский, Кренке, 1965), а в связи с динамическим подъемом воздушных масс над наветренными склона-

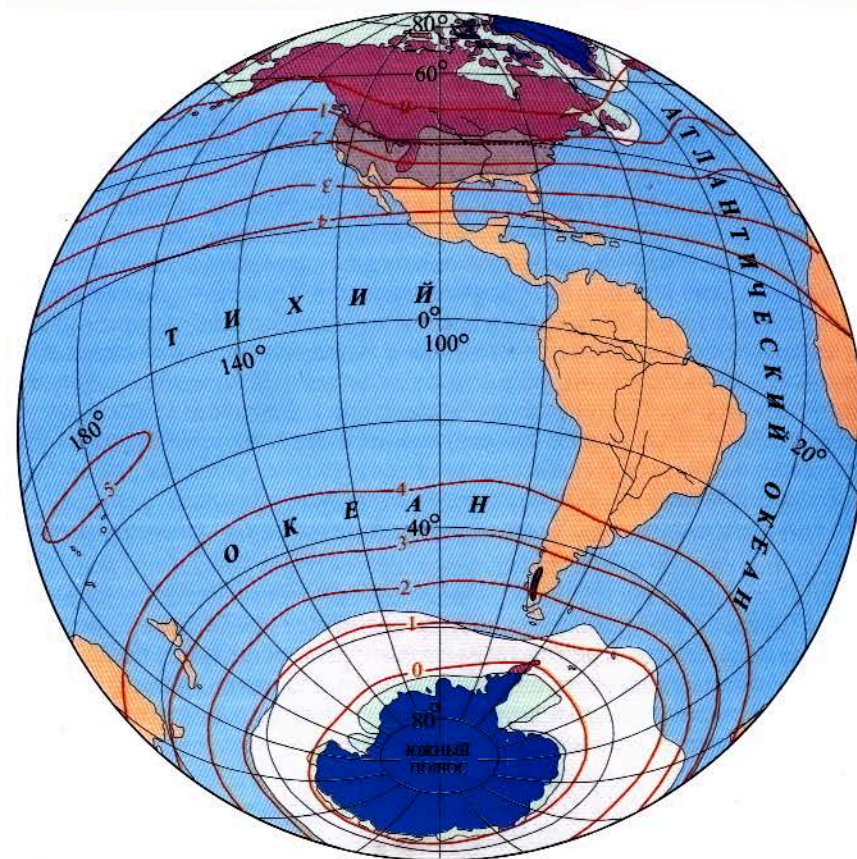
ми гор, вызывающим повышенное осадкообразование, нижний уровень хионосферы располагается здесь ниже, чем над равнинами или внутренними частями плоскогорий.

Фиктивность понятия «хионосфера» П.А. Шумский видит в том, что хионосфера не может иметь непрерывную нижнюю границу из-за вхождения в нее участков земной поверхности и опукания ее в полярной области Южного полушария до уровня моря. Однако хионосфера как теоретическая абстракция характеризует не только условия существования ледников в том или ином месте, но и условия возникновения и развития ледников при наличии других благоприятных возможностей. В этом смысле отнюдь не абсурдно звучит высказанная мною мысль о том, что в Антарктиде нижняя граница хионосферы «проходит ниже уровня моря». Эту мысль следует понимать так, что благоприятные условия для оледенения в Антарктике существуют не только вплоть до современного уровня моря, но существовали бы и на более низких уровнях, если бы, скажем, произошло понижение поверхности Мирового океана.

Таким образом, на Земле, в термодинамических условиях ее поверхности, нет места, где понижение температуры не привело бы в конце концов к оледенению. При соприкосновении нижней границы хионосферы с земной поверхностью возникает длительный процесс их взаимодействия, в результате которого хионосфера все более снижается за барьером гор, и, в конечном счете, это приводит к распространению ледниковых покровов, по размерам сопоставимых с современными Гренландским и Антарктическим.

Понятие «хионосфера» имеет особо важное значение при разработке теории оледенения (Чижов, 1963), так как определяет климатические пределы возникновения ледников. Современное положение хионосферы, например, свидетельствует о том, что условия для жизни ледников в Южном полушарии более благоприятны, чем в Северном. Очевидно, подобные же различия в положении хионосферы в Северном и Южном полушариях были характерны для всего четвертичного периода и конца неогена (поскольку конфигурация суши и моря и характер общей циркуляции атмосферы за это время существенно не менялись), что неизбежно отразилось на особенностях эволюции оледенения в этих полушариях.

В науке отсутствуют достоверные методы для вычисления высоты нижней границы хионосферы в тех районах, где нет ледников. Здесь для вычисления этого уровня используются данные о снеговой линии в горах или фирновой линии на ледниках, что можно принять лишь в первом приближении. Исследования на Полярном Урале показали (Троицкий, 1963), что высоту нижнего уровня хионосферы можно получить расчетным путем лишь при использовании надежных данных о снегонакоплении в горах на разных высотных уровнях. Вследствие значительного перераспределения снега в пределах горной



долины или плато данные об аккумуляции снега на этих участках надо пересчитывать на всю площадь долины вместе со склонами или на всю площадь плато, а полученную величину относить к средне-взвешенной высоте рассматриваемого участка долины или плато. В результате сравнения величин для нескольких высотных уровней получаем вертикальный градиент снегонакопления, с помощью которого при сопоставлении с градиентом абляции можно вычислить нижнюю границу хионосферы. Эта граница на Полярном Урале, вычисленная таким образом, оказалась равной примерно 2000 м, что почти на 1000 м выше залегания ледников.

Не только на Полярном Урале, но и в большинстве других районов ледники лежат ниже хионосферы, что создает впечатление отсутствия между ними причинной связи. В действительности такая связь существует (особенно в историческом аспекте), но в реальных условиях особенности мезорельефа, мезо- и микроклимата приводят к значительному изменению нижнего предела возможного существо-

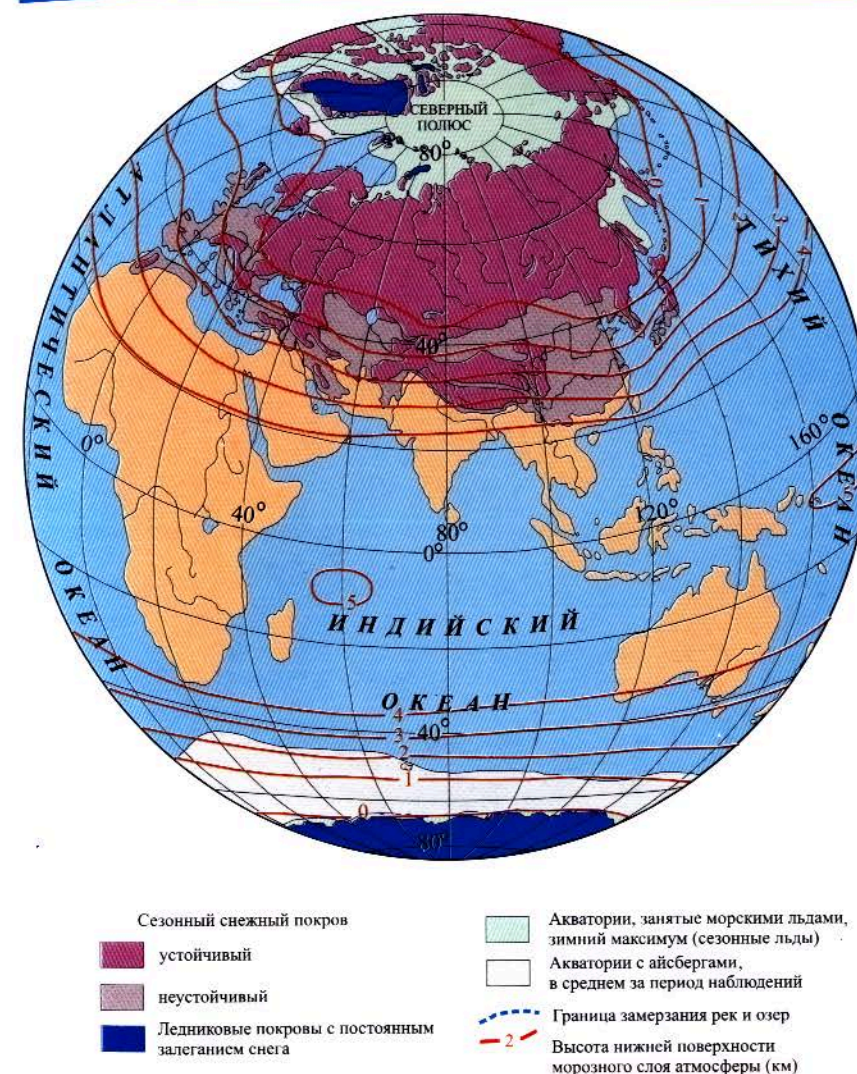
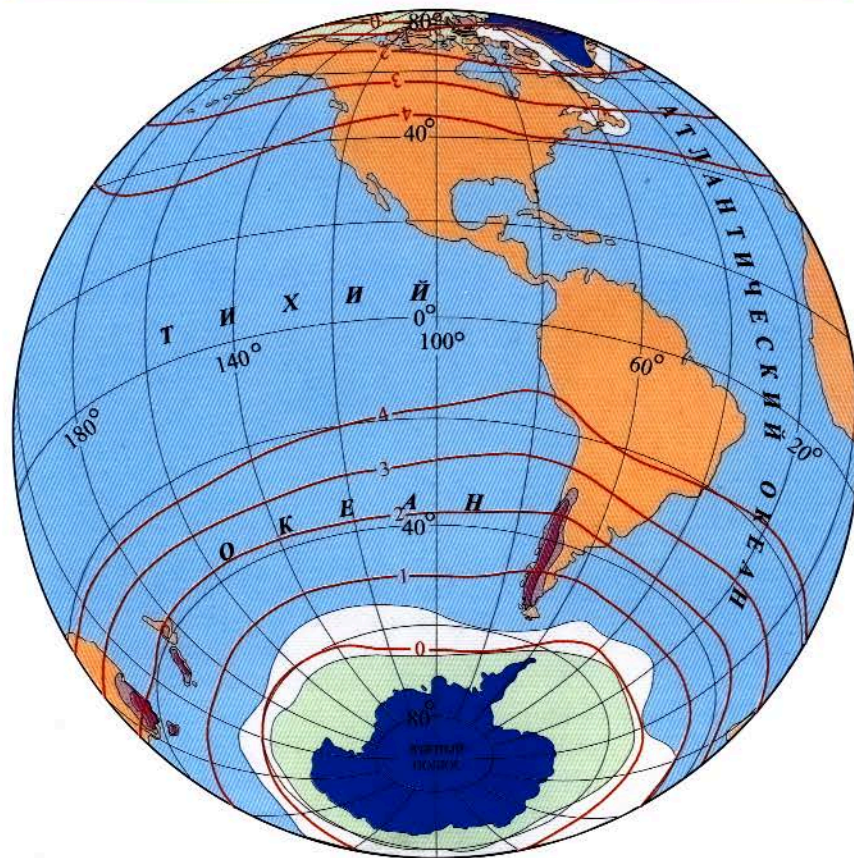


Рис. 1.29. Снег и лед на земном шаре в феврале

вания ледников. Особенно большую роль в этом играет процесс метелевого переноса и концентрации снега в условиях глубоко расчлененного горного рельефа. Поэтому резко различным оказывается отношение к хионосфере покровных и горных ледников.



Ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды, многие ледниковые купола Арктики и Субантарктики, ледники плоских вершин в высокогорьях и ледниковые шапки на одиночных вулканических конусах, как правило, лежат в пределах хионосферы или очень близко к ее нижнему уровню, что ограничивает возможности существования покровных ледников по мере повышения хионосферы в направлении к экватору. По подсчетам Г.К. Тушинского (1963), в Северной Евразии существование ледников покровного типа при современных климатических условиях возможно лишь в тех районах, где нижняя граница хионосферы не поднимается выше 800 м.

Горные ледники повсюду на земном шаре опускаются ниже хионосферы, и сведения о их высотном положении, естественно, не могут дать характеристики хионосферы. Но для анализа современных условий существования ледников это не так уж и важно. Гораздо большее значение имеют данные о снеговой линии в горах, фирновой линии и границе питания на ледниках.

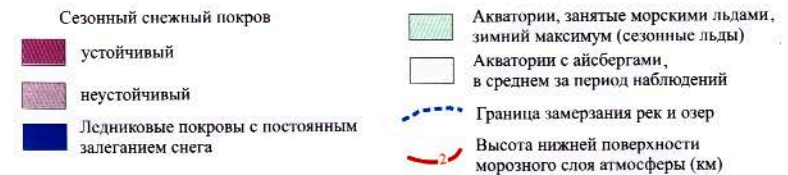
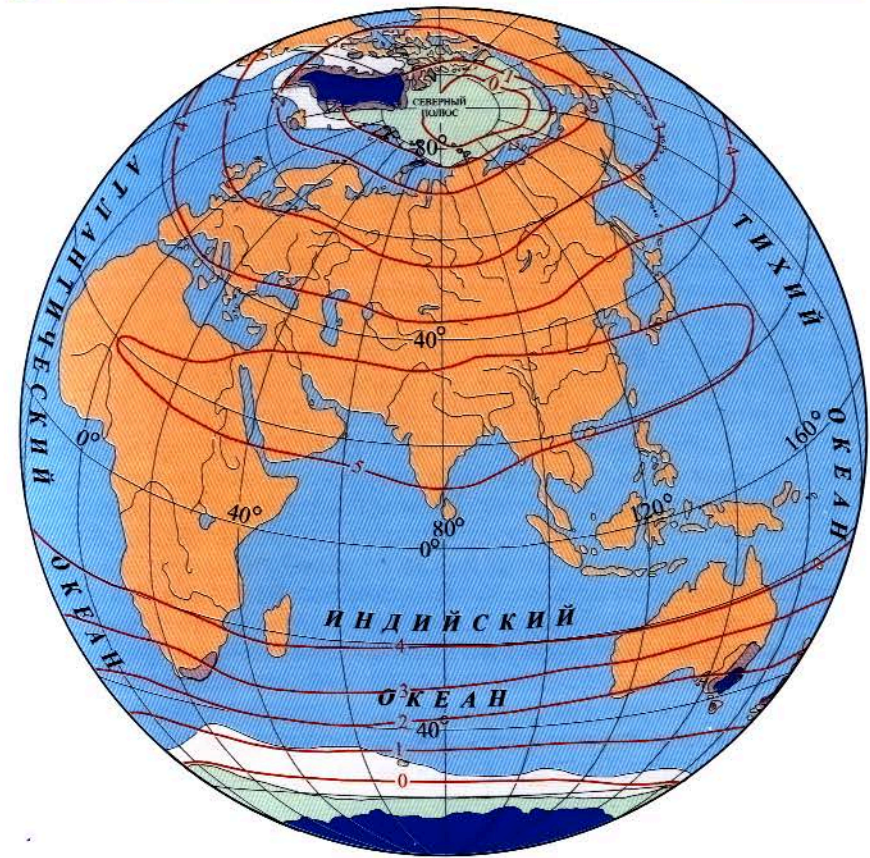


Рис. 1.30. Снег и лед на земном шаре в августе

Таким образом, хионосфера как «морозный» или «снегоизбыточный» слой атмосферы реально существует. Представление о ее современном положении дают карты, характеризующие нивально-гляциальные явления на земном шаре в феврале и августе, помещенные в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (рис. 1.29, 1.30).

Области питания ледников не обязательно находятся в хионосфере, а отклоняются от нее в зависимости от широтного положения, степени континентальности климата, морфологических типов ледников и пр.

Снеговая и фирновая линии

Режим снежно-ледяных образований достаточно полно характеризуют пять граничных уровней: высоты снеговой и фирновой линий, границы питания, снежников и сезонного снежного покрова. Некоторые из этих уровней рассматриваются в работах С.В. Калесника (1961) и П.А. Шумского (1963).

Снеговая линия – это уровень земной поверхности, выше которого накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением. Снеговая линия формируется под воздействием климатических особенностей данной территории, а также ее макро- и мезорельефа. Этот уровень имеет особенно большое значение, так как служит интегральным показателем, суммирующим все особенности климата и их изменение во времени. Снеговая линия представляет собой отражение нижнего уровня хионосферы в реальных условиях рельефа земной поверхности. Высотное положение снеговой линии следует определять как среднее за многолетний период и как среднее из ее положений в разных условиях рельефа рассматриваемого района. Уровень снеговой линии в конкретный год, измеренный в конце теплого периода, называется его наивысшим положением границы сезонного снежного покрова. Естественно, что этот уровень в зависимости от конкретных условий года может располагаться и выше, и ниже снеговой линии.

Конечно, приведенное выше определение снеговой линии как среднего ее положения за многолетний период весьма условно. Ведь при многолетнем осреднении такая линия не может лежать на свободной ото льда поверхности, так как здесь образуется ледник. И все же во многих случаях снеговая линия хорошо прослеживается на горных склонах на близких высотных уровнях. Причин для такого ее существования на одной и той же высоте несколько: стаивание в отдельные годы снежного покрова выше снеговой линии, боковой отток снега к руслам ледников («питающие фирновые поля»), сход лавин или метелевый снос избытка снега на более низкие уровни.

Фирновая линия – это многолетнее положение нижней границы области фирнового питания на ледниках. В XIX в. считали, что она совпадает с уровнем нулевого баланса отложенных твердых осадков на ледниковой поверхности. Однако на многих ледниках, имеющих зону ледяного питания («наложенного льда»), фирновая линия проходит выше этого уровня, называемого границей питания. Последний разделяет области аккумуляции и абляции на ледниках. Таким образом, не фирновая линия, а **граница питания**

является уровнем нулевого баланса вещества на ледниковой поверхности. Но в литературе прошлых лет большинство конкретных данных относилось именно к фирновой линии и гораздо меньше – к границе питания. Фирновая линия, так же как и снеговая, в силу своей природы представляет собой интегральную характеристику климатических различий отдельных лет. Положение же границы питания может испытывать гораздо большие колебания.

Высотной границей снежников называется нижний предел их распространения. Он зависит от особенностей микроклимата и микро-рельефа поверхности, проявляющихся главным образом в виде метелевой и лавинной концентрации снега или затененности от воздействия солнца. В теплый период граница снежников является самым низким из пограничных уровней снежно-ледяных образований. По самой же поверхности снежников никакие границы не проходят, так как здесь нет дифференциации на области аккумуляции и абляции.

Граница сезонного снежного покрова – это наинизший уровень его залегания в каждый конкретный момент. В теплый период года эта граница соответствует понятию тыла снеготаяния на равнинах (Кузьмин, 1961). В горных областях граница сезонного снежного покрова осенью и в начале зимы быстро опускается вниз, а весной и летом медленно поднимается вверх, причем ее поднятие нередко прерывается летними снегопадами, вновь опускающими эту границу. К концу лета граница сезонного снежного покрова достигает наивысшего положения; на ледниках она всегда располагается ниже, чем на свободной ото льда поверхности.

Из изложенного видно, что положения снеговой и фирновой линий, а также границы снежников представляют собой средние многолетние значения этих высотных уровней. Граница питания на ледниках может быть использована и как многолетний показатель, и как уровень конкретного года. Граница же сезонного снежного покрова должна быть обязательно привязана к определенному времени и поэтому употребляться с указанием даты наблюдения. Этот уровень соответствует нескольким используемым понятиям: временная, сезонная, истинная, местная снеговая граница.

В зависимости от метеорологических условий зимы и последующего лета граница сезонного снежного покрова на ледниках в конце периода абляции может залегать и ниже, и выше фирновой линии. Тем самым соотношение площадей областей аккумуляции и абляции в том или ином году сильно отличается от среднего многолетнего. После многоснежной зимы и холодного лета к концу периода абляции под снегом может оказаться и часть ранее стаивавшего снега. После малоснежной зимы и теплого лета граница сезонного снежного покрова, наоборот, поднимается высоко в область питания ледника (рис. 1.31), при этом некоторые малые ледники могут целиком оказаться в области абляции данного года.



Значительные отклонения наивысшего положения границы сезонного снежного покрова в отдельные годы приводят к некоторым изменениям в высотном положении фирновой линии. Тем не менее фирновая линия отличается большой стабильностью в плане и от года к году, что подчеркивают С.В. Калесник (1963), П.А. Шумский (1947), А.Н. Кренке (Руководство..., 1966). Причина заключается в более ровной поверхности ледника по сравнению с окружающими склонами, а также инерционном эффекте поверхности льда, сглаживающем условия обнаженной поверхности. Кроме того, большую роль играет инерционность процессов внутреннего массообмена; например, при деградации оледенения фирновая линия и граница питания повышаются гораздо медленнее, чем происходит утончение конца ледника.

М.В. Тронов (1954, 1960) выделил в нижней части хионосферы два уровня: первый соответствует нулевому балансу твердых осадков на холодной ледниковой поверхности, а второй – на скальной поверх-



Рис. 1.31. Ледник в конце периода абляции. Слева плановый, а справа перспективный снимки ледника МГУ на Полярном Урале

Хорошо видны две границы: граница питания ледника, отделяющая темный лед области абляции от светлого наложенного льда, и фирновая линия, отделяющая наложенный лед от более светлого фирна

ности. Конечно, хионосфера (как сфера) не может иметь двух уровней, но два эти понятия надо разделять. Как справедливо показал С.В. Калесник (1963), уровень первого рода, по Тронову, – это фирновая линия, а уровень второго рода – это снеговая линия. Различать эти уровни особенно важно при рассмотрении зарождения и развития ледников, ибо ледник возникает тогда, когда земная поверхность в течение длительного времени оказывается недалеко от уровня снеговой линии. В дальнейшем же наступает период саморазвития ледника, продолжающийся до тех пор, пока в процессе разрастания и движения вниз ледник не оказывается значительно ниже уровня фирновой линии (вернее, границы питания), ограничивающей его рост.

Поскольку непосредственных данных для определения снеговой линии весьма мало, М.В. Тронов (1954) при вычислении ее высоты использовал так называемый климатологический метод. Этот метод заключается в вычерчивании графика зависимости числа дней со снежным покровом (полученного по данным горных метеостанций) от абсолютной высоты и в экстраполировании этого графика до уровня, на котором снег может лежать в течение всего года (т.е. 365 дней). Применение этого метода на практике затруднительно вследствие

малого количества метеостанций в высокогорье и нерепрезентативности многих из них. Наименьшая ошибка в определении высоты снеговой линии таким методом может быть лишь в том случае, если снегомерные данные получены на участке, где снос снега или принос его извне незначителен, что на горных метеостанциях выдерживается далеко не везде.

Вследствие малого количества точек на графике экстраполяцию обычно проводят линейно, тогда как в действительности с увеличением абсолютной высоты градиент роста числа дней со снежным покровом несколько возрастает. Это объясняется постепенным увеличением запаздывания дат схода снежного покрова с высотой, о чем подробно говорилось выше. Соответственно вертикальный градиент роста числа дней со снежным покровом в более северных районах должен быть больше по сравнению с более южными (имеется в виду Северное полушарие); значение его в многоснежных районах должно превышать соответствующие величины в малоснежных районах, и на склонах, обращенных к влагоносным воздушным массам, оно должно быть больше, чем на противоположных склонах.

Действительные различия не так велики, но они все же существуют. Расчеты Г.К. Тушинского (1963) и М.Я. Глебовой (1958) показали, что градиент увеличения числа дней с устойчивым снежным покровом на каждые 100 м в полярных районах России составляет 16–20 дней, а в горах у южных границ бывшего СССР – 8–10 дней; соответственно в Альпах и в горах южной Германии он равен приблизительно 10 дням, в Карпатах – 8 дням, на Кавказе и в Средней Азии – 7–8 дням, а в горах Восточной Сибири – 5–6 дням (на западных склонах сибирских гор – до 9 дней).

Сравнение высот снеговой линии, вычисленных «климатологическим» методом, с высотами фирновой линии (или границы питания) на ледниках показывает, что последняя располагается почти всегда ниже. Г.К. Тушинский (1963) полагает, что эта разница возникает из-за метелевой и лавинной концентрации снега, питающего ледники, а также из-за благоприятной для существования ледников ориентировки склонов. Он считает полученную разность высот мерой концентрации твердых осадков на ледниках и утверждает, что лишь при концентрации, равной единице, ледники могут существовать на уровне снеговой линии; на всех более низких уровнях они существуют лишь при значительной концентрации выпадающих осадков.

На самом деле различия в высотном положении снеговой и фирновой линий возникают не только из-за концентрации осадков на ледниках, но и из-за охлаждающего влияния самой ледниковой поверхности, что весьма ярко показал М.В. Тронов (1954, 1960). Ледниковая поверхность воздействует и на характер перемещения границы сезонного снежного покрова в теплый период. Как правило, в одно и то же время эта граница на внеледниковой поверхности

всегда на несколько сотен метров выше, чем на поверхности ледника. По данным М.В. Тронова (1963), в 1957–1960 гг. на разных абсолютных высотах в бассейне р. Актру (Алтай) наблюдалось следующее соотношение числа дней со снежным покровом за год на каменной и ледниковой поверхностях:

Высота, м	на ледниках	вне ледников
2300	280	240
2600	300	260
2900	315	285
3200	365	325

Эти цифры говорят о том, что разница высотного положения границы сезонного снежного покрова на ледниках и вне ледников равна приблизительно 400 м. В районе ледника Пастерце в Альпах процесс освобождения ледниковой поверхности от зимнего снега по сравнению со склонами долины в 1935 г. отставал по высоте на 420 м (рис. 1.32). Этому соответствовало отставание во времени примерно на 20 дней; в одно и то же время степень обнажения от снега поверхности льда и скал отличалась в среднем на 44%.

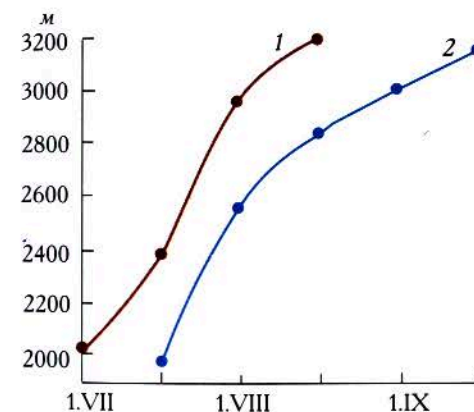


Рис. 1.32. Перемещение границы сезонного снежного покрова на скальной (1) и ледниковой (2) поверхностях в районе ледника Пастерце (Альпы) летом 1935 г.

Основное влияние ледниковой поверхности на более низкое положение фирновой линии по сравнению со снеговой проявляется через структуру теплового баланса в период таяния снежного покрова. Разница в высотном положении снеговой и фирновой линий по этой причине в общем возрастает в направлении от полюсов к экватору и от морских районов к континентальным.

Роль другой причины понижения фирновой линии – перераспределения отложенного снега – увеличивается с ростом расчлененности рельефа. Наибольшей величины концентрация снега достигает в многоснежных горах альпийского типа, значительно уменьшается

она на небольших ледниковых куполах и шапках и полностью утрачивает свое значение в районах, целиком покрытых льдом, т.е. в областях развития больших ледниковых покровов. Отсюда следует, что и в этом случае разница в высотном положении снеговой и фирновой линий к географическим полюсам уменьшается; но теперь она (в отличие от первой причины) снижается в более сухих континентальных районах.

Совместное воздействие обеих указанных причин приводит к существенным и закономерным различиям в высотном положении снеговой и фирновой линий. Подсчет этой разницы для ледниковых районов на территории бывшего СССР с помощью «климатологического» метода выполнен Г.К. Тушинским (1963), использовавшим для этой цели данные климатологических справочников, где приводятся сведения о продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на метеостанциях, расположенных на разной абсолютной высоте. Нерепрезентативность многих горных метеостанций заставляет относиться к полученным цифрам весьма осторожно; некоторые из них могут быть ошибочны.

В целом, как это хорошо видно на примере некоторых ледниковых областей Северной Евразии (рис. 1.33), отклонение фирновой линии от снеговой возрастает по направлению к югу. На арктических покровных ледниках, где влияние солнечной радиации на таяние снега достигает наименьших величин и влияние переноса также сводится к минимуму (ветровой перенос снега здесь происходит лишь в пределах ледника, так как обнаженной поверхности почти нет), фирновая линия почти совпадает со снеговой. На большей части хорошо увлажняемых гор Евразии разница между ними лежит в пределах 400–800 м, такая же величина характерна для Альп. В некоторых районах Сибири и Средней Азии различие между снеговой и фирновой линиями возрастает до 1000 м и более, но вновь уменьшается до 400 м в малоснежных районах Памира и Центральной Азии.

Связь снеговой линии с климатом и рельефом

Высота снеговой линии определяется равенством величины отлагающихся твердых осадков и эквивалентного количества тепла, поступающего на поверхность и приводящего к таянию. Основные источники тепла – турбулентный его перенос и солнечную радиацию – в конечном счете обычно выражают через температуру воздуха. Особенно важны сумма положительных температур за период абляции и продолжительность теплого периода, причем не только потому, что тепло в это время расходуется на стаивание снежного покрова, но и потому, что тем самым сокращается и период выпадения твердых осадков, и их годовая сумма.

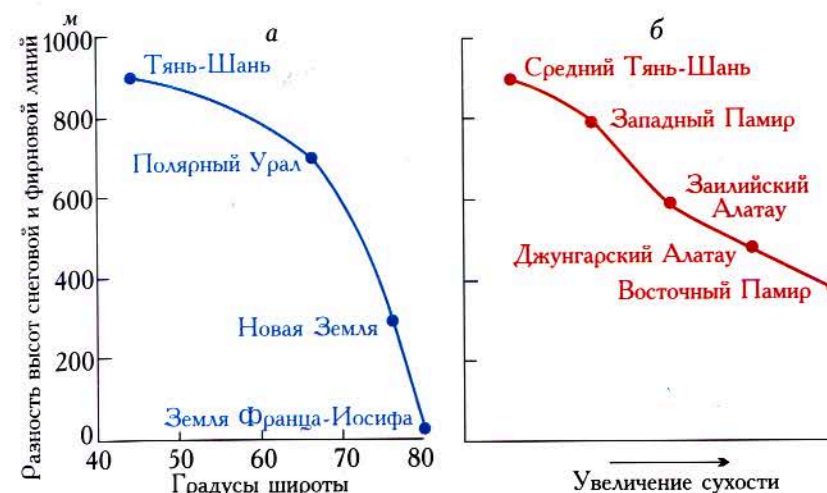


Рис. 1.33. Различия в высотном положении фирновой и снеговой линий в ряде регионов Северной Евразии в зависимости от широты (а) и степени континентальности климата (б)

Поскольку температура воздуха служит только одним из факторов, определяющих положение снеговой линии, изохионы не могут совпадать с направлением изотерм. Предположение В. Пашингера и некоторых других авторов о таком совпадении можно объяснить только недостаточным количеством имевшихся в их распоряжении данных. Вполне очевидно, что меньшей годовой сумме твердых осадков на уровне снеговой линии соответствует более низкая температура самого теплого месяца. Так, на многоснежном побережье Аляски температура июля у снеговой линии достигает $+10^{\circ}\text{C}$, в то время как на Килиманджаро в самый теплый месяц средняя температура не превышает -4°C , а в Андах на 17° ю.ш. – даже -7°C (Hermes, 1964).

Из сказанного ясно, что снеговая линия не может быть приравнена к средней летней или средней годовой нулевой изотерме. Она вообще не может быть определена только сведениями о температуре воздуха.

Несмотря на разное положение снеговой линии в отдельных горных районах, в целом вполне определенно можно говорить о следующих закономерностях ее широтного положения. Ниже всего снеговая линия лежит в полярных областях. В направлении к экватору она сначала медленно, а затем (на широтах $50-35^{\circ}$) более круто повышается; в областях морского климата умеренных и высоких широт это повышение происходит медленнее, чем в аридных областях низких широт. Максимально высоко снеговая линия поднимается в

тропиках; эта закономерность хорошо проявляется в Тибете и в Андах, где снеговая линия достигает 6400–6500 м. В более влажной экваториальной области снеговая линия вновь понижается на 1300–1800 м.

В Антарктике, где, как мы уже видели, хионосфера опускается ниже уровня океана, снеговая линия почти всюду располагается на уровне моря, что делает эту область весьма благоприятной для развития обширного оледенения. В Арктике хионосфера хотя и опускается весьма низко, все же почти повсюду располагается выше уровня океана. Поэтому и снеговая линия здесь нигде не проходит на уровне моря. В таких районах, как крайний север Гренландии и Канадского архипелага, а также о. Врангеля, где П.А. Шумский (1949) предположил исчезновение хионосферы, в действительности она лежит выше наиболее высоких точек рельефа, что служит причиной отсутствия здесь оледенения.

Большое значение для развития оледенения имеет крутой подъем уровня снеговой линии в сторону экватора в средних широтах. По мнению Р. Флинта (Flint, 1957), это связано с совпадением в поясе 35–50° широты высоты снеговой линии с уровнем максимума выпадающих твердых осадков. В более низких широтах уровень максимума выпадающего снега проходит ниже снеговой линии, а в высоких широтах – выше. По мере снижения к полюсам снеговая линия последовательно занимает уровни с более обильными снежными осадками, большая часть которых выпадает в летнее время. Там, где снеговая линия пересекает уровень максимума выпадающих твердых осадков, резко возрастает количество перелетовывающего снега, что ведет к усиленному развитию ледников и находит свое выражение в более крутом изгибе снеговой линии в направлении к полюсам. Р. Флинт связывает с этой особенностью максимальное развитие в прошлом в поясе 35–50° широты ледников в Северной и Южной Америке и Европе.

Весьма велико влияние континентальности климата на положение снеговой линии. Особенно низкое положение снеговая линия занимает в областях усиленного циклогенеза. В сухих районах из-за резкого уменьшения количества выпадающих твердых осадков она поднимается на большую высоту. Так, если в Олимпийских горах на Береговом хребте (США) снеговая линия лежит на высоте 1600–1800 м, то в нескольких стах километрах к востоку на той же широте она достигает 3000 м. Точно так же в Евразии снеговая линия повышается с 3000 м в Альпах до 3500 м на Кавказе, 4000 м на Тянь-Шане, 4500 м на Памире и 6400 м в Тибете.

Влияние макрорельефа на высотное положение снеговой линии проявляется в четырех основных направлениях, подробно рассмотренных в предыдущем разделе. В порядке значимости следует поставить: 1) так называемый эффект массивности горной страны; 2) экспозицию склонов по отношению к влагоносным воздушным

массам; 3) ориентацию к странам света и 4) экспозицию по отношению к господствующим ветрам.

Чем крупнее горная страна, тем меньше влаги попадает в ее внутренние части и тем выше проходит здесь снеговая линия. Помимо увеличения сухости воздуха, к повышению снеговой линии внутри горной страны ведет возрастание в этом направлении средней температуры лета (имеются в виду те же абсолютные высоты) и солнечной радиации вследствие уменьшения облачности, на что обратил внимание еще И. Егерленер (Jegerlehner, 1902). Повышение снеговой линии в глубь горной страны отмечено в Альпах, на Кавказе, Тибете, в Средней и Центральной Азии. Особенно резко воздействие этого фактора проявляется в морских областях. Так, на приморских хребтах Аляски снеговая линия опускается до 300–800 м, в то время как во внутренних хребтах она проходит на высоте 1800 м. В таких случаях горизонтальный градиент изменения высоты снеговой линии достигает очень больших значений: в горах Св. Ильи он равен 13 м/км (Meier, Post, 1962). Последнее связано с тем, что к «эффекту массивности гор» здесь присоединяется благоприятное положение прибрежных хребтов по отношению к воздушным массам, приносящим обильные осадки.

Меньшая высота снеговой линии на склоне хребта, обращенном в сторону основного потока влаги, по сравнению с противоположным склоном известна в любой горной стране, – разница может достигать нескольких сотен метров. Особенно велика разница в высоких горах; при этом влияние высоты хребтов в общем растет пропорционально количеству твердых осадков, выпадающих в данной области, что мы имели возможность видеть на примере Альп.

Различие снеговой линии на двух склонах, расположенных противоположно относительно основных путей влагоносных воздушных масс, затушевывает общеизвестный факт влияния на снеговую линию склонов южной и северной экспозиций. На южном склоне Гималаев, куда поступает много влаги во время господства летнего муссона, снеговая линия проходит на уровне 4900 м, а на северном склоне, обращенном к сухим внутренним плоскогорьям Азии, – на уровне 5600 м. Действие фактора прямой солнечной радиации, если оно не искажается другими причинами, закономерно увеличивается по мере движения к экватору и в глубь континентов. Благодаря этому различие в высотном положении снеговой линии на северном и южном склонах наименьших значений достигает в полярных областях, а наибольших – в тропических; особенно велики они в сухих районах. Так, на Алтае снеговая линия на северных склонах лежит на 200–250 м ниже, чем на южных; в северных хребтах Тянь-Шаня эта разница достигает 300–400 м, а на Памире – 700–800 м.

Влияние ветрового переноса снега в горах на положение снеговой линии имеет локальное значение и всегда меньше трех указанных

выше факторов. Лишь в некоторых случаях и на сравнительно небольшом протяжении подветренного склона снеговая линия может опуститься под воздействием метелевого переноса на несколько десятков метров. Наиболее существенную роль метелевое перераспределение снега играет в полярных районах с сильными ветрами и малым количеством осадков. Постоянному сдуванию снега обязано аномально высокое положение снеговой линии в некоторых районах Гренландии, Канадского Арктического архипелага, Антарктики.

Говоря о снеговой линии, я подразумеваю среднее из наивысших положений границы сезонного снежного покрова вне ледников за известный промежуток времени. Сама граница сезонного снежного покрова в зависимости от конкретных условий данного года может находиться на разных уровнях. Неодинаковым в разные годы бывает и ход изменений ее высоты в течение года. Он существенно зависит от снежности зимы и прихода тепла в последующее лето. Характер опускания границы сезонного снежного покрова значительно отличается от характера ее поднятия. Осенью при перемещении холодного атмосферного фронта в горах проходят сильные снегопады, и снежный покров одновременно появляется в большом диапазоне высот. В дальнейшем на более низких уровнях снег стаивает, но на более высоких он остается до следующего снегопада. Таким образом, граница сезонного снежного покрова осенью опускается скачками, связанными со снегопадами, в промежутках между которыми она нередко поднимается вверх.

Скорость осеннего опускания границы сезонного снежного покрова обычно больше скорости ее весенне-летнего поднятия. Так, на северном склоне Терской Алатау граница снежного покрова осенью опускается со скоростью 30 м/сут , а весной поднимается со скоростью 16 м/сут (Голубев, 1963), в Западных Альпах (в пределах Италии) эта скорость составляет соответственно 23 и 16 м/сут (Capello, Luchino, 1959).

Подъем границы сезонного снежного покрова весной происходит более равномерно, нежели ее опускание осенью, хотя он нередко прерывается после снегопадов. Движение границы снежного покрова вверх, как правило, запаздывает по сравнению с ходом нулевой изотермы, причем это запаздывание увеличивается с ростом абсолютной высоты. На Восточном Кавказе, например, на высотах 500–1000 м оно равно 5–15 дням, а на высотах 1500–2500 м достигает 20–30 дней (Мусеилов, Кисин, 1959).

Весенне-летнее поднятие границы сезонного снежного покрова бывает особенно медленным после многоснежных зим, даже несмотря на благоприятные условия таяния в период абляции. Наоборот, после малоснежных зим горные склоны быстро очищаются от снега. Так, в бассейнах рек Ангрен и Кзылча (Чаткальский хребет) скорость поднятия границы снежного покрова после малоснежной зимы 1956/57 г.

составляла 16–17 м/сут , а после многоснежной зимы 1957/58 г. – 13–14 м/сут . При этом средняя величина подъема границы снежного покрова на 1° положительной средней суточной температуры воздуха в 1957 г. равнялась 3–3,7 м, а в 1958 г. – 1,7–2 м (Черногоров, 1961). Аналогичным образом, на хребтах Петра Первого и Дарвазском граница снежного покрова, перемещаясь вверх при средних условиях по 18–19 м/сут , в малоснежный 1960/61 год поднималась со скоростью 30 м/сут , а в 1959/60 г., когда снега выпало больше нормы, – со скоростью 16 м/сут (Гордон, Вострякова, 1962).

Из приведенных цифр видно, что при средних метеорологических условиях граница сезонного снежного покрова в горах умеренного пояса весной перемещается вверх со скоростью 16–18 м/сут . Очевидно, в малоснежных районах скорость ее поднятия больше (на северных склонах Восточного Кавказа она достигает 21 м/сут и более). При переходе к приледниковому поясу граница снежного покрова перемещается медленнее, достигая наименьшей скорости на поверхности ледников.

Глава 4

ГЛОБАЛЬНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ
СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЛЕДНИКОВ

Влияние снежного покрова на климат обусловлено главным образом его высоким альбедо, малой теплопроводностью, затратами тепла на его таяние и относительно слабой шероховатостью поверхности. Вместе с высокой излучательной способностью снега это приводит к низким температурам его поверхности и возникновению над ним температурных инверсий.

Климатообразующее влияние снежного покрова еще в XIX в. изучал А.И. Воейков (1889). Позже Г.Д. Рихтер (1948) проанализировал влияние снежного покрова на географическую среду, показав его значение в эволюции ландшафта. Особое внимание роли снежного и ледового покровов в формировании климата Земли через альбедо уделено в работах М.И. Будыко (1971) и Дж. Куклы (Kukla G., Kukla H., 1974). Снежный покров с учетом особенностей его альбедо и потерями тепла на таяние включен в глобальные модели климата (например, Chil, Battaeharya, 1978; Manabe, Holloway, 1975).

Количественные оценки
влияния снега и льда на климат

На поверхность Земли ежегодно выпадает около 25 тыс. км³ воды в виде снега. Около трети его медленно тает в море, а остальная часть образует снежный покров на суше, ледниках и морских льдах. И лишь в областях питания ледников, т.е. на площади около 15 млн км², этот покров сохраняется круглый год. Начиная с 1966 г. площадь снежного покрова подсчитывается по спутниковым данным. Согласно этим материалам, ежегодно около 100 млн км² поверхности Земли оказывается под снегом, в том числе 64 млн км² (25% площади полушария) в Северном и 36 млн км² (14% площади) в Южном полушарии (Kukla, Gavin, 1980). Ежедневно максимальная площадь оказывается под снегом в феврале (83 млн км² сплошного устойчивого снежного покрова и 96 млн км², включая пятнистый и неустойчивый покров), а минимальная – в августе (42 и 44 млн км² соответственно). К этому

следует добавить, что в четвертичный период снежный покров занимал 35% площади Северного и 24% площади Южного полушарий (Lamb, 1964).

Над снегом сильно уменьшен или совсем отсутствует конвективный прогрев тропосферы из-за ограничения температуры поверхности 0 °С; вследствие высокого альбедо примерно втрое снижается поглощенная коротковолновая радиация. Если принять среднюю за год площадь снежного и ледяного покровов в обоих полушариях равной 62 млн км², а приходящую радиацию здесь на единицу площади равной половине от средней глобальной, то при неизменной облачности и некоторых других грубых допущениях окажется, что приход солнечной радиации за счет снежного покрова снижается на $13 \cdot 10^{19}$ кДж/год, или более чем на 4% радиации, поглощаемой всей планетой, – это способствует широтной дифференциации климатов. Детальные расчеты изменения альбедо из-за снежного и ледяного покровов выполнено сравнительно недавно (Kukla, Robinson, 1980). Их учет поможет уточнить приведенное выше значение.

Исследования в СССР, выполненные еще в 50-х годах, показали влияние снежного покрова Евразии на формирование сибирского антициклона. Аналогична роль снежного покрова Северной Америки в формировании канадского антициклона. Увеличение мощности и продолжительности зимне-весеннего снежного покрова в Тибете приводит к понижению летних температур в тропосфере, запаздыванию и ослаблению летних муссонов (Tu Sheng Yeh et al., 1980). Уничтожение лесов ведет к обнажению снежной поверхности, росту альбедо и изменению климата (Burtough, 1978).

Расчет, учитывающий характерные значения облачности, ее отражательные и поглощающие свойства и характерные значения альбедо разных типов ледников, показал, что континентальные ледниковые покровы отражают в космос дополнительно 54% поступающей на верхнюю границу атмосферы над их площадью солнечной радиации, а области питания горных ледников – 33, небольшие же островные ледниковые покровы – только 16, а языки горных ледников – всего 5%. Эффект горных ледниковых языков мал из-за невысокого альбедо, а островных ледниковых покровов – из-за почти непрерывно окутывающих их облаков с альбедо, близким к ледниковому.

Ледники на суше дополнительно отражают в космическое пространство всего около $5 \cdot 10^{16}$ МДж солнечного тепла, или около 5% из суммарного отражения Земли. За счет этого альбедо Земли растет на 2% за летнее полугодие и на 1% за год (от 0,29 до 0,30), что, согласно модели М.И. Будыко (1969), приводит к охлаждению приземного слоя воздуха приблизительно на 1°.

Еще одним механизмом охлаждения атмосферы служит сток тепла из атмосферы в ледники на компенсацию отрицательного радиацион-

ного баланса их поверхности и затрат тепла на таяние льда. Эти потери происходят в виде турбулентного потока явного тепла или потока скрытого тепла за счет конденсации на поверхности ледников.

Согласно В.Г. Аверьянову (1979), радиационный баланс Антарктического ледникового покрова равен $-4,2 \cdot 10^{15}$ МДж/год, а затраты тепла на испарение составляют $0,8 \cdot 10^{15}$ МДж/год. По оценке А.Н. Кренке (1982), годовой радиационный баланс Гренландии равен $-0,5 \cdot 10^{15}$ МДж/год. Островные и субарктические ледниковые покровы общей площадью около 300 тыс. км² (на основе наблюдений на Земле Франца-Иосифа) имеют радиационный баланс $-3 \cdot 10^{13}$ МДж/год, а горные ледники на общей площади около 200 тыс. км² (наблюдения на леднике Федченко) имеют баланс, равный $-1 \cdot 10^{13}$ МДж/год. Все вместе эти потери составляют 0,2% солнечного тепла, поглощаемого поверхностью планеты.

Судя по величине радиационного выхолаживания и затрат тепла на таяние, сопоставленной с теплоемкостью, плотностью и скоростью обмена воздушных масс, атмосфера над Гренландией за счет ледникового покрова в среднем за июнь, июль и август может охладиться на 5° в слое 300–500 м. Соответственно на 1° в среднем может охладиться слой в 1500 м, что хорошо соответствует полям давления на высотных синоптических картах. Теплоотдача к Гренландскому ледниковому покрову в среднем за год равна $2 \cdot 10^{15}$ кДж/сут, что соизмеримо с энергией циклонов, пересекающих остров за половину или целые сутки. Таким образом, влияние Гренландского ледникового щита на барическое поле в Арктике может быть объяснено энергетически. Воздействие Антарктического ледникового покрова еще существеннее, а небольшие островные ледниковые покровы, согласно аналогичным оценкам, наоборот, пренебрежимо мало влияют на глобальный климат. Изменение температуры воздуха в приземном слое при пересечении границы скальной и ледниковой поверхности, судя по экспедиционным измерениям, обычно не превышает 1–2,5°.

Отток турбулентного тепла из атмосферы в ледники достаточен для охлаждения на 1° объема воздуха в $5 \cdot 10^{18}$ м³ при давлении в 750 гПа, что примерно соответствует объему тропосферы Земли. Следовательно, современная тропосфера охлаждается оледенением на 1° за счет повышенного альбедо ледников и еще на 1° за счет отдачи тепла в них турбулентным потоком. Суммарное охлаждение современным оледенением равно, следовательно, 2 °С (Кренке, 1987).

Затраты на таяние ледниковых покровов рассчитываются обычно по летним температурам воздуха, приведенным к высоте границы питания, и контролируются полевыми наблюдениями. Суммарные затраты тепла на таяние ледников равны примерно $25 \cdot 10^{13}$ МДж/год, или около 5% от стока турбулентного тепла в ледники. Затраты тепла на таяние снега составляют $6 \cdot 10^{15}$ МДж/год, или около 0,2% радиации, поглощаемой землей. Прямое охлаждающее воздействие снега на тропосферу составляет около 2,5° за счет его высокого альбедо

и 1,2° за счет затрат на таяние снега. Суммарное охлаждение близко к 4°, а вместе со свободными от снега летом ледниками охлаждение планеты составляет около 5 °С, что сравнимо с глобальным охлаждением Земли в четвертичный период по сравнению с современным.

Учет снежного покрова и ледников в глобальных моделях климата

Дополнительное влияние на климат ледниковые покровы оказывают создаваемым ими рельефом. Крутой вертикальный профиль по их краям способствует усилению вертикальных составляющих скорости ветра и интенсификации осадков, приводящих к тому, что Антарктида «живет» в основном своим краем. Здесь выпадает основная часть осадков, усиливающих движение льда и его расход на айсберги. Дальнейшее разрастание ледниковых щитов сменяет положительную обратную связь между их питанием и ростом (разрастание щитов приводит к увеличению снежности, в свою очередь, способствующему их росту) на отрицательную: уменьшение снежности благодаря отклонению путей циклонов за счет дальнейшего роста щита приводит к замедлению и прекращению этого роста.

Препятствия, создаваемые ледниковыми щитами, деформируют барические волны. Расчеты длины волновой тени при дифракции показывают, что эта деформация существенна для препятствий размером, равным Гренландскому ледниковому покрову, но практически неощутима уже для препятствий размером с Новоземельский ледниковый покров (Кренке, 1987). Из сказанного следует как необходимость в глобальных моделях климата учета влияния ледниковых щитов и снежных полей диаметром более 500 км, так и возможность пренебрежения меньшими отдельными пятнами снега или льда. Однако нельзя забывать о предполагаемом суммарном воздействии группы таких «малых» пятен.

Важнейшие характеристики снежности территории, подлежащие учету в моделях климата, таковы: 1) площадь распространения круглогодично сохраняющегося и сезонного снега; 2) альбедо снежного покрова, перекрывающего и не перекрывающего каменные россыпи и растительность; 3) шероховатость открытой и находящейся в лесу снежной поверхности; 4) продолжительность залегания снежного покрова и даты его установления и схода; 5) толщина и масса снежного покрова; 6) продолжительность и даты начала и конца снеготаяния.

При решении задач о короткопериодических колебаниях климата площадь и форма ледников могут считаться постоянными – продолжительностью в десятилетия и даже, возможно, в столетия, но их колебания следует учитывать при оценках более длительных колеба-

ний климата. В этом случае необходимы расчет или реконструкции изменений формы ледников, вызываемых изменениями климата. Эта проблема включает задачи механики и термодинамики ледников и решена до сих пор физическими методами лишь в очень грубых приближениях. Альтернатива – геологические методы с использованием эволюции формы ледниковых щитов в прошлом для прогноза на будущее.

Исходные данные по снежному покрову получают наблюдениями на метеорологических станциях, наземными и дистанционными снегомерными съемками, фотографированием с самолета и из космоса, измерениями излучений на разных длинах волн.

На сети метеорологических станций измеряются время залегания, толщина снега и снегозапасы на площадках, образующих сеть, в которой одна точка приходится иногда на несколько тысяч квадратных километров. Преимущество наблюдений – их высокая частота: до двух раз в сутки, хотя плотность снега измеряется реже. Альбедо снега измеряют на крайне ограниченном числе станций. Температура поверхности измеряется, как правило, некорректно из-за радиационного нагрева термометров, поэтому установить продолжительность таяния снега затруднительно.

Снегомерные съемки выполняются по маршрутам протяженностью в несколько километров или десятков километров. Маршруты приурочены, как правило, к репрезентативным, но проходимым ландшафтам, а в горах обычно к тальвегам долин. Измеряются толщина снега и снегозапасы равномерно по маршруту или в репрезентативных узлах – снегопунктах. По крупным территориям маршруты распределяются неравномерно и не освещают их сплошь. Такие снегосъемки проводят примерно один раз в месяц или декаду.

Даже комбинация стандартных стационарных и маршрутных наблюдений не приносит точных данных о площади снежного покрова и тем более о положении фронта и площади снеготаяния. Эти данные оказываются лишь приближенными. Дистанционные снегосъемки включают наблюдения с самолета или с земли по рейкам, установленным в опасных зимой местах, а также оценку снегозапасов с самолета по поглощению снегом естественного излучения гамма-лучей. Последний метод успешно применяется на равнинах (Дмитриев и др., 1970; Carrol, 1980), но наталкивается на навигационные трудности в горах.

По снимкам со спутников, а иногда и с самолетов дешифрируют границы установления и схода снежного покрова, степень покрытия территории снегом, площади одновременного снеготаяния (съемки в ближнем инфракрасном диапазоне). Разработаны методы автоматического картографирования границ снежного покрова. Мелкомасштабный обзор крупных территорий обеспечивают метеорологические спутники систем NOAA и «Метеор» (Делеур, 1980), но они обладают низкой разрешающей способностью – соответственно 3 и 1,5 км.

Попытки определения толщины снега и снегозапасов прямо по космическим снимкам оказались успешными лишь для тонкого покрова (Thomas et al., 1978). Исследуются методы определения снегозапасов и толщины снежного покрова по пассивному или активному микроволновому излучению. Имеется корреляция диэлектрических свойств снежной толщи, определяющих ее поглощающие и отражательные свойства, с ее толщиной и водозапасом. Однако эта корреляция нарушается вплоть до перемены знака дополнительными факторами – присутствием жидкой воды в снеге, его структурой, типом подстилающей поверхности, растительностью (Rango et al., 1979).

Большие перспективы имеет изложенный выше метод «теплого проявления». Вообще важнейшие данные, которые могут быть получены в ближайшие годы, связаны с возможностями использования спутниковой информации, особенно со спутников с полярной орбитой. Это, во-первых, регулярные данные о положении границы сезонного снежного покрова и фронта снеготаяния по видимым и ближним ИК-изображениям, что дает возможность применить в глобальном масштабе метод теплового проявления снегозапасов. Во-вторых, оперативное использование метода активной и пассивной радиолокации для оценки снегозапасов. В-третьих, завершение спутниковой съемки рельефа поверхности ледниковых покровов. В-четвертых, получение поля поверхностной скорости ледниковых покровов методами спутниковой геодезии.

Далее необходима специально продуманная в глобальном масштабе сеть наземных наблюдений за аккумуляцией, абляцией, облачностью, температурой воздуха над ледниковыми щитами. Нужны эмпирические обобщения связи этих показателей с морфологией ледниковых покровов. Нужны также глубокие скважины в ледниковых щитах с отбором керна для реконструкции прошлых климатов. Наконец, следует развивать измерения излучений в разных диапазонах волн с самолетов и спутников для определения температуры, альбедо, шероховатости поверхности ледников и снежного покрова. Организация подобных исследований могла бы стать частью международного проекта «Ледники – океан – атмосфера», посвященного важнейшей планетарной задаче: оценке взаимодействия оледенения с океаном и атмосферой в условиях меняющегося климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов В.Г.** Массоэнергообмен ледникового покрова Антарктиды с атмосферой // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 1. С. 20–30.
- Агаев Ш.М., Гаджибеков Н.Г.** Особенности залегания снежного покрова в бассейнах рек Шамхорчай и Гянджачай // Тр. Азерб. геогр. об-ва. Т. 2. Баку, 1963. С. 58–62.
- Алпатъев А.М., Перченко Ф.Ф.** Суммарное испарение с поверхности снежного покрова на Европейской территории СССР // Изв. ВГО. Т. 95. Вып. 6. 1963. С. 496–503.
- Альман Х.В.** Гляциологические исследования на побережьях Северной Атлантики // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. М., 1962. Вып. 4. С. 161–183. Вып. 5. С. 171–196. Вып. 6. С. 181–204.
- Атлас** максимальных снегозапасов Европейской части СССР за период 1892–1944 гг. Л.–М.: Гидрометеиздат, 1946.
- Атлас** снежно-ледовых ресурсов мира. М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.
- Атлас** снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2. М., 1997. Книга 1. 263 с. Книга 2. 270 с.
- Афанасьева В.Б., Есакова Н.П.** О связи снежного покрова с типами циркуляции Г.Я. Вангенгейма // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 151. 1964. С. 77–80.
- Беркин Н.С.** О результатах снегомерных наблюдений в верховьях р. Лены // Тр. Центр. ин-та прогнозов. Вып. 129. 1964. С. 51–60.
- Будыко М.И.** Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 37 с.
- Будыко М.И.** Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
- Бут И.В.** О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 57–65.
- Бушманов А.Ф.** Снежный покров на Среднем Урале и его таяние // Учен. зап. Сverdловского пед. ин-та. Вып. 18. № 1. География и естествознание. 1959. С. 78–93.
- Быков В.Д., Ходаков В.Г.** Основные географические закономерности распределения стока на территории Среднерусской возвышенности // Вопросы гидрологии. М.: Изд-во МГУ, 1957. С. 130–136.

Литература

- Вангенгейм Г.Я.** Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Тр. АНИИ. Т. 34. 1952. 314 с.
- Виноградов В.Н.** Распределение снежного покрова на Камчатке // Вопросы географии Камчатки. Вып. 2. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 3–29.
- Витвицкий Г.И.** Климаты зарубежной Азии. М.: Географиз, 1960. 398 с.
- Воейков А.И.** Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. СПб., 1889. 2, IV, 212 с. (Зап. Русского геогр. об-ва по общей географии. Т. 18. № 2). См. также Избр. соч.. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 228 с.
- Галахов Н.Н.** Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М., 1961. С. 11–26.
- Гапшико В.Г.** О расчете снегозапасов на основе повторных аэрофотосъемок в бассейне р. Кызылча // Тр. САНИГМИ. Вып. 25 (106). 1975. С. 168–175.
- Гарелик И.С., Гринберг А.М., Кренке А.Н.** Использование материалов съемок со спутников для гляциологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 1. С. 93–101.
- Гарцман И.Н.** Снежный покров Сихотэ-Алиня // Изв. Сибирского отд. АН СССР. 1958. № 9. С. 138–141.
- Гарцман И.Н.** Снежный покров в бассейнах р. Зеи и Буреи // Вопросы географии Дальнего Востока. № 5. Хабаровск, 1963. С. 338–346.
- Гернет Е.С.** Ледяные лишай. Токио, 1930. 122 с. Новое издание: М.: «Наука», 1981. 144 с.
- Глебова М.Я.** Направление метелевых ветров на Европейской территории СССР // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 85. 1958 а. С. 73–80.
- Глебова М.Я.** Снежный покров в Западной Европе // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 85. 1958 б. С. 50–72.
- Голодковская Н.А.** Об изменении плотности поверхностного слоя снега в период таяния // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 10. 1964. С. 268–271.
- Голубев Г.Н.** О динамике сезонной снеговой линии на территории горного обрамления Иссык-Кульской котловины // Вестн. Московского ун-та. География. 1963. № 3. С. 33–38.
- Гордон С.М., Вострякова Н.В.** Характер изменения сезонной снеговой линии в горах // Докл. АН ТаджССР. Т. 5. № 3. 1962. С. 30–32.
- Горева Л.А., Котляков В.М.** О колебании снежности Русской равнины в XX столетии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 12. 1966. С. 280–283.
- Гришин И.С.** Снежный покров и расчет снеговых паводков в лесостепной и степной зонах. М.: «Наука», 1966. 127 с.
- Делеур М.С.** Космические методы изучения снежного покрова Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 77 с.

- Денисов Ю.М.** Метод расчета распределения снега в горах по данным аэрофотосъемок и температуры воздуха // Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук. 1963. № 6. С. 73–79.
- Дмитриев А.В., Коган Р.М., Никифоров М.В., Фридман С.Д.** Самолетная гамма-съемка снежного покрова // Метеорология и гидрология. 1970. № 3. С. 83–94.
- Дроздов О.А., Григорьева А.С.** Влагооборот в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 315 с.
- Дроздов О.А., Лебедев А.Н., Пастух В.П., Щербакова Е.Я.** Требования климатологии к снегосъемкам в горах // Тр. ТбилНИГМИ. Вып. 3. 1958. С. 23–24.
- Дюнин А.К.** Испарение снега. Новосибирск: Изд-во Сибирск. отделения АН СССР, 1961. 118 с.
- Дюнин А.К.** Механика метелей. Новосибирск: Изд-во Сибирск. отделения АН СССР, 1963. 378 с.
- Жуков Н.Н.** К вопросу о формировании запасов снега на южном и северном склонах Киргизского хребта // Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук. Т. 4. № 1. 1962. С. 121–126.
- Иверонова М.И.** Некоторые результаты наблюдений над распределением снежного покрова в горах Тянь-Шаня (хребет Терской-Алатау, бассейн р. Чон-Кзыл-Су) // Тр. ТбилНИГМИ. Вып. 3. 1958. С. 25–30.
- Иверонова М.И.** К вопросу об испарении со снежного покрова на территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М., 1961. С. 36–53.
- Кадошцева Т.Г.** Снежный покров в Андах // Материалы гляциол. исслед. Вып. 60. 1987. С. 116–125.
- Калесник С.В.** Общая гляциология. Л.: Учпедгиз, 1939. 327 с.
- Калесник С.В.** Проблема снеговой границы // Вестн. ЛГУ. № 12. Сер. Геология и география. Вып. 2. 1961. С. 95–102.
- Калесник С.В.** Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963. 551 с.
- Карты** снежного покрова Европейской части СССР за период с 1936 по 1960 г. Части 1–4. М.: Гидрометеиздат, 1961.
- Каулин Н.Я., Занина М.С.** К методике измерения снежного покрова // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 96. 1959. С. 61–70.
- Клюкин Н.К.** Климатические условия аккумуляции на ледниках хребта Сунтар-Хаята // Гляциол. исследования. № 13. М., 1964. С. 90–92.
- Коломыц Э.Г.** Снежный покров горнотаяжных ландшафтов севера Забайкалья. М.–Л.: «Наука», 1966. 183 с.
- Комаров А.А.** Некоторые закономерности переноса и отложения снега в районах Западной Сибири и их использование в снегозадержании и снегоборьбе // Тр. Трансп.-энерг. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Вып. 4. Новосибирск, 1954. С. 89–97.
- Кондратьев К.Я.** Спутниковая климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 65 с.

- Копанев И.Д.** Изменчивость характеристик снежного покрова на равнинной территории СССР // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 160. 1964а. С. 86–98.
- Копанев И.Д.** Характеристики переноса снега // Изв. Сибирского отд. АН СССР. № 6. Сер. техн. наук. Вып. 2. 1964б. С. 80–87.
- Корейша М.М.** Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Изд-во АН СССР, 1963 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 11). 170 с.
- Коровин В.И.** О связи дат разрушения с датами образования снежного покрова // Тр. КазНИГМИ. Вып. 21. 1964. С. 97–99.
- Косарев М.В.** Основные результаты изучения методики снегосъемки в бассейне реки Кзылча // Тр. Ташкентской геофиз. обсерватории. Вып. 15 (16). 1957. С. 3–43.
- Котляков В.М.** Особенности аккумуляции на ледниках в аномально снежные зимы (по исследованиям на Эльбурсе) // Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 20. 1966. С. 57–64.
- Котляков В.М., Плам М.Я.** Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбурсе) // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965а. С. 87–117.
- Котляков В.М., Плам М.Я.** Нормальная снегосъемка на фирновом поле Эльбурса // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 11. 1965б. С. 254–258.
- Котляков В.М., Ходаков В.Г., Гринберг А.М.** Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации аэрокосмической информации // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 3. С. 127–132.
- Кренке А.Н.** Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 1. С. 19–33.
- Кренке А.Н.** Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Кренке А.Н.** Современные ледники и климат // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: «Наука», 1987. С. 6–33.
- Кренке А.Н., Боровик Э.С., Рототаев К.П.** Снегонакопление на ледниках Кавказа // Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 45 (51). 1970. С. 123–131.
- Кузнецов А.Т.** Особенности формирования снежного покрова в равнинной части Казахстана // Вопросы географии Казахстана. Вып. 8. Алма-Ата, 1961. С. 147–161.
- Кузнецова Л.П.** Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. М.: «Наука», 1978. 176 с.
- Кузьмин П.П.** К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова // Тр. Госуд. гидрол. ин-та. Вып. 41 (95). 1953. С. 34–52.
- Кузьмин П.П.** Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 171 с.

- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 344 с.
- Кузьмин П.П.** Метод контрольной (нормальной) снегосъемки // Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 13. 1963. С. 39–47.
- Курилова Ю.В.** Исследования снежного покрова по спутниковым данным // Водные ресурсы. 1975. № 2. С. 50–60.
- Лебедева И.М.** Процессы таяния на леднике МГУ // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 8. 1963. С. 64–72.
- Леоник Федченко.** Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. Т. 1. 247 с. Т. 2. 198 с.
- Мосиенко Н.А.** К вопросу о распределении снежного покрова на Приобском плато // Изв. Новосиб. отд. Геогр. об-ва СССР. Вып. 1. Новосибирск, 1957. С. 91–97.
- Мусеилов М.А., Кисин И.М.** К вопросу о положении снеговой линии на Восточном Кавказе // Учен. зап. Азерб. ун-та. Геол.-геогр. сер. № 3. 1959. С. 75–81.
- Научный семинар** по гляциологии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 13. 1967. С. 98.
- Оледенение Урала.** М.: «Наука», 1966. 307 с.
- Осокин И.М.** Развитие регионального зимоведения – важная задача забайкальских географов // Зап. Забайк. отд. Геогр. об-ва СССР. Вып. 24. Чита, 1964. С. 15–20.
- Осокин И.М.** География снежного покрова востока Забайкалья. Чита: Изд. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, 1969. (Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР. Вып. 33. Тр. отделения физич. географии. № 1). 192 с.
- Преображенский В.С.** Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М.: Изд-во АН СССР, 1960 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 4). 74 с.
- Пупков В.Н.** Формирование, распределение и изменчивость снежного покрова на Азиатской территории СССР // Метеорология и гидрология. 1964. № 8. С. 34–40.
- Разумихин Н.В.** Снегораспределение на водосборах Южного Заволжья и весенний поверхностный сток // Учен. зап. ЛГУ. № 292. Сер. геогр. наук. Вып. 14. 1960. С. 81–105.
- Рихтер Г.Д.** Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 40. М.–Л.: 1948. 171 с.
- Руководство** по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
- Сабо Е.Д.** Испарение со снежного покрова в районе Ергеней // Снег и талые воды, их изучение и использование. М.: 1956. С. 44–51.
- Соседов И.С.** О влиянии ориентации склонов на режим снежного покрова (на примере бассейна р. Малой Алматинки) // Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве. М.: 1962. С. 87–97.
- Срибный М.Ф.** Снежный покров, снеготаяние и снеговые паводки // География снежного покрова. М.: 1960. С. 195–203.

- Степанова В.М.** О снежном покрове в Татарии // 150 лет метеорол. обсерватории Казанского ун-та. Казань, 1963. С. 136–144.
- Трифопова Т.С.** О пространственной изменчивости характеристик снежного покрова // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 130. 1962. С. 29–37.
- Троицкий Л.С.** К вопросу о хионосфере и снеговой границе // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 177–180.
- Тронов М.В.** Вопросы горной гляциологии. М.: Географиз, 1954 (Зап. Всес. геогр. об-ва. Новая серия. Т. 15). 276 с.
- Тронов М.В.** Проблема развития ледников. М.: Изд-во Томск. ун-та, 1960. 114 с.
- Тронов М.В.** Вопросы терминологии в учении о снеговой границе // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 168–173.
- Тушинский Г.К.** Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Географиз, 1963. 311 с.
- Тушинский Г.К., Гуськова Е.Ф., Губарева В.Д.** Перекристаллизация снега и возникновение лавин. М.: Изд-во МГУ, 1953. 116 с.
- Урываев П.А.** Снегозапасы на водосборах некоторых горных рек Дальнего Востока // Тр. Дальневост. НИГМИ. Вып. 18. 1964. С. 3–28.
- Харишан Ш.А.** К методике оценки запасов воды в снежном покрове в горных бассейнах Сибири // Тр. Центр. ин-та прогнозов. Вып. 99. 1961. С. 99–105.
- Хмаладзе Г.Н.** Особенности распределения запасов воды в снеге в горах Закавказья // Тр. ТбилизНИГМИ. Вып. 9. 1961. С. 64–78.
- Ходаков В.Г.** Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала // Исследование ледников и ледниковых районов. Вып. 2. М., 1962. С. 41–49.
- Ходаков В.Г.** Об измерении снегонакопления в условиях горных районов Заполярья // Гляциол. исследования. № 9. М.: 1963. С. 192–194.
- Ходаков В.Г.** Снежный покров северной части Урала и некоторые задачи горного снеговедения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 13. 1967. С. 44–51.
- Ходаков В.Г.** Ледники бассейна реки Варзоб // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 14. 1968. С. 205–207.
- Ходаков В.Г., Цветков Д.Г.** Опыт измерения толщины снежного покрова в горах стереофотограмметрическим способом // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 17. 1970. С. 328–336.
- Худомясова Ю.В.** Некоторые закономерности распределения и весеннего стаивания снежного покрова в бассейне р. Сема (Горный Алтай) // Изв. Сибирского отд. АН СССР. № 2. 1959. С. 148–152.
- Черногоров В.П.** Использование аэрофотосъемок снежного покрова в верховьях горной реки Ангrena в гидрологических целях // Тр. САНИГМИ. Вып. 7 (22). 1961. С. 3–31.

- Чижов О.П.** Нужно ли современной гляциологии понятие о хионосфере? Да, нужно // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 180–182.
- Шумский П.А.** Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географиз, 1947. 60 с.
- Шумский П.А.** Современное оледенение Советской Арктики. Тр. АНИИ. Т. 11. 1949. 262 с.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П.А.** К терминологии в теории гляциологической зональности // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 185–188.
- Шумский П.А., Кренке А.Н.** Современное оледенение Земли и его изменения // Геофиз. бюл. № 14. 1965. С. 128–158.
- Щербакова Е.Я.** Изучение режима снежного покрова в СССР // Тр. III Всес. гидрол. съезда. Т. 3. Л., 1959. С. 215–220.
- Эйюбов А.Д.** Снежный покров в Азербайджанской ССР // Тр. Тбилисского НИГМИ. Вып. 9. 1961. С. 48–52.
- Ahlmann H.W.** Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidite sous forme solide // Geogr. Annaler. 1924. P. 223–272.
- Antonik B.** Das Klima von Potsdam. III. Schneedecke? Schneedichte und Schneefall in Potsdam // Abhandl. meteorol. und hydrol. Dienst. DDR. Bd. 8. № 61. 1961.
- Arakawa H.** Dates of first or earliest snow covering for Tokyo since 1632 // Quart. Journ. Roy. Met. Soc. Vol. 82. № 352. 1956.
- Armstrong R.L., Brodzik M.J., Walter K.** Northern Hemisphere weakly snow cover and sea ice extent, 1978–1995 // EOS. Transaction of Amer. Geophys. Union. Vol. 27. № 46. 1996.
- Benton G.S., Estoque M.A.** Water-vapour transfer over the North American Continent // Journ. of Meteorology. Vol. 11. № 6. 1954. P. 462–477.
- Burroughs W.J.** Snow cover and climate change-seeing the wood for snow // Weather. Vol. 33. № 7. 1978.
- Capello C., Luchino M.** Recherches sur la limite temporaire des neiges dans les Alpes occidentales italiennes // Ber. Deutsch. Wetterdienstes. Bd. 8. № 54. 1959.
- Carrol T.R.** Operational airborne measurements of snow water equivalent using terrestrial Gamma Radiation // Proc. of the 48th Annual Western Snow Confer. Laramie, Wyoming, April, 1980.
- Chil M., Battaeharya K.** An energy balance model of glaciation cycles // A review of climate models. GARP Publ. Ser. WMO. Geneva, 1978.
- Court A.** Snow-cover relations in the Kings River basin, California // Journ. of Geophys. Research. Vol. 68. № 16. 1963. P. 4751–4761.
- Flint R.F.** Glacial and Pleistocene geology. New-York – London, 1957. 533 p. пер.: Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 575 с.
- Fukuda K.** On the highest accumulated snow in Japan. Pt. III. The correlations between the highest accumulated snow and the temperature // Journ. Japan Soc. Snow and Ice. Vol. 22. № 2. 1960.
- Gams I.** Snežišča v Julijskih Alpah // Geogr. zb. Slov. akad. Znan. in umetn. Razr. za prirodosl. in med. vede. 6. 1961. P. 243–269.
- Haefeli R., Bader H., Bucher E.** Das Zeitprofil, eine graphische Darstellung der Schneedecke // Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechn. Ser. Hydrologie. Lfr. 3. Zürich, 1939.
- Havens J.M.** An historical survey of the late-season snow-bed in Tuckerman Ravine, Mount Washington, USA // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 28. 1960. P. 715–726.
- Hermes K.** Der Verlauf der Schneedecke // Geogr. Taschenbuch und Jahrweis. Landeskunde 1964–1965. Wiesbaden, 1964. S. 58–71.
- Hsü Shu-ying.** Water-vapour transfer and water balance over the Eastern China // Acta Meteorol. Sinica. Vol. 29. № 1. 1958.
- Hubley R.C.** The peoblem of short period measurements of snow ablation // Journ. of Glaciology. Vol. 2. № 16. 1954. P. 437–440.
- Egerlehner I.** Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz // Gerlands Beiträge zur Geophysik. Bd. 5. 1902.
- Johnson B.** Studier över vinterklimatet i södra och mellersta Sverige // Svenska skogsvärdsfören tidskr. Vol. 54. № 4. 1956.
- Kern H.** Wasserhaushaltsuntersuchungen in der winterlichen Schneedecke einer randalpinen Tallage // Ber. Deutsch. Wetterdienstes. Bd. 8. № 54. 1959.
- Konček M., Briedon V.** Snehove pomery Vysokich Tatier // Geogr. časopis. 11. № 1. 1959. P. 3–42.
- Kukla G.J., Gavin J.** Recent secular variations of snow and sea ice cover // Proc. of the Riederalp Workshop, September, 1978. IAHS Publ. № 126. 1980. P. 249–258.
- Kukla G.J., Kukla H.J.** Increased surface albedo in the Northern Hemisphere // Science. Vol. 183. № 4126. 1974. P. 709–714.
- Kukla G., Robinson P.** Annual cycle of surface albedo // Monthly Weather Review. Vol. 108. № 1. 1980.
- La Capelle E.** Errors in ablation measurements from settlement and sub-surface melting // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 26. 1959. P. 458–467.
- Lamb H.H.** The role of atmosphere and oceans in relation to climate changes and the growth of the ice sheets on land // Problems of palaeo climatology. London – New-York – Sydney, 1964.
- Manabe S., Holloway J.L.** The seasonal variations of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere // Journ. of Geophys. Research. Vol. 80. № 12. 1975. P. 1617–1649.
- Meier M.F., Post A.** Recent variations in mass net budgets of glaciers in Western North America // Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Scient. № 58. 1962.
- Nekovář F.** Sněžné pomery jižních Čech. Sbor. Českosl. společ. zeměpisne. roc. 62. № 3. 1957. P. 210–228.

Nordman A.F. Snöförhållanden och temperatur om hösten vid vinterns inträde och våren då snötäcket försinner. Plus och minus områden // Memoranda Soc. fauna et flora fennica. № 34. 1957–1958 (1959).

Rango A., Chang A.T.C., Foster J.L. The utilization of spaceborne microwave radiometers for monitoring snowpack properties // Nordic Hydrology. Vol. 10. 1979. P. 25.

Thomas I.L., Lewis A.I., Chins H.P. Snowfield assesment from Landsat Photogramm // Engineering Remote Sensing. Vol. 44. № 4. 1978. P. 493.

Tu Sheng Yeh, Xiong Shan Chen, Coing Bin Fu. The feedback process of longs-air-land interaction. Beijing, 1980. 2 p.

Wiesnet D., Matson M. NOAA satellite-derived continental snow cover data base // EOS. Transaction of Amer. Geophys. Union. Vol. 11. № 1. 1980.

Zanon G. Osservazioni Sull'andamento del manto nevoso alla stazionepilota di Cortina d'Ampezzo nell'inverno 1958–59 // Boll. Com. glaciol. ital. 1958–1959. № 9. pt. 2. 1962.

Часть вторая СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА ЛЕДНИКАХ

*Природа льется жизненным потоком,
Ей ночи, дни, часы не служат сроком.
Во всех ее делах царит закон,
Велик без всякого насилия он.*

И.В. Гёте

*Наука всегда не права – она не может
решить ни одной проблемы, не поставив при
этом десяток новых.*

Бернард Шоу

Глава 1

СНЕГ НА ЛЕДНИКАХ В ПЕРИОД АККУМУЛЯЦИИ

Период аккумуляции на леднике – это часть балансового года, в течение которой приход вещества на ледник в целом превышает его расход. С достаточной степенью точности можно считать, что в среднем для ледника период аккумуляции начинается с того момента, когда на уровне границы питания снегонакопление начинает преобладать над таянием; период аккумуляции заканчивается тогда, когда на этом уровне начинается абляция. Для общей характеристики режима ледника важно знать средние многолетние даты начала и конца периода аккумуляции на леднике и продолжительность этого периода. В течение периода аккумуляции на леднике, особенно в его области абляции, возможно таяние (в зимнее время это оттепели разной интенсивности), однако оно не дает заметного стока и тем самым не затрагивает запасов влаги, аккумулялированной в леднике.

Аккумуляцией называют процесс или результат увеличения массы ледника за счет отложения на его поверхности выпадающих и нарастающих атмосферных осадков, наметания снега во время метелей, падения снежных и ледяных лавин.

Питание ледников атмосферными осадками

Общеклиматические факторы питания ледников

С точки зрения снегонакопления, в холодный период можно выделить два основных типа погоды: циклонический и антициклонический, сменяющие друг друга. Первый господствует при прохождении атмосферных фронтов и приносит основную массу осадков; второй отличается малым количеством осадков (так называемых внутримассовых) или полным их отсутствием, в это время происходит перераспределение снега на леднике, а на горные ледники поступает некоторое количество метелевого и лавинного снега с окружающих склонов. В обычные по метеорологическим условиям годы антициклонический тип погоды повторяется чаще циклонического. Поэтому интенсивное снегонакопление на леднике происходит прерывисто (см. рис. 1.1).

Основная масса горных ледников приурочена к поясу максимального (на данном хребте) количества выпадающих за год твердых осадков: на Центральном Кавказе около 1000 мм, в Заилийском Алатау около 800 мм, на хребтах Восточной Сибири до 700 мм. Поэтому на склонах, обращенных к влагоносным воздушным массам, оледенение развито гораздо интенсивнее, чем на противоположных. Приуроченность ледников к зонам повышенного выпадения снега особенно хорошо видна в тех районах, где они расположены очень низко по отношению к снеговой линии. Так, все ледники Полярного Урала лежат в полосе шириной около 30 км в западной части хребта, получающей 600–900 мм твердых осадков за год (Оледенение Урала, 1966).

Ветровое перераспределение снега, приводящее к его концентрации, происходит еще в атмосфере, когда взвешенные частицы попадают в сильный направленный поток воздуха. При этом основное значение имеют два процесса: локальное увеличение количества твердых осадков при усилении восходящих потоков воздуха и перераспределение выпадающих осадков в поле криволинейных линий тока воздуха. Действие обоих факторов вызывается сильными восходящими токами воздуха на склонах хребтов, обращенных к основному потоку влаги, и поэтому лучше всего проявляется в тех

случаях, когда горные хребты располагаются перпендикулярно к основному направлению движения воздушных масс, приносящих влагу.

Сильные восходящие токи воздуха приводят к формированию в районе вершин очагов повышенного осадконакопления. Образующиеся здесь снежные осадки далеко разносятся ветром и служат причиной образования с подветренной стороны хребта вытянутого на несколько километров шлейфа повышенной снежности. На Полярном Урале такие шлейфы прослеживаются на 12–15 км в восточном направлении.

Особую роль в этом случае играют речные долины, направленные вдоль господствующих влажных ветров. Поступающая в пределы горной страны воздушная масса в своей нижней части разбивается на ряд потоков, продолжающих двигаться по речным долинам. По мере поднятия и постепенного сужения долины концентрация влаги в воздушной массе и образовавшихся в ней снежинок возрастает. По мере переваливания через хребет снег из этого потока выпадает, что приводит к повышенному снегонакоплению на подветренном склоне вблизи гребня этого участка.

Перераспределение выпадающих осадков в поле криволинейных линий тока воздуха хорошо видно на рис. 2.1, составленным В.Г. Ходаковым по данным наблюдений на Полярном Урале. Поле траекторий снежинок значительно отличается от линий тока воздуха. Влияние этого фактора в чистом виде выяснить весьма трудно, так как снегоотложение происходит при совместном воздействии ряда причин, в особенности метелевого переноса. Распределение снежного покрова, близкое к рассчитанному (x/x_0 на рис. 2.1; здесь x_0 – количество осадков, выпадающих на горизонтальную поверхность перед хребтом, x – среднее количество осадков, выпадающих на любой участок профиля), В.Г. Ходаков получил при измерении водозапаса в слое свежеснежавшего влажного снега при высокой облачности. Действительные величины снегозапасов на разных участках профиля, измеренные в период максимального снегонакопления (q/q_0), сильно отличаются от рассчитанных, что связано с перераспределением отложенного снега метелями и лавинами.

Некоторую роль в концентрации снега при его выпадении играют устойчивые вертикальные вихри, возникающие при прохождении воздушного потока над крутыми подветренными склонами. Снежинки, попавшие в такие вихри, достигают земли быстрее и концентрируются на определенных участках склона.

Действие перечисленных выше факторов возрастает с увеличением крутизны склонов, что ведет к большей дифференциации осадков на крутых склонах в противоположность склонам пологим. Поэтому ледники, возникающие в местах повышенной концентрации осадков, часто отсутствуют на пологих участках, но приурочены к более крутым, что с первого взгляда вызывает недоумение.

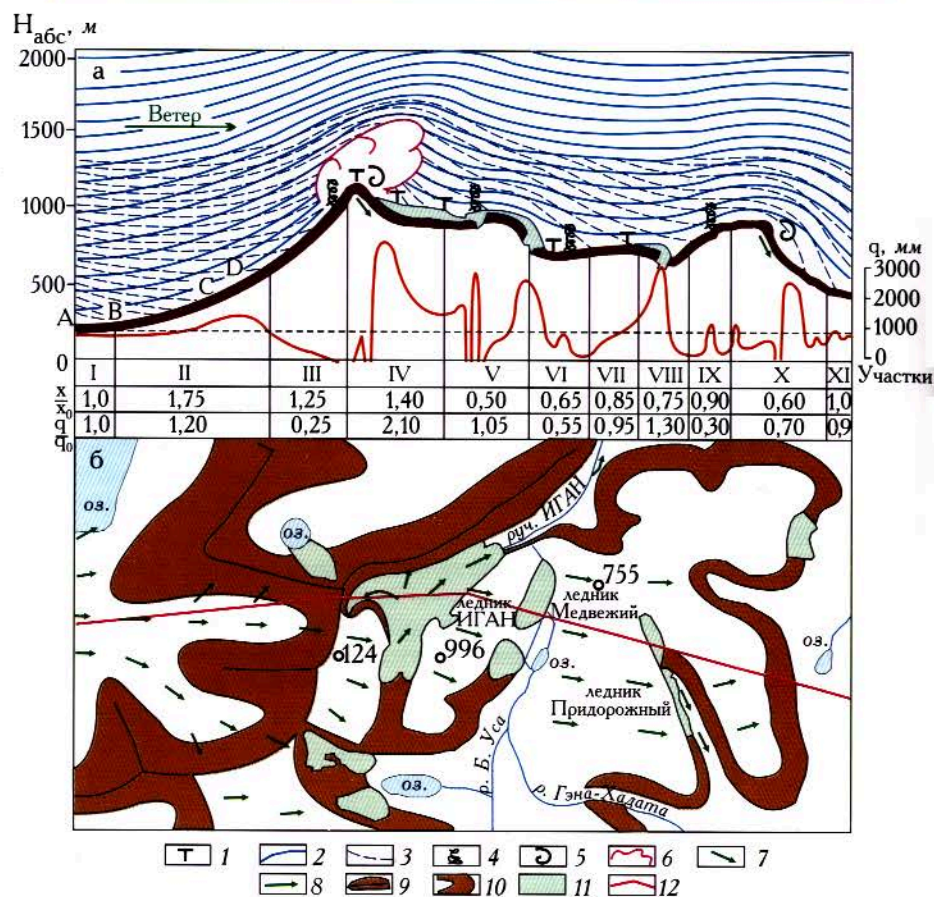


Рис. 2.1. Схема линий тока, осадков и распределения снежного покрова через горный массив

По В.Г. Ходакову

а – разрез, б – план; 1 – пункты стационарных и полустационарных метеорологических наблюдений, 2 – линии тока воздуха, 3 – линии тока осадков, 4 – область формирования крупных вихрей с вертикальной осью, 5 – то же, с горизонтальной осью, 6 – область образования облачного флага, 7 – участки систематического схода снежных лавин, 8 – направление приземных потоков воздуха, 9 – горные гребни, 10 – крутые склоны, 11 – ледники, 12 – линия, по которой сделан разрез а. Остальные обозначения выше в тексте

Для существования ледников большое значение имеет не только абсолютное количество выпадающих и отлагающихся осадков, но и их годовой ход. В этом отношении все районы горного оледенения умеренного пояса можно разделить на три группы. К первой следует

отности приморские районы, отличающиеся большой снежностью. Основная масса снега на ледниках Тихоокеанского побережья Северной Америки, о. Ян-Майен (Sheard, 1965), Камчатки отлагается зимой. В большинстве горных стран, лежащих в западной половине Евразии: Альпах, Кавказе и Средней Азии, Полярном Урале, большая часть осадков выпадает зимой и весной. Наконец, в горно-ледниковых районах Сибири, таких как Алтай (Тронов, 1949), Кодар (Преображенский, 1960), Сунтар-Хаята (Корейша, 1963), резко преобладают осадки в теплый период: с мая по октябрь. До 60% годовой суммы осадков выпадает с мая по сентябрь и на ледниках внутренней Аляски (Carter, Atherton, 1961). На уровне ледников осадки в теплый период и особенно в переходные сезоны выпадают, как правило, в твердом виде, что способствует сохранению ледников и уменьшению их абляции.

Таким образом, по направлению в глубь материков основное снегонакопление на ледниках сдвигается с середины зимы на переходные периоды, а также на лето. Для оценки питания ледников атмосферными осадками важно знать, какая их часть выпадает в твердом виде, а какая в жидком, особенно учитывая летний максимум осадков в континентальных районах и возможность дождя в теплых приморских районах даже в зимнее время.

Интенсивность выпадения твердых осадков, так же как и жидких, может быть самой различной. Из-за несовершенства методики измерения твердых осадков достоверных данных об интенсивности их выпадения очень мало. В обычных условиях эта величина редко превышает 10 мм/сут. На Памире, например, интенсивность снегопадов обычно меньше 5 мм/сут; так, зимой 1957/58 г. больше 20 мм/сут выпадало на высоте 4000 м всего 8 раз, а на высоте 3000 м – 32 раза (Ледник Федченко, т. 2, 1962).

Однако интенсивность снегопада в период его пика, очевидно, больше средней величины. Мгновенные значения интенсивности кратковременных снегопадов, измеренные А.К. Дюниным (1963) в Новосибирске, колебались от 8 до 22 мм/сут. М.А. Великанов (1964) приводит величину прироста снежного покрова 25 см как максимально возможную за сутки. При средней плотности свежевыпавшего снега 0,1 г/см³ это соответствует 25 мм/сут (в водном эквиваленте). Результаты наших наблюдений на Эльбрусе позволяют утверждать, что вероятны еще более интенсивные снегопады. Средняя их интенсивность за период аккумуляции 1961/62 г. была равна 12 мм/сут, а в исключительно снежную зиму 1962/63 г. она достигала 25 мм/сут. При этом в течение нескольких дней за сутки выпадало почти по 100 мм твердых осадков, а их сумма за январь 1963 г. превысила 700 мм.

В соответствии с характером атмосферной циркуляции и влагосодержанием воздушных масс интенсивность снегопадов из месяца в месяц разнится. В районах морского климата много снега выпадает

Таблица 2.1

Средняя интенсивность выпадения снега в Становом нагорье и в районе Эльбруса по месяцам, мм в.э. в сутки

Станция, год	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Становое нагорье									
Чара, 1960/61	6,5	5,6	2,5	1,6	2,5	0,8	1,5	5,3	8,0
Большая Лепринда, 1960/61	11,5	4,7	1,5	1,0	1,3	1,4	1,7	4,9	6,5
Южный склон Эльбруса									
Ледовая База, 1961/62	10	15	15	5,5	5	10	14	10,5	23
Ледовая База, 1962/63	—	38	15	42	41	12	26	10	9

и в середине зимы, а в континентальных областях интенсивность снегопадов среди зимы резко падает (табл. 2.1). В районе Эльбруса, находящемся в условиях достаточно высокого увлажнения, интенсивность снегопадов в зимние месяцы обычно несколько ниже, чем весной и осенью, о чем можно судить по данным 1961/62 г. Эту особенность можно объяснить следующим образом. Максимум циклонической деятельности над Кавказом приходится на холодный период года, но влагосодержание воздушных масс из-за низких температур зимой невелико. Поэтому наибольшее количество осадков смещается на весну и осень, хотя частота и продолжительность выпадения осадков могут быть максимальными зимой. Однако в экстремально снежные годы, каким был 1962/63 год, интенсивность снегопадов и зимой достигает очень больших значений.

Доля твердых осадков в годовой сумме зависит от интенсивности осадковыведения в воздушных массах в холодное время года и от продолжительности холодного периода. Отсутствие количественных данных о твердых, жидких и смешанных осадках в горах заставляет искать косвенные пути для определения твердых осадков. С этой целью Р. Бальсен (Balsein, 1957) подсчитал для некоторых районов Альп, Пиренеев и Центрального Французского массива сток за теплый период (с мая по октябрь). Полученный результат он уменьшил на величину, соответствующую стоку от жидких осадков, и таким образом определил процентное содержание твердых осадков в их годовой сумме, которое на высоте 3000 м во французской части Альп оказалось равным примерно 70%, а в Пиренеях — лишь примерно 50%.

В конечном счете, выпадение твердых осадков регулируется температурой воздуха, и поэтому расчеты можно основывать на данных о температуре. Ф. Лаушер (Lauscher, 1954) на основе метеорологических наблюдений в Альпах, Южной Норвегии и в Арктике вывел

эмпирическое линейное уравнение

$$X_t = 50 - 5t_{\text{ср.мес.}} \quad (3)$$

где X_t — твердые осадки (в процентах от общего количества), $t_{\text{ср.мес.}}$ — средняя месячная температура воздуха. При выводе этой зависимости автор исходит из того, что нормальные отклонения температуры от средней месячной лежат в пределах $\pm 10^\circ\text{C}$ и что при -10°C осадки выпадают только в твердом виде, а при 10°C — только в жидком. Результаты расчета по формуле (3) хорошо согласуются с фактическими данными для области от 48 до 77° с.ш. По формуле Лаушера 75% осадков выпадает в твердом виде при температуре -5°C .

Ц.А. Швер (1962) для определения периода с твердыми осадками приняла критерий связи числа дней с температурой воздуха выше 0°C со средней месячной температурой. За месяц с твердыми осадками был принят такой, когда наблюдалось не более пяти дней с температурой воздуха выше 0°C . Средняя месячная температура в начале периода с твердыми осадками (осенью) изменяется от $-6,0^\circ\text{C}$ на западе до $-7,5^\circ\text{C}$ на востоке Евразии. При таких температурах в этих широтах выпадает 75% твердых осадков. В Японии средняя суточная температура начала периода с твердыми осадками достигает -7°C . Средние месячные температуры конца периода с твердыми осадками (весной) с запада на восток нашей страны изменяются от $-5,0$ до $-7,2^\circ\text{C}$ (Швер, 1963). Небольшое превышение этих температур над осенними связано с охлаждающим влиянием снежного покрова.

Даже незначительное повышение средней годовой температуры в пределах одного района приводит к существенному уменьшению доли твердых осадков. Так, по данным П.А. Шумского (1947), в северной части Земли Франца-Иосифа годовая сумма осадков равна 190 мм, а в южной части — 225 мм, средняя годовая температура соответственно составляет $-12,0$ и $-10,1^\circ\text{C}$, а июльская равна 0,4 и $1,3^\circ\text{C}$. В результате твердые осадки на севере архипелага составляют 90% общей суммы осадков, на юге лишь 75%, а абсолютное их количество (примерно 170 мм) к югу почти не меняется.

В горах по мере увеличения абсолютной высоты средняя месячная температура начала периода с твердыми осадками постепенно принимает все более высокие значения (на Кавказе и в Альпах в пределах высот 500–1000 м она равна $-6,2^\circ\text{C}$, а на высотах 1500–2000 м повышается до $-4,8^\circ\text{C}$), что аналогично росту этой температуры к северу на равнинных территориях и объясняется влиянием более суровых климатических условий.

На высоких уровнях в горах в течение большей части года подавляющее количество осадков выпадает в твердом виде. Так, на северном склоне Альп в долине Рейна на высоте 2500 м в среднем за год выпадает 72% снега, а в Швейцарских Альпах на высоте 3100 м снежные осадки составляют 92% их общей суммы. Даже в самый

теплый месяц (июль) на высоте 2500 м на снегопады приходится треть осадков, а на высоте 3100 м – две трети.

Доля твердых осадков закономерно растет с увеличением абсолютной высоты. Роль гор в формировании твердых осадков исключительно велика: горы резко интенсифицируют осадкообразование, при этом с уменьшением средней годовой температуры от 0 до -10°C содержание твердых осадков (см. уравнение Лаушера) в среднем возрастает от 50 до 100%. В Альпах наблюдается равномерный рост доли твердых осадков на всех высотах

Абсолютная высота, м	200	1000	1500	2000	2500	3000	3500
Доля твердых осадков, %	5	25	42	60	77	90	100

На Кавказе в связи с более южным его положением содержание твердых осадков на соответствующих высотных уровнях меньше, чем в Альпах. За неимением данных о доле твердых осадков приведу сведения (Цома, 1958) о максимальных снегозапасах в процентах к годовой сумме осадков:

Абсолютная высота, м	500	1000	1700	2500	3000	3500	3900
Максимальные снегозапасы, %	5	10	22	48	70	93	100

Рост доли твердых осадков с высотой в ледниковых районах Сибири могут характеризовать данные хр. Сунтар-Хаята (Корейша, 1963):

Абсолютная высота, м	740	2050	3000
Доля твердых осадков, %	25	60	90

Особенности снегоотложения на ледниках

В Альпах и на Алтае на уровне фирновой линии выпадает не более 10–15% жидких осадков. На увеличение доли твердых осадков определенное влияние оказывают сами ледники. М.В. Тронов (1960) оценивает увеличение доли снежных осадков на долинном леднике средних размеров в 10–15%. Несомненно, влияние ледников возрастает в тех случаях, когда основное выпадение осадков приурочено к теплому времени года, как это имеет место в континентальных областях, ибо именно летом наиболее велики различия температуры холодной поверхности ледника и прогретой поверхности скал. Еще больше роль ледниковой поверхности в увеличении выпадения твердых осадков на крупных полярных ледниках, особенно если они соседствуют с открытой поверхностью моря.

В ледниковых районах, расположенных сравнительно недалеко от источников влаги, некоторую роль в питании ледников играют нарастающие осадки, главным образом изморозь. В литературе можно найти упоминания о значительном, а в некоторых случаях

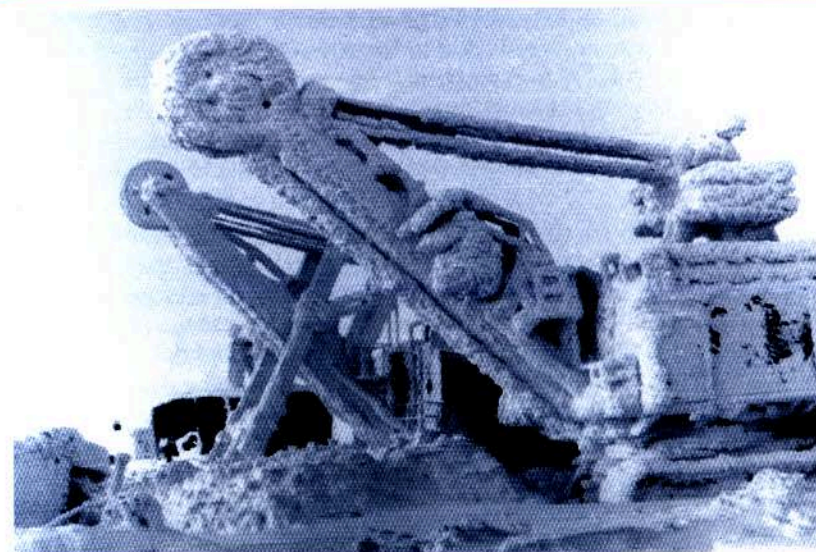


Рис.2.2. Мощные отложения изморози в районе одного из рудников Кольского полуострова

подавляющем значении сублимационного льда в питании ледников. Ф. Лёве (Loewe, 1938) говорил о больших скоплениях изморози на ледниках Южной Патагонии и в прибрежных районах Аляски; у Р. Клебелсберга (Klebelberg, 1948–1949) имеется указание на широкое распространение изморози в Альпах в пределах высот 2000–3000 м. Неоднократно отмечали изморозь на высотах около 6000 м на южных склонах восточных цепей Гималаев, в горах Скандинавии и прибрежных хребтах Кордильер Северной Америки.

Все указанные выше районы относятся к областям морского климата, в которые поступает весьма влажный воздух. В исключительных условиях, создающихся на небольших, покрытых льдом островах, лежащих в открытом море, отложения изморози, по-видимому, могут достигать больших размеров (рис. 2.2). Подобные отложения, отмеченные и на некоторых островах Арктики и Субантарктики, привели к мысли об очень большой доле нарастающих осадков в снежных отложениях некоторых полярных ледников и ледников, лежащих в приморских горных цепях. Однако эти заключения были чисто умозрительными, так как количественных измерений нарастающих осадков совсем немного. Вместе с тем не следует забывать, что изморозь, образующаяся на поверхности снежного покрова, может иметь различное происхождение: она возникает и при сублимации влаги из воздуха, и из нижних слоев снежного покрова. В первом случае происходит общее увеличение массы снега, а во втором случае масса не меняется.

Измерения отложений сублимационного льда на поверхности ледникового покрова Новой Земли показали (Давидович, 1961), что за сутки кристаллы изморози могут вырасти на 2–3 мм, при этом масса вещества увеличивается от 0,04 до 0,24 мм/сут, или в целом за месяц не более чем на 2 мм. Эта величина составляет ничтожную долю общей суммы отлагающихся на поверхности ледников твердых осадков.

Исследования на полярных ледниках подтверждают эту точку зрения. По наблюдениям В. Шютта (Schytt, 1964), доля изморози и инея в приходе вещества на ледниках Северо-Восточной Земли (Шпицберген) не превышала 10%, что убедительно опровергает некоторые прежние оценки. На хорошо увлажняемых ледниках Полярного Урала в целом за год конденсация преобладала над испарением, но величина изморози в питании ледников здесь не превышала 1% (Оледенение Урала, 1966).

Итак, роль нарастающих осадков в питании ледников невелика. На ледниках, расположенных в континентальных областях, в целом за период аккумуляции испарение преобладает над конденсацией. В горах умеренно континентальных и морских областей отложение изморози на ледниках составляет всего несколько процентов от общей суммы твердых осадков. Наиболее велика доля сублимационного льда в питании ледников на некоторых полярных островах и на антарктических шельфовых ледниках (до 10%), а также в центральных районах Антарктиды, где она достигает нескольких десятков процентов от годовой суммы осадков (см. первую книгу этого шеститомника).

В горах следует различать уровни максимума жидких и твердых выпадающих осадков и их годовой суммы. Положение уровня максимума твердых осадков зависит от влагосодержания воздушной массы, температуры воздуха и вертикального температурного градиента, а также направления и скорости циркуляции воздуха в зимнее время. Высота этого уровня резко возрастает с увеличением сухости воздушных масс, приводящей к высоким уровням конденсации, и менее резко с повышением зимней температуры воздуха. В соответствии с этим самое низкое положение уровень максимума твердых осадков должен занимать в полярных районах, более высокое – в горах холодных континентальных районов и далее в горах умеренно континентального климата и самое высокое – в горных странах сухих тропических областей и южной части умеренного пояса.

В Исландии уровень максимума твердых осадков лежит несколько выше 1000 м; на хр. Сунтар-Хаята в Якутии рост твердых осадков обнаружен до высоты 2500 м, однако можно предполагать, что выше сумма осадков существенно не увеличивается. По данным разных авторов, уровень максимума выпадающего снега в Альпах лежит в пределах 2500–3000 м. Наши наблюдения на Эльбурсе говорят о росте твердых осадков до высоты 4000 м и дальнейшем медленном умень-

шения их с высотой. Измерения в период МГГ на главном стволе ледника Федченко и наблюдения на трех метеорологических станциях, расположенных на высотах 2900, 4170 и 4900 м, показывают (Ледник Федченко, т.2, 1962), что максимум твердых осадков в этом районе Памира приходится приблизительно на высоту 4500 м, а выше происходит довольно резкое их снижение. Наблюдения на ледниках массива Рувензори в Африке (Osmaston, 1961) не обнаруживают тенденции убывания твердых осадков, вплоть до высоты 4900 м.

Общий характер изменения высоты фирновой линии в различных климатах в целом подобен изменению уровня максимальных снегопадов (понижение от экватора к полюсам и от континентальных районов к морским). Однако темп этого изменения неодинаков из-за различия факторов, влияющих на высотное положение указанных уровней. Если высота максимума твердых осадков определяется зимними климатическими условиями, то высота фирновой линии в значительной степени зависит от характера летних условий. Это приводит к различному соотношению рассматриваемых уровней на разных широтах, на что указывали В. Пашингер и Р. Флинт (Paschinger, 1923; Flint, 1957).

В низких и средних широтах фирновая линия лежит выше уровня максимума твердых осадков. В областях морского климата (Альпы) разница между ними составляет 400–600 м, в областях континентального климата с холодной зимой и жарким летом (горы Центральной Азии) разница достигает 1000 м. Оба уровня значительно сближаются в экваториальном поясе, где сезонные колебания температуры очень малы. В полярных областях фирновая линия проходит ниже уровня максимальных снегопадов.

Среди метеорологических факторов, определяющих положение фирновой линии на леднике, основными служат средняя температура летнего периода и количество осадков, выпавших за период аккумуляции. Поскольку пространство раздела областей питания и расхода на леднике характеризуется равенством аккумуляции и абляции, а последняя в значительной мере зависит от средней температуры воздуха в течение сезона абляции, можно считать, что аккумуляция у фирновой линии косвенно связана со средней летней температурой: более высокой температуре на этом уровне соответствует и большее количество выпадающих осадков.

Подобно снеговой линии, высота фирновой линии (как и границы питания) в значительной степени зависит от ориентации склона, на котором лежит ледник, к влагоносным воздушным массам. Эта зависимость отражает воздействие различной величины твердых осадков: при прочих равных условиях, фирновая линия ниже всего располагается на ледниках, обращенных к потоку влаги. Так, в бассейне ледника Федченко самое низкое положение фирновая линия занимает в центральной его части (около 4300 м против 4650 м в

среднем по всему бассейну), что связано с благоприятными условиями переноса сюда осадков господствующими юго-западными ветрами через седловину Кашал-Аяк. В хр. Сунтар-Хаята, куда основная влага приходит с запада, на ледниках северо-западной и западной экспозиций граница питания проходит на высоте 2320–2350 м, а на ледниках восточной экспозиции – на высоте около 2400 м.

Ледники различных морфологических типов в разной степени благоприятны для снегонакопления на их поверхности. С этой точки зрения в группе горных ледников целесообразно выделить ледники, располагающиеся во впадинах рельефа, с одной стороны, и на горных вершинах или платообразных возвышенностях – с другой.

В первой группе выделяются долинные, каровые и присклоновые ледники, а также их комбинации (например, карово-долинные). За исключением присклоновых и части каровых, лежащих в небольших углублениях склонов, другие ледники этой группы характеризуются хорошо выраженными областями аккумуляции и абляции. Область питания, отличающаяся вогнутым поперечным профилем, более удобна для снегонакопления, чем область абляции с выпуклым профилем. Чем более вогнутый характер имеет область аккумуляции ледника, тем ниже стремится расположиться фирновая линия на этом леднике.

Во второй группе выделяются висячие ледники, лежащие на крутых склонах гор, ледники вулканических конусов и ледники плоских вершин. Последние, по существу, приближаются к покровному типу. Условия питания этой группы ледников менее благоприятны, чем предыдущей. Причина заключается в преобладании сноса с их поверхности метелями, в то время как на ледники первой группы некоторая часть снега добавляется под воздействием метелей и лавин. В результате фирновая линия на ледниках второй группы обычно располагается выше, чем на ледниках первой группы. На хр. Сунтар-Хаята граница питания на долинных и каровых ледниках лежит в среднем на высоте 2320–2345 м, а на висячих и карово-висячих – на высоте 2365–2415 м (Корейша, 1963). На Алтае фирновая линия на каровых ледниках лежит на 150–200 м ниже, чем на висячих (Тронов, 1954).

Аккумуляция снега на ледниках, лежащих на плоских плато или одиноко расположенных вершинах, оказывается пониженной вследствие сдувания с них снега. Так, на ледниках плоских вершин Алтая снега накапливается вдвое меньше, чем выпадает в этом районе (Ревякин, 1964), на плосковершинных ледниках Тянь-Шаня на уровне фирновой линии аккумуляция составляет всего 300 мм (Авсюк, 1950), что более чем вдвое меньше выпадающих в этом районе осадков. В результате фирновая линия на ледниках плоских вершин оказывается расположенной выше по сравнению с каровыми или долинными ледниками этого же района.

Еще более ухудшаются условия питания ледников, лежащих на отдельных вершинах. Из-за сдувания снега ветрами и схода лавин аккумуляция снега здесь оказывается по крайней мере вдвое меньше, чем на пологих склонах внутри горной страны, и фирновая линия на отдельных вершинах горного хребта и на вулканических конусах занимает очень высокое положение. Так, на Срединном хребте Камчатки фирновая линия находится на высоте 1000–1100 м, на вулкане Шивелуч она поднимается до 2200 м, а на Ключевской сопке – до 2700 м (Иваньков, 1958). Точно так же на склонах Эльбруса фирновая линия лежит на несколько сотен метров выше, чем на ледниках центральной части Главного Кавказского хребта.

На основе изучения картографических материалов по Альпам, Норвегии и Исландии Г. Менли (Manley, 1955) установил, что наличие ледников на отдельных вершинах зависит от ширины вершины и высоты ее над снеговой линией. В связи с этим он говорит о критической или предельной площади, при которой возможно образование пятен «вечного» снега на вершинах. Для условий умеренного пояса Менли приводит следующие величины ширины поверхности, способной удержать снежник или ледник, в зависимости от высоты над снеговой линией:

Ширина вершины, м	1000	300	100
Превышение над снеговой линией, м	200	400	600

Конечно, немалое значение при определении относительной ширины поверхности вершины имеет ее крутизна, а при определении абсолютной высоты таких вершин – положение снеговой линии в районе. В Норвегии, например, минимальная высота вершин, несущих ледники, увеличивается от 1200 м на западном побережье до 2200 м в глубине страны (Østrem, 1964). На таких вершинах, так же как и на склонах, обычно существуют малые ледники.

Малые ледники образуют особый класс ледниковых образований и отличаются от других ледников своими небольшими размерами, определяющими некоторое своеобразие их развития. Малые ледники обладают большей степенью устойчивости по сравнению с ледниками долинными, плоских вершин и т.п. В период деградации последних малые ледники часто продолжают существовать и могут возникать вновь. Свидетельствующие об этом факты подмечены на Алтае, Полярном Урале, Новой Земле. При возникновении оледенения в первую очередь образуются малые ледники, при его распаде они исчезают последними. Пример этого мы приводили ранее (Авсюк, Котляков, 1964): у некоторых подковообразных ледников на западе США к настоящему времени фирновая область исчезла и сохранились лишь отдельные их части в карах второго порядка по периферии старого цирка.

Малые ледники развиваются в условиях повышенной локальной концентрации снега, возникающей вследствие метелевого и лавинного перераспределения снега со склонов и прилегающих плато. Благодаря повышенной концентрации снега малые ледники существуют значительно ниже снеговой линии и встречаются на таких хребтах, вершины которых намного не достигают снеговой линии, поэтому настоящих долинных ледников сейчас здесь нет. На 1000 м ниже снеговой линии обнаружено множество малых ледников на Полярном Урале (Оледенение Урала, 1966) и в Корякском нагорье (Малых, 1958). Такие ледники найдены в Высоких Татрах (Wdomik, 1959), горах Пирин (Пеев, 1961), массиве Мон-Сенто на Корсике (Heybrock, 1954) и в других местах, не относящихся к районам развития современного оледенения. Если бы на месте расчлененных горных стран располагались обширные ровные плато, то оледенение здесь не могло бы возникнуть, поскольку снегонакопление на поверхности плато происходило бы более равномерно.

Низкое (относительно снеговой линии) положение малых ледников приводит к усиленному влагообороту в них: для компенсации большого таяния, характерного для низких уровней, необходимо значительное питание ледника. Поэтому низко расположенные малые ледники обладают сравнительно большой энергией оледенения. Однако в резко расчлененных горных странах условия, благоприятные для местного увеличения аккумуляции, складываются в большом диапазоне высот, что ведет к широкому развитию малых ледников. На Алтае, например, фирновая линия на больших ледниках лежит в пределах высот 2700–3200 м, а на малых – в пределах 2300–3400 м.

Среди многообразия малых ледников наиболее устойчивыми оказываются высоко расположенные ледники, а также ледники, лежащие в глубоких затененных карах. Они отличаются малой интенсивностью таяния и соответственно небольшими скоростями аккумуляции, долго сохраняются благодаря низкой энергии оледенения и малой интенсивности ледниковых процессов. Таким образом, и на малых ледниках, в зависимости от их положения в рельефе, морфологии и высоты залегания, величины питания атмосферными осадками могут сильно различаться.

Для восстановления приходной составляющей питания ледников за прошлые годы необходима экстраполяция величин снегонакопления по данным наблюдений ближайших метеостанций. К сожалению, сопоставление с данными осадкомерных наблюдений практически было невозможно из-за несовершенства применяемых приборов и смены их типов на протяжении XX столетия. Однако количество твердых осадков можно экстраполировать по данным о температуре воздуха. Наличие этой связи объясняется тем, что подавляющее количество осадков за зиму выпадает в циклонических ситуациях, сопровождающихся, как правило, повышением температур. Поэтому с возрастанием средних

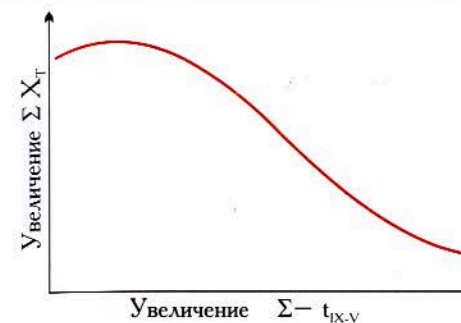


Рис. 2.3. Характер связи величин выпадающих осадков ΣX_t и суммы отрицательных средних месячных значений температуры воздуха $\Sigma - t_{ix-v}$

зимних температур следует ожидать роста количества твердых осадков и на этой основе строить корреляционные графики.

В качестве температурного показателя можно использовать суммы отрицательных средних месячных температур за период аккумуляции (как правило, с сентября по май). С увеличением этой суммы количество выпадающих твердых осадков должно уменьшаться. Этот способ был применен при вычислении твердых осадков на Новой Земле более чем за 50 лет (Сватков, 1962; Оледенение Новой Земли, 1968). Аналогичный расчет для ледников Полярного Урала выполнил В.Г. Ходаков (Оледенение Урала, 1966), который на уральских материалах проанализировал характер рассматриваемой связи.

В общем виде зависимость величин выпадающих осадков (ΣX_t) от суммы отрицательных средних месячных значений температуры воздуха ($\Sigma - t_{ix-v}$) криволинейна (рис. 2.3). По мере понижения зимних температур количество выпадающих осадков уменьшается все медленнее (кривая выполаживается), при этом должен испытывать изменения и годовой ход выпадающих осадков. В холодные зимы в питании ледников возрастает относительная роль осадков переходных сезонов (сентябрь, октябрь, май), что аналогично изменению годового хода осадков при увеличении континентальности климата, сопровождающемуся понижением средней зимней температуры и сдвигом максимума осадков на осень и весну.

Построив графики связи ΣX_t и $\Sigma - t_{ix-v}$ для того или иного района, мы еще ничего не можем сказать о годовой аккумуляции на конкретном леднике, если не изучен вклад метелевой и лавинной составляющих в питание этого ледника и не проанализировано значение жидких осадков в его режиме. Полученные значения ΣX_t ближе всего совпадают с величиной общей аккумуляции в целом для больших ледниковых куполов и больших долинных ледников и могут совершенно не соответствовать величине аккумуляции снега в отдельных частях этих ледников и на каровых, присклоновых и других малых ледниках. Для перехода от суммы твердых осадков к общей аккумуляции необходимо исследовать местные факторы питания ледника.

Роль метелей и лавин в питании ледников

Механизм метелевого переноса на ледниках

Метелевый перенос – важнейший процесс в локальном перераспределении снега на ледниках. Его интенсивность зависит от многих условий: особенностей снеговетрового потока, интенсивности снегопада, формы и размеров преобладающих частиц снега, характера поверхностного слоя снега, температуры и влажности воздуха. Все эти условия учесть не представляется возможным. Однако основное влияние оказывает скорость ветра и ее распределение по высоте в слое близ поверхности снега. Энергия ветра затрачивается, во-первых, на разрушение поверхности снега и вовлечение снежных частиц в снеговетровую поток и, во-вторых, на удержание этих частиц во взвешенном состоянии в воздухе.

Перемещение снежных частиц во время метелей может происходить тремя способами: скольжением по поверхности, сальтацией и взвешиванием. При небольших скоростях ветра, не превышающих 10–15 м/с, основная масса снега перемещается скольжением. Особенно много скользящих частиц на поверхности рыхлого снега, где этот вид переноса сильно развит, и при значительных скоростях ветра.

Основные массы переносимого метелями снега движутся по принципу сальтации: каждая частица в полете обладает энергией, которая сообщается при толчке другой частице, когда первая падает на поверхность. Одна летящая с большой скоростью частица может оторвать от поверхности несколько других, таким образом возникает своеобразная цепная реакция, благодаря которой происходит насыщение снеговетрового потока. Сальтирующие частицы перемещаются прыганьем, поднимаясь на высоту 10–20 см. Поэтому наибольшей плотностью отличается нижний 10–20-сантиметровый слой снеговетрового потока.

Доля взвешенных частиц во всей массе переносимого снега невелика; она возрастает лишь при самых сильных ветрах, превышающих 35–40 м/с. Именно в таких условиях на склоне Антарктического ледникового покрова наблюдаются мельчайшие взвешенные частицы, вплоть до высоты 100 м над поверхностью – так называемая «снежная мгла». Высоко поднятая снежная пыль продолжает парить на высоте 50–100 м и после окончания сильной метели.

Метель начинается тогда, когда скорость ветра превысит некоторую критическую величину. В большинстве случаев перенос снега начинается при $U_{II} = 5–7$ м/с, чему соответствует скорость в 2,0–2,4 м/с у поверхности снега. Главным фактором, определяющим момент начала метели, служит состояние подстилающей поверхности.

Достаточно объективным критерием при анализе дефлируемой поверхности снега является ее твердость, определяемая временным сопротивлением вдавливанию конуса. Поэтому все наши измерения интенсивности низовых метелей в районе Мирного (Антарктида) были разделены на три группы: а) при рыхлом снеге (твердость не больше 0,8–1,2 кг/см²); б) при средней твердости поверхности (до 4–5 кг/см²) и в) при очень твердом снеге (больше 5 кг/см²). Для каждой из этих групп отдельно была вычислена зависимость полного расхода метели Q от скорости ветра U . Оказалось, что в первом случае значение критической скорости ветра U_{II} , при которой начинается метель, равно 5 м/с, а во втором и третьем случаях – соответственно 7 и 10 м/с. Три полученные кривые проходят правее теоретической кривой, соответствующей максимальной насыщенности снеговетрового потока (рис. 2.4). При этом они располагаются тем дальше от этой последней, чем тверже поверхность, на которой происходит перенос. Это вполне естественно, если учесть, что с уменьшением количества рыхлого снега на поверхности возрастает сила, необходимая для разрушения поверхностного слоя снега и вовлечения его в снеговетровую поток, а, следовательно, увеличивается длина участка, на котором происходит насыщение потока.

В природных условиях, как правило, снеговетровой поток бывает ненасыщенным. При этом практически могут наблюдаться любые величины расходов, соответствующие данной скорости ветра и иногда даже превышающие теоретические значения, достигаемые при полном насыщении потока снегом. Последнее возможно при малых скоростях ветра, что объясняется, по мнению А.К. Дюнина (1963), влиянием скольжения, на которое энергии затрачивается меньше, чем на подъем зерен и их сальтацию.

Поскольку ветер обладает большой порывистостью и турбулентностью, а поток движется над неровной поверхностью, скорость ветра непрерывно изменяется. Но количество выпадающего из снеговетрового потока снега пропорционально разности кубов начальной и конечной скоростей ветра, т.е. сравнительно небольшое снижение скорости ветра способствует выпадению большого количества снега. Насыщение потока происходит значительно медленнее. Поэтому-то снеговетровой поток при низовой метели и не бывает насыщен до предела, и при одних и тех же скоростях ветра переносится разное количество снега.

Особенно характерно это для ледниковых районов. В горах из-за сильной расчлененности рельефа отсутствуют достаточно ровные пространства, на протяжении которых поток мог бы длительное время насыщаться снегом, а любые неровности ведут к выпадению снега из потока. На ледниковых куполах и покровах препятствием к насыщению потока снегом служит твердая подстилающая поверхность, отлагается же снег у малейших препятствий, какими являются

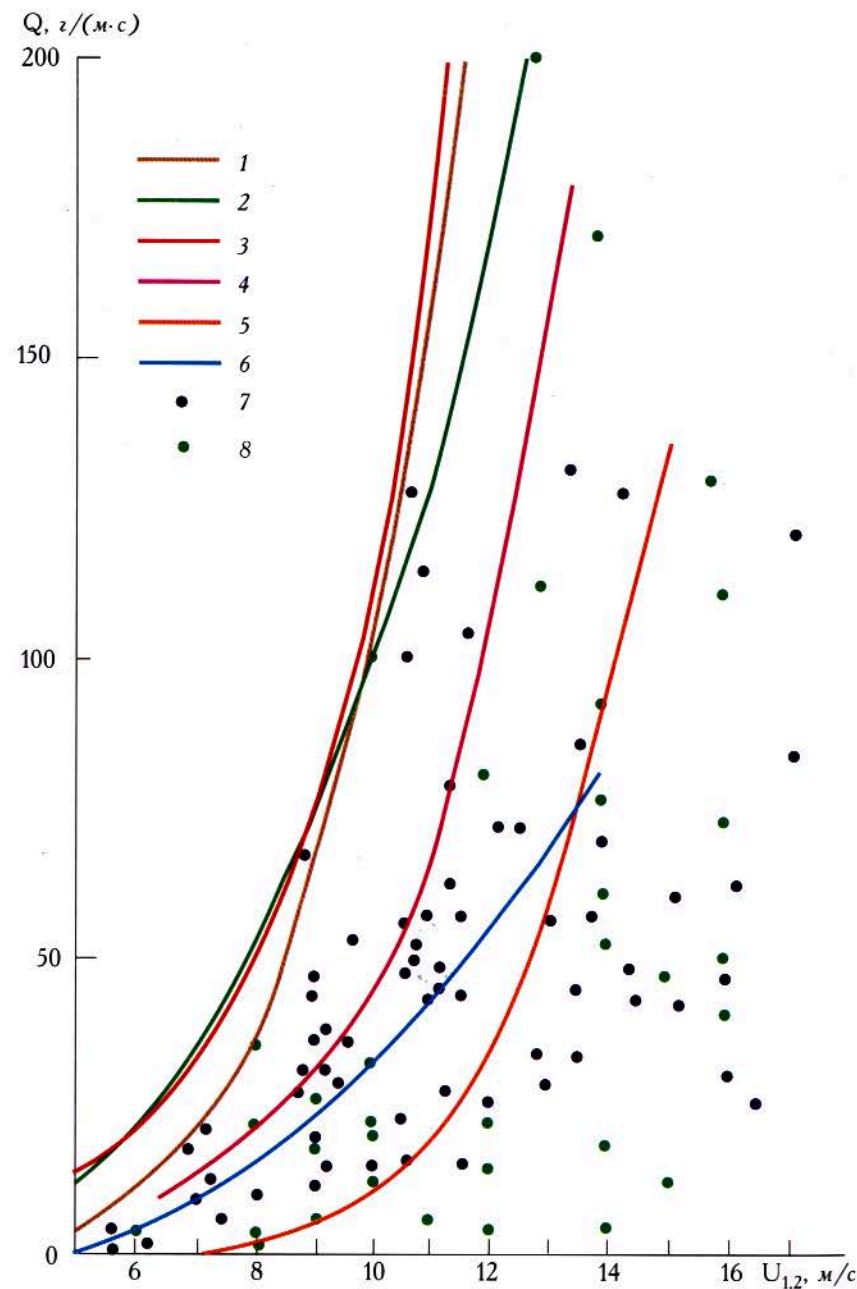


Рис. 2.4. Зависимость расхода снеговетрового потока от скорости ветра на высоте 1–2 м

1 – теоретическая кривая А.К. Дюнина (1963), соответствующая максимальной насыщенности снеговетрового потока, 2 – кривая Д.М. Мельника (1952), построенная по формуле $Q = 0,0129 U^3$ г/(см·мин), 3, 4 и 5 – результаты наших измерений в районе Мирного в Антарктиде соответственно при рыхлой, средней и твердой поверхности снега, 6 – кривая средних из возможных величин расхода метели на нижнем фирновом поле Эльбруса, 7 и 8 – результаты измерений на ледниках Полярного Урала и Новой Земли

формы снежного микрорельефа. Лишь при наличии на поверхности ледника достаточного количества рыхлого снега снеговетровой поток приближается к состоянию насыщения, о чем свидетельствует кривая 3 на рис. 2.4.

Можно полагать, что в конкретных условиях как скорость ветра при метелях, так и расход снеговетрового потока ограничены определенными пределами, различными для разных районов. Задача полевых исследований – определить эти пределы и вычислить возможные величины общего расхода снега в местах детальных снегомерных наблюдений и в целом на леднике. Очевидно, эти величины будут изменяться в зависимости от того, в какой части снегосборного бассейна поставлены наблюдения. Подобные исследования мы провели на нижнем фирновом поле Эльбруса, в результате чего удалось получить кривую средних из возможных величин общего расхода снега при наблюдаемых здесь скоростях ветра (кривая 6 на рис. 2.4).

Недостаток многих наблюдений заключается в не вполне уверенном разделении метелей на общие и низовые, тогда как механизм и интенсивность переноса, а также воздействие на поверхность снега при этом совершенно различны. Такое разделение обычно затрудняется тем, что при сильных метелях трудно выяснить, выпадает ли в это время снег. Однако весьма простой анализ метеорологических и снегомерных данных позволяет безошибочно определить, относится ли метель к общей или низовой.

При определении снегопада или метели я придерживаюсь терминологии А.К. Дюнина (1963). Снегопад – это выпадение твердых осадков при скорости ветра U_{II} не более 5 м/с (у А.К. Дюнина – 3 м/с на высоте 1 м от поверхности). Низовая метель – это поверхностная, или дефляционная метель без выпадения снега; общая метель – метель с выпадением снега. В понятие «низовая метель» я также включаю поземки, аналогичные ей по генезису. В зависимости от интенсивности снегопада, характера снежной поверхности и ряда других условий можно различать две основные разновидности общей метели: сопровождающуюся дефляцией снежной поверхности и не сопровождающуюся такой дефляцией.

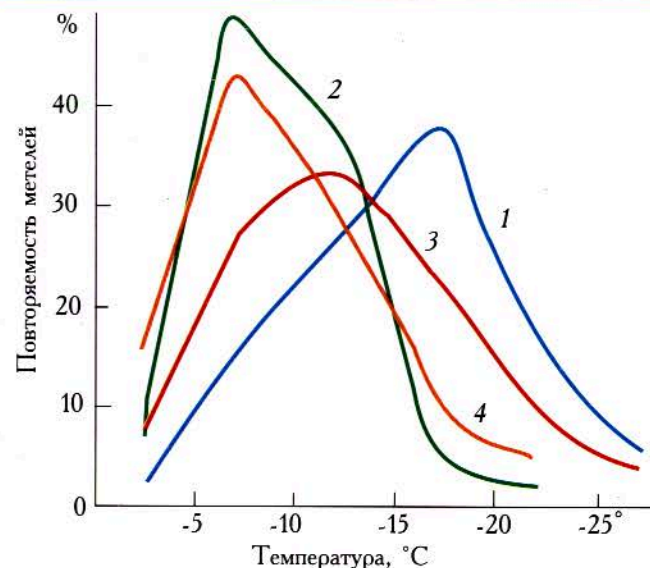


Рис. 2.5. Повторяемость метелей при разных температурах воздуха

Антарктида: 1 – низовые метели, 2 – общие; Эльбрус: 3 – низовые метели, 4 – общие

Общая и низовая метели имеют разное происхождение. Общие метели связаны с циклоническим состоянием погоды, а низовые, как правило, – с антициклоническим. Поэтому в зимы с повышенной повторяемостью циклонов преобладают общие метели, а в зимы с малым количеством циклонов – низовые. Соответственно температуры воздуха, при которых наблюдаются эти типы метелей, закономерно разнятся. Как видно на рис. 2.5, и на Кавказе, и в прибрежных районах Антарктиды основная масса общих метелей бывает при температурах от -5 до -15 °C, а низовые метели чаще всего повторяются при температурах от -10 до -20 °C.

Температура воздуха и скорость ветра при снегопадах и общих метелях, с одной стороны, поземков и низовых метелей – с другой, различны (табл. 2.2). Значения, приведенные в таблице, получены за те сроки, когда наблюдались снегопады и метелевые явления. Это очень важно, так как известно, что скорость ветра в дни с осадками несколько выше средних месячных и средней годовой скоростей ветра и тем более выше в те сроки, когда действительно наблюдаются эти явления, по сравнению со средними суточными величинами.

Средние за 10–11 месяцев величины температуры, при которых наблюдались поземки и низовые метели, в Мирном разнятся на $1,7^{\circ}$, а на Пионерской всего лишь на $0,3^{\circ}$. Это обстоятельство лишний раз

Таблица 2.2

Средняя за период аккумуляции характеристика метелевых явлений и снегопадов в Антарктиде и на Кавказе*

Станция, год	Поземки**		Низовые метели		Общие метели	
	1	2	1	2	1	2
Пионерская, 1957	–41,0	9,6	–40,7	14,3	–35,0	14,6
Мирный, 1957	–13,2	12,9	–14,9	19,5	–8,8	18,8
Ледовая База, 1961/62	–6,9	3,0	–13,3	9,5	–11,7	9,7

*1 – температура воздуха, °C; 2 – скорость ветра, м/с.

**По Ледовой Базе в этой колонке приводятся данные о снегопадах (случаи поземков объединены с низовыми метелями).

подчеркивает, что поземки и низовые метели есть звенья одного и того же процесса. В то же время разница температур при низовых и общих метелях в целом за период аккумуляции составляет на Пионерской примерно 6° , а на Ледовой Базе 4° .

Такая разница температур при метелях разного вида иногда служит причиной неодинакового температурного режима различных ледников в одном и том же районе. Так, на Полярном Урале присклоновые ледники содержат больший запас холода, чем карово-долинные ледники, что объясняется большей долей холодного метелевого снега в питании присклоновых ледников по сравнению с каровыми, где велика роль снегопадов.

Основную массу общей метели составляет выпадающий снег, значительная часть которого еще не касалась поверхности. При общей метели частицы снега, поднятые с поверхности, не поднимаются выше 1 м, а при более слабых ветрах все они находятся в пределах нижних 50 см, как это было в опытах А.К. Дюнина (1963). Правда, над горными склонами или вблизи них иногда возникают вихри с вертикальной осью, в которых снег поднимается на высоту нескольких десятков метров. Выше 1 м (при отсутствии вертикальных вихрей) интенсивность переноса снега при общих метелях $i_{об}$ выражается следующей формулой:

$$i_{об} \approx \frac{X_0}{\tau} \frac{U_x}{\omega_0},$$

где X_0/τ – интенсивность выпадения осадков, U_x – скорость ветра и ω_0 – гидравлическая скорость снежинок. Анализ В.Г. Ходакова (Оледенение Урала, 1966) показал, что последнюю величину можно считать близкой к 1 м/с. Следовательно, перенос снега при общей

метели, если исключить дефляционную составляющую, пропорционален интенсивности снегопада и скорости ветра.

Поступление больших масс снега сверху, а не снизу ведет к меньшей зависимости (чем при низовых метелях) интенсивности снегопереноса от состояния подстилающей поверхности. При уменьшении интенсивности снегопада в снеговетровом потоке возрастает доля снега, поднятого с поверхности. Практически основное перемещение снега при общей метели происходит в нижнем 2-метровом слое.

При слабых низовых метелях (поземках) снег поднимается лишь на 10–20 см, при метелях средней интенсивности – не выше 1 м и при сильных низовых метелях – до 2–3 м. Наши наблюдения показывают, что лишь до высоты 15–20 см переносится значительное количество снега. На высоте 11,5 см интенсивность переноса в 10 раз меньше, чем у поверхности. Однако, как показывают опыты А.К. Дюнина (1963), с увеличением скорости ветра уровень максимальной концентрации метели несколько смещается вверх, что связано также и с изменением параметра шероховатости (Оледенение Урала, 1966).

Различие в вертикальном распределении переносимого снега при низовой и общей метелях сказывается и на характере отложения снега. При низовой метели, когда основная масса снега переносится у поверхности, происходит снегоотложение за мелкими преградами, а при сильной общей метели, когда эпюра приобретает более выпуклый характер, значительная часть снега откладывается за более крупными препятствиями. Благодаря этому снегоотложение при общих метелях происходит более равномерно, чем при низовых.

На основании наблюдений можно предположить, что в определенный момент увеличение скорости ветра приводит к резкому повышению интенсивности метели. Низовая метель отличается от сильного поземка тем, что при прочих равных условиях и почти одинаковой скорости ветра интенсивность переноса скачкообразно увеличивается. Возрастание скорости ветра на 1–2 м/с, приводящее к скачку, влечет за собой резкое увеличение интенсивности снегопереноса. В районе Мирного при твердой поверхности снежного покрова этот скачок происходит при скорости ветра U_{II} около 16,5 м/с, при средней твердости поверхности – 15 м/с, при рыхлом снеге – 14,5 м/с. Причиной служит существование корок на поверхности снега. Пока ветер не достигнет определенной силы, он не может разрушить эти корки. Но как только он превысит 14–16 м/с, корки начинают разрушаться, а лежащий под ними более рыхлый снег поступает в снеговетровой поток. Этому процессу способствует также разрушение очень прочной снежной поверхности в процессе сальтации.

Основная масса частиц, перемещающихся сальтацией, как показал ситовой анализ А.К. Дюнина (1963), заключена в пределах 0,25–0,3 мм. Сортировка частиц происходит вскоре после начала их движения, в процессе которого отсеиваются наиболее крупные.

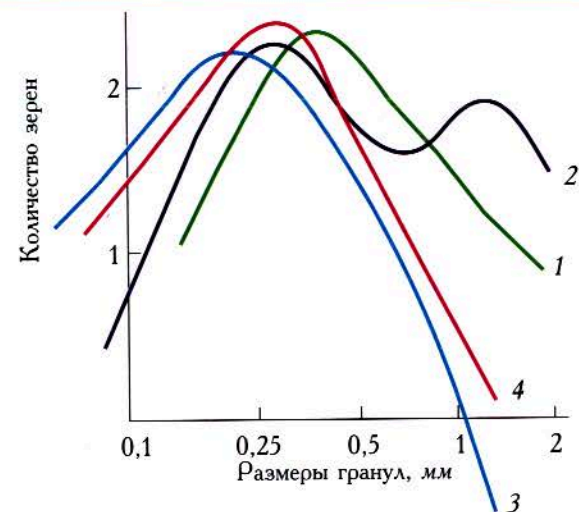


Рис. 2.6. Диаграммы гранулометрического состава снега По А.К. Дюнину (1963)

1 – только что выпавший столбчатый снег, 2 – пластинчатый снег в начале зоны разгона метели, 3 – столбчатый метелевый снег во время установившейся метели, 4 – столбчатый метелевый снег из сугроба

Поэтому метелевый снег довольно однороден как в процессе переноса, так и сразу же после отложения (рис. 2.6). Лишь при скоростях ветра, превышающих 25 м/с, из старого снега нередко вырываются отдельные крупные зерна и переносятся на значительные расстояния.

В процессе переноса с измельчением и испарением частиц уменьшается их гидравлическая скорость (от 1 до 0,3 м/с), что способствует некоторому усилению метели.

Для полного насыщения ветрового потока снегом требуется некоторое расстояние, названное А.К. Дюниным *длиной разгона метели*. Поскольку на ледниках снеговетровой поток часто бывает ненасыщенным, будем употреблять этот термин в применении к любому участку поверхности, на котором происходит увеличение расхода снега, сопровождаемое дефляцией.

Основным фактором, влияющим на быстроту насыщения снеговетрового потока и, следовательно, на длину разгона метели, служит состояние поверхности снега, в свою очередь, определяемое многими причинами. Среди них следует отметить температуру воздуха и верхнего слоя снежного покрова, а также интенсивность солнечной радиации, значительный рост которых приводит к подтаиванию и связыванию отдельных снежных зерен, что, в конечном счете,

вызывает увеличение длины разгона метели. Немалую роль играет ветер, вызывающий сублимационное затвердевание поверхностного слоя снега и образование ветровых корок, препятствующих быстрому насыщению потока. Многое зависит от запасов свежего рыхлого снега, являющегося первоочередным поставщиком материала метели и служащего причиной разрушения более твердого старого снега и вовлечения его в снеговетровой поток. Чем больше рыхлого снега на поверхности, тем меньше длина разгона метели.

Наконец, длина разгона метели определяется пересеченностью рельефа и наличием небольших препятствий, которые ведут к выпадению части снега из метели и тем самым увеличивают длину ее разгона. Именно наличие таких препятствий на ледниках, в особенности горных, приводит к тому, что поток на большей части пути не реализует свою максимальную транспортирующую способность. Нерасчищенные участки в горах редко протягиваются на несколько сотен метров, тогда как длина разгона метели в естественных условиях достигает километра и более. Полное насыщение снеговетрового потока происходит лишь на больших ледниковых куполах, да и то при наличии на их поверхности достаточного количества рыхлого снега.

В большинстве случаев вследствие определенной конфигурации рельефа разгон метели происходит в одних и тех же местах, и эти участки становятся районами интенсивной ветровой дефляции. На ледниках к подобным местам, характеризующимся почти постоянным сдуванием снега, относятся вершины и крутые склоны ледяных бугров, возвышающихся над выступами коренного ложа, а также подветренные зоны выдувания, располагающиеся за крупными трещинами. Над такими трещинами поток в значительной степени разгружается от переносимого им снега (так называемая трещинная аккумуляция) и сразу же получает большую возможность для нового насыщения.

Особенно велики участки постоянного разгона метели за подветренными границами резких уступов в рельефе. К таким участкам относится полоса морского припая шириной в несколько сотен метров, на которой поток стокового ветра насыщается снегом, после того как большая часть его выпала под обрывом ледникового барьера. При ветрах с моря, наоборот, участком разгона метели становится мористая часть ледниковых куполов или шельфовых ледников, так как к ледяному обрыву поток воздуха подходит обеснеженным. Этот процесс настолько значителен, что на шельфовых ледниках в местах существования подобных участков разгона метели из-за малой аккумуляции обрыв ледника ниже, чем по соседству (примером может служить шельфовый ледник Лазарева), а на ледниковых куполах в пределах таких участков возникает инфильтрационно-конжеляционная зона льдообразования, которой нет в других местах купола (например, на о. Дригальского).

При продолжительных сильных ветрах и малых запасах рыхлого снега может случиться, что в некоторых местах зоны разгона метели будет снесен весь снег. Образуется «фронт полного сдувания снега», как его называет П.П. Кузьмин (1960), что представляет собой подветренную границу участков, на которых весь снег снесен. С продолжением метели фронт сдувания, а вместе с ним и зона разгона метели перемещаются в направлении ветра, захватывая все новые участки, на которых ранее сдувания снега не происходило. Для ровной местности без препятствий скорость перемещения фронта сдувания $V_{сд}$ можно вычислить по формуле (Кузьмин, 1960):

$$V_{сд} = \frac{q}{(h - h_1)\gamma\theta},$$

где q – общий расход снега, h – толщина рыхлого и сдуваемого снега, h_1 – толщина слоя снега, задерживаемого микрорельефом, γ – плотность сдуваемого снега, θ – коэффициент снегопереноса, при полном сдувании равный единице.

Проведем расчет скорости перемещения фронта сдувания свежего снега для характерных условий фирнового поля на Эльбрусе и прибрежных районов Антарктиды, для которых мы имеем следующие исходные данные:

	Эльбрус	Антарктида
U_{11} , м/с	8	15
q , г/(см·мин)	9	120
h , см	15	20
h_1 , см	3	5
γ , г/см	0,2	0,3

Вычисленная по приведенной выше формуле скорость перемещения фронта сдувания на Эльбрусе равна 3,7 см/мин, а на побережье Антарктиды – 27,5 см/мин. За сутки такой метели фронт сдувания на Эльбрусе может переместиться почти на 55 м, а в Антарктиде – на 400 м. Учитывая среднюю продолжительность метели такой интенсивности, можно заключить, что максимально фронт сдувания на Эльбрусе продвинется приблизительно на 150 м, а в прибрежной Антарктиде – почти на 1 км.

Таковы пределы перемещения участков разгона метели на горных ледниках и полярных ледниковых куполах. Обычно фронт сдувания перемещается меньше. Приведенные цифры говорят о том, что условия метелевого переноса на горных ледниках более изменчивы, чем на покровных.

Частицы снега не могут переноситься метелью на бесконечные расстояния. Рано или поздно каждая из переносимых частиц либо испарится, либо упадет на поверхность и закрепится в снежном покрове. Следовательно, существует некоторая *дальность переноса*

при метели. А.К. Дюнин (1961) говорит о предельной дальности переноса снега, понимая под этой величиной расстояние, которое могут преодолевать метелевые частицы до тех пор, пока они совсем не испарятся. Но испаряется во время метели далеко не весь переносимый снег. Большая его часть вновь попадает в снежный покров, отлагаясь в микропонижениях поверхности. Поэтому под дальностью переноса целесообразно понимать среднее расстояние, на которое перемещается отдельная частица снега в тех или иных природных условиях.

Дальность переноса – это расстояние, на котором снеговетровой поток полностью обновляется поступающим (сверху и снизу) снегом. Она представляет собой среднюю величину, характерную для условий данного места. Дальность переноса каждой конкретной снежинки может быть самой различной: от нескольких метров в случае скольжения до десятков километров, когда она оказывается взвешенной. Но для балансовых расчетов наиболее важно именно среднее расстояние, на которое метель перемещает снежные частицы.

Дальность переноса прямо пропорциональна скорости ветра и обратно пропорциональна температуре воздуха, дефициту влажности воздуха и размерам переносимых частиц снега. Большое воздействие на нее оказывают колебания скорости ветра, в значительной степени связанные с пересеченностью рельефа. Из приведенного перечня факторов, определяющих дальность переноса, легко видеть, что наибольших величин она должна достигать на выровненных пространствах суровых полярных районов, достаточно большой она может быть на равнинных территориях умеренного пояса и гораздо меньше в горах.

К сожалению, измерить дальность переноса L весьма трудно. Обычно для ее определения применяют расчетные способы. О.П. Чижов (Чижов, Энгельгардт, 1965) использовал для этого данные измерений полного расхода метели за определенный промежуток времени $\Sigma Q\tau$, количество выпавших за это время твердых осадков X_T и приращение снегозапаса ΔH за то же время. Приращение снегозапаса равно $\Delta H = X_T - X_{CH}$, где X_{CH} – снос с единицы поверхности, который можно выразить следующим образом:

$$X_{CH} = \frac{\Sigma Q\tau}{L},$$

откуда

$$L = \frac{\Sigma Q\tau}{X_T - \Delta H}. \quad (4)$$

А.А. Комаров (1959) рассчитывал дальность переноса снега по формуле

$$L = \frac{\Sigma Q\tau}{\theta X_T},$$

которую можно получить после несложных преобразований из выражения (4), учитывая, что θ – это доля осадков, сносимых ветром, и, следовательно, $\theta X_T = X_T - \Delta H$.

Дальность переноса на Западно-Сибирской низменности, по вычислениям А.А. Комарова, составляет примерно 2 км, а по данным А.К. Дюнина (1961) изменяется приблизительно от 1 до 3 км. Расчеты по величине снежных отложений у снегозадерживающих щитов на дорогах Европейской части России дают значения дальности переноса снега от 0,5 до 1,5 км, которые возрастают по мере усиления ветров и морозов.

Дальность переноса снега на Новоземельском ледниковом покрове, вычисленная О.П. Чижовым по формуле (4), изменялась от 1 до 3 км, увеличиваясь с усилением ветров и большей их устойчивостью по направлению. Максимальной она была на склоне ледника, обнаженном от снега.

Вычисленные по формуле (4) значения дальности переноса снега при низовых метелях на фирновом поле Эльбруса оказались лишь немногим больше 100 м. Такой результат следует считать вполне закономерным, поскольку вследствие неровностей рельефа большая часть переносимого снега задерживается в первых же понижениях, встречающихся на пути движения.

Таким образом, дальность переноса снега на горных ледниках, по-видимому, не превышает 0,5 км, чаще составляя 100 м или немного более. На ледниковых куполах она колеблется в пределах 1–3 км, в краевой полосе крупных ледниковых покровов равна 3–5 км, а на крутом склоне материковых ледников (в поясе максимального развития стоковых ветров) достигает 30–50 км. Подробнее о дальности переноса снега на Антарктическом ледниковом покрове сказано в первой книге этого шеститомника.

Роль метелей в жизни горного оледенения

Существует мнение об огромной роли метелевого переноса в жизни горного оледенения, о переносе снега через горные хребты и возникновении ледников на подветренных склонах крупных хребтов за счет сдувания его с наветренных склонов. Г.К. Тушинский (1949) считает, что обширное оледенение на северном склоне Кавказского хребта и малое развитие ледников на южном склоне обязано постоянному переносу снега во время метелей через водораздел с южного склона на северный. Он же утверждает (Тушинский, 1963),

что основное питание ледника Федченко происходит благодаря метелевому переносу снега с западного склона хр. Академии Наук на восточный, подветренный. Встречаются указания (Рихтер, 1948) о значительном переносе снега из одного горного бассейна в другой.

Такое мнение сложилось много лет назад благодаря почти полному отсутствию количественных данных по метелевому переносу. Оно господствовало вплоть до МГГ, когда впервые в горах были проведены метелемерные наблюдения, давшие возможность подсчитать интенсивность и дальность переноса снега. Малая дальность переноса снега (0,5 км) свидетельствует о том, что снег в горах не перемещается на большие расстояния и через горные хребты перенесен быть не может. Эту мысль подтверждает характер расположения малых ледников в тех районах, где они являются господствующими.

Например, на Восточном Саяне многие ледники лежат на подветренном склоне горных цепей, но это не связано с перераспределением выпавшего снега метелями, а зависит от орографических особенностей, влияющих на местную циркуляцию, что приводит к неравномерному выпадению осадков (Гросвальд, 1965). На Полярном Урале ледники обычно располагаются в карах подветренных склонов небольших хребтов, но все они находятся на западном, наветренном по отношению к потоку влаги склоне Урала (Оледенение Урала, 1966). Таким образом, ветровое перераспределение твердых осадков приводит к тому, что пояс максимального количества осадков, к которому в основном приурочены ледники, возникает и на наветренном, и на подветренном склонах горного хребта.

Роль метелевого переноса через крупный хребет сводится в основном к формированию карнизов на его подветренном склоне, возникающих при резком падении скорости ветра после переваливания гребня. Такие карнизы характерны для большинства горных стран и часто служат источником питания некоторых высоко расположенных ледников. Однако эти карнизы не могут достигать очень больших размеров, поскольку при подъеме к гребню горы насыщенность снегом ветрового потока значительно уменьшается вследствие выпадения снега в верхней части наветренного склона, где также возникают большие надувы.

Благодаря перераспределению снежных осадков и в гораздо меньшей степени собственно метелевому переносу на отдельных участках склонов скапливаются большие массы снега, питающего лежащие у основания склонов крупные ледники. Такова знаменитая безенгийская «стена» на Кавказе, вдоль которой протягивается область питания крупнейшего на Кавказе ледника Безенги, или аккемская «стена» на Белухе, являющаяся областью питания Аккемского ледника, — одного из самых больших на Алтае.

Для горных ледников характерны частые и значительные изменения дальности переноса, связанные с неровностями рельефа и ведущие

к концентрации снега в определенных местах за счет сноса его с пространств, лежащих в пределах нескольких сотен метров. Воздействие метелевого переноса приводит к тому, что более благоприятными для развития оледенения оказываются не ровные пологие склоны, а глубоко расчлененные, дающие большую возможность для метелевой и лавинной концентрации снега.

По интенсивности развития метелевой деятельности горные ледники делятся на две резко различные группы. К первой относятся многие долинные и карово-долинные ледники, окруженные высокими горными склонами. В областях питания таких ледников ветры не бывают сильными; так, на Центральном Туюксуйском леднике в Заилийском Алатау или на леднике Карабаткак в Терской Алатау средние годовые скорости ветра не превышают 3 м/с и часто, даже в зимнее время, повторяются штили. Ко второй группе относятся ледники, лежащие на открытых ветреных местах: ледники вулканических конусов, высоко расположенные области питания и языки некоторых крупных долинных ледников (на последних развиваются ледниковые ветры). Например, в областях питания ледника Федченко и эльбрусских ледников средние годовые скорости ветра приближаются к 6 м/с, а в средней части языка ледника Федченко (4170 м) средняя годовая скорость ветра составляет примерно 8 м/с.

На таких ледниках метели очень часты. За период аккумуляции (с сентября по май) на леднике Федченко бывает 120 дней с метелями на высоте 4900 м и 190 дней на высоте 4170 м, на южном склоне Эльбруса (3750 м) — 150 дней, а на Полярном Урале (755 м) — 145 дней (Котляков, Плам, 1965; Ледник Федченко, т. 2, 1962; Оледенение Урала, 1966). Наблюдения за метелевыми явлениями различных типов, проведенные на Эльбрусе (табл. 2.3), показывают, что вклад их в перенос снега более или менее одинаков. Общая же продолжительность снегопадов и метелей составляет 40–50% всего времени, что дает основание говорить о большом перераспределении снега на леднике и значительной изменчивости зимой снежной поверхности.

За период аккумуляции, обычный по условиям погоды, через 1 пог. км фронта метели на уровне границы питания на Эльбрусе переносится около 75 тыс. т снега, а в зимы повышенной снежности (1962/63 г.) — 114 тыс. т. Еще большее количество снега переносится метелями на ледниках Полярного Урала. На ледниках плоских вершин Алтая и Тянь-Шаня ветры сносят до половины выпадающего здесь снега. Такая картина характерна и для некоторых переметных ледников, примером чего может служить ледник Ашутор на хр. Терской Алатау, с которого сносится до 50% снега (Диких, 1964). На ледниках Эльбруса ветры перемещают некоторое количество снега из верхней части области питания на более низкие уровни.

На больших долинных ледниках характерно перемещение снега ледниковыми ветрами сверху вниз, иногда нарушаемое влиянием

Таблица 2.3

Повторяемость и продолжительность снегопадов и метелей по данным метеорологической станции Ледовая База*

Месяц	Снегопады		Общие метели		Низовые метели	
	1	2	1	2	1	2
1961/62 г.						
Сентябрь	19	135	7	55	5	39
Октябрь	15	108	9	92	5	26
Ноябрь	12	130	16	185	18	213
Декабрь	11	78	22	293	7	58
Январь	3	90	12	122	17	154
Февраль	9	56	14	133	21	236
Март	2	104	13	165	15	150
Апрель	20	183	2	7	9	64
Май	13	105	11	112	7	35
Весь период	114	989	106	1164	104	975
1962/63 г.						
Октябрь	11	71	7	46	7	41
Ноябрь	10	91	1	6	4	22
Декабрь	16	122	15	143	18	169
Январь	15	151	17	295	5	25
Февраль	11	171	9	147	4	26
Март	12	116	11	135	9	102
Апрель	16	150	3	15	6	42
Май	25	288	2	34	3	13
Весь период	116	1160	65	821	56	440

* 1 – число дней; 2 – продолжительность, часы.

общециркуляционных ветров. На небольших долинных ледниках, где ясно выраженных горно-долинных ветров нет, перенос снега большого значения не имеет, однако во многих случаях наблюдается некоторое перемещение снега поземками из фирновой области на язык. За счет этого процесса снегонакопление на языке ледника Карабаткак увеличивается приблизительно на 30% против выпадающих здесь осадков (Диких, 1964).

В то же время области аккумуляции большинства каровых и долинных ледников получают дополнительное питание за счет сноса снега с окружающих склонов (в том числе лавинами) и перевевания его с соседних вершин или платообразных возвышенностей. На Центральном Тууксуиском леднике доля метелевого снега составляет 12–15% от объема выпадающих осадков (Макаревич, Вилесов, 1961). Можно полагать, что величина 15% достаточно характерна для метелевой концентрации снега в областях питания средних по размерам долинных ледников.

Доля метелевого снега в питании каровых и присклоновых ледников гораздо больше. В некоторых случаях объемы приносимого метелями снега в несколько раз больше всех выпавших на ледник твердых осадков. Так, при «фоновой» величине осадков в области современного оледенения Полярного Урала 600–800 мм на каровых ледниках главным образом вследствие метелей накапливаются массы снега до 2000–4000 мм.

Величина аккумуляции на большинстве ледников изменяется от года к году пропорционально изменению суммы выпадающих твердых осадков. На каровых ледниках, в питании которых подавляющее значение имеет метелевая концентрация снега, ежегодные колебания аккумуляции связаны прежде всего с повторяемостью и интенсивностью метелевого переноса. Так, на некоторых ледниках Полярного Урала (Оледенение Урала, 1966) аккумуляция (в $г/см^2$) составляла:

	1957/58 г.	1958/59 г.
Ледник ИГАН	105	265
Ледник Обручева	170	250
Ледник Авсюка	135	200

Увеличение аккумуляции снега в 1958/59 г. по сравнению с 1957/58 г. объясняется усилением метелевого переноса зимой 1958/59 г. При этом различия метелевого питания от года к году могут быть очень велики: на леднике Обручева приход метелевого снега в 1957/58 г. был равен 50 $г/см^2$, а в 1959/60 г. – 170 $г/см^2$.

Метелевое перераспределение снега на ледниковых куполах зависит от формы купола в плане и ориентировки его длинной оси относительно господствующих ветров. Как правило, ветры, дующие поперек простираения купола, приносят некоторое количество снега на его верхние участки, а «продольные» ветры сдувают снег. Причиной подобной закономерности, как это имеет место на куполе Чурляниса, находящемся на Земле Франца-Иосифа (Кренке и др., 1962), служит резкое торможение «бокового» ветра при подъеме на купол по короткому крутому склону, вследствие чего часть снега из ветрового потока выпадает вблизи вершины. В противоположность этому скорость ветров, дующих вдоль длинной оси купола, при плавном подъеме к его вершине почти не уменьшается. В связи с этим снего-

ветровой поток сохраняет свою транспортирующую способность и даже увеличивает ее при подходе к вершине, благодаря чему часть снега отсюда сносится.

Последний процесс преобладает на большинстве арктических куполов: из-за сноса аккумуляция в привершинной части куполов на 20–25% меньше, чем сумма выпадающих здесь осадков. На Земле Франца-Иосифа с куполов Чурляниса и Джексона (о. Гукера) сносится до 150 мм осадков (при их годовой сумме около 500 мм) (Оледенение Земли..., 1973). Соотношение величин снегонакопления на вершинах и у подножия куполов зависит также от их абсолютной высоты. На небольших ледниковых куполах происходит лишь метелевое перераспределение снега, в то время как аккумуляция снега в верхних частях высоких куполов возрастает из-за увеличения с высотой количества выпадающих осадков.

Роль метелевого переноса в режиме покровного оледенения подробно рассмотрена в первой книге этого шеститомника. Добавим здесь, что широкое развитие метелей в Антарктиде и Гренландии дало повод к возникновению нескольких гипотез, преувеличивающих роль метелей в питании крупных ледниковых покровов. В противоположность В. Хоббсу с его неверной идеей выноса большого количества снега из внутренних районов Антарктиды в краевые участки (см. в 1-й части первой книги), Т. Бержерон (Bergeron, 1965) выступил с гипотезой об огромном переносе снега внутрь материковых ледниковых покровов. На основании наблюдений в Гренландии он считает, что при сильных циклонических ветрах (до 20 м/с), дующих вверх по склону ледникового щита, большое количество снега переносится в его центральную часть из прибрежных районов, где выпадает до 1500 мм осадков в год. Перенос же снега стоковыми ветрами вниз по склону вследствие их малых скоростей и сильного радиационного и ветрового уплотнения снега, по его мнению, незначителен.

На составленном Т. Бержероном рисунке изображены три характерные синоптические ситуации над Гренландией (рис. 2.7). В первых двух ситуациях Бержерон предполагает перемещение снега вверх по леднику с отложением его в наиболее высоко расположенной части. Зависимость дефляции и отложения снега от интенсивности снегопереноса на рисунке Бержерона качественно выражена верно, однако сам факт переноса больших масс снега вверх по склону ледника, доставляющего в центральные районы до 2/3 годовой аккумуляции, вызывает большие сомнения.

Метеорологические наблюдения в Гренландии и Антарктиде показывают абсолютное господство на склоне ледниковых покровов сильных стоковых ветров. Эти ветры вызываются значительным выхолаживанием воздуха внутри материка и движением его под действием силы тяжести вниз по склону ледникового покрова. Их сила зависит, следовательно, от степени радиационного выхолажива-

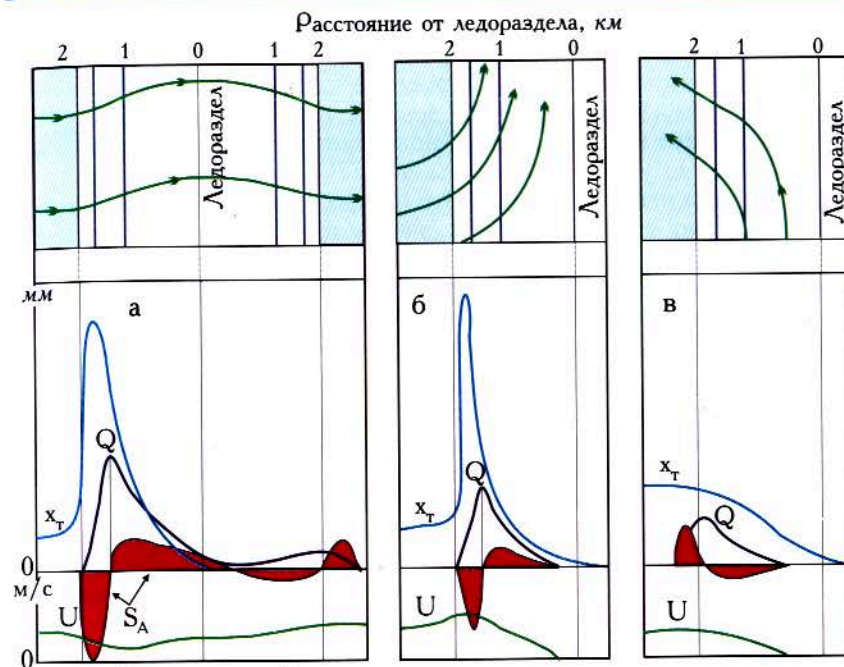


Рис. 2.7. Качественные схемы переноса снега ветром на Гренландском ледниковом покрове при переваливании циклоническими ветрами ледникового щита (а), резком подъеме циклонических ветров и затухании их недалеко от ледораздела (б) и господстве стоковых ветров (в)

По Т. Бержерону

x_m – твердые осадки, Q – расход метели, S_A – снос или отложение снега, U – скорость ветра

ния, протяженности и угла наклона склона. Поскольку абсолютно ровные участки поверхности в Антарктиде и Гренландии встречаются редко, стоковые ветры возникают и во внутренних районах. Об этом свидетельствуют средние месячные скорости ветра на станциях Восток и Советская в Антарктиде, составляющие 4–5 м/с, и такие же скорости на станциях Айсмитте и Стасьон-Сентраль в Гренландии. Однако эти ветры слишком слабы, чтобы существенно влиять на природные процессы.

Стоковые ветры переносят громадное количество снега, что в свою очередь может оказывать влияние и на характер самого ветра. Метелевый перенос на обширном пространстве даже при небольших уклонах поверхности способствует усилению ветра. Как показывает расчет С.М. Козика (1963), при благоприятных условиях рельефа и большом количестве рыхлого снега на поверхности благодаря

метелевому переносу метель может продолжаться даже после ослабления или исчезновения первоначальной причины, вызвавшей ее. Именно такие условия мы имеем на склоне Антарктического и Гренландского ледниковых покровов, где, по мнению Ф. Болла (Ball, 1957), нагрузка воздуха снегом повышает его плотность на 1% и соответственно ускоряет его движение. В то же время при ветрах, направленных вверх по склону (что иногда бывает в Антарктиде при циклонических ветрах), перенос снега уменьшает скорость ветра и силу метели. Для подъема снега в воздух и его переноса вверх по склону требуется энергия, которая поступает из движущегося воздуха, вследствие чего скорость потока падает. Это обстоятельство еще раз подчеркивает несостоятельность гипотезы Т. Бержерона.

Мой расчет (дан в первой книге этого шеститомника) показывает, что метели сносят с Антарктического ледникового щита примерно 1% общего количества осадков, выпадающих над континентом. Примерно такую же величину получил Ф. Лёве (Loewe, 1964) для Гренландского ледникового покрова. Несомненно большее значение имеет снос снега с ледниковых покровов меньшего размера. Расчеты О.П. Чижова (Чижов, Энгельгардт, 1965), выполненные для баренцево-морского склона ледникового покрова Новой Земли, показывают, что вынос снега с ледника в море захватывает лишь нижние 10 км склона (из общей протяженности склона 35 км). За зиму 1957/58 г. отсюда было снесено 70% осадков, а за зиму 1958/59 г. – 30% осадков. Однако если пересчитать объем сносимого в море снега на всю сумму выпадающих над ледниковым покровом осадков, то окажется, что с Новой Земли ветер сносит лишь 4% выпадающего снега.

Рассмотрим теперь роль метелевого переноса в зимнем режиме ледников. Закономерности снегоотложения у препятствий по мере увеличения последних (от форм снежного микрорельефа до бугров и холмов на ледниковой поверхности) все более приближаются к закономерностям, отмеченным для небольших ледниковых куполов: меньше всего снега откладывается на вершинах бугров и крутых наветренных склонах, а больше всего – на подветренных склонах и в понижениях рельефа. Чем ровнее поверхность, тем более равномерно происходит снегоотложение.

Любые резкие впадины в рельефе, особенно открытые трещины, служат причиной повышенного снегонакопления на этих участках. В связи с движением льда, а также с постепенным перекрытием трещин снежными мостами величина трещинной аккумуляции в течение зимы изменяется. Общая закономерность метелевого перераспределения снега на леднике заключается в выравнивании поверхности. Не случайно все провалы и углубления на шельфовых ледниках бывают главным образом в их тыловых частях (Кручинин, 1965), а мористые участки вследствие длительного и равномерного снегоотложения всегда имеют ровную поверхность.

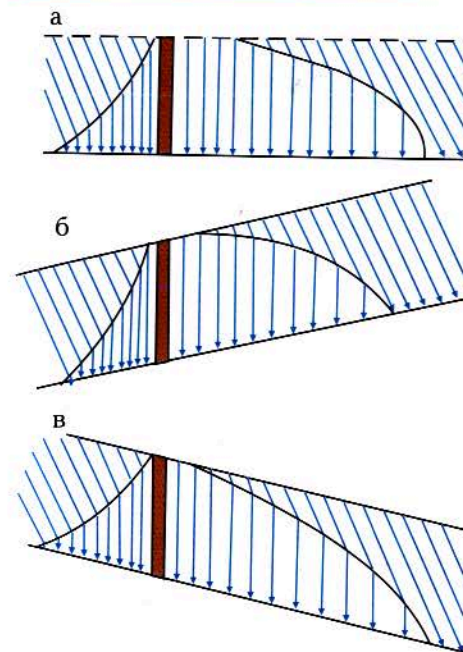


Рис. 2.8. Характер отложения снежинок в зонах затишья около препятствия при разном наклоне поверхности по отношению к ветру

Влияние препятствий на снегоотложение во время метелей зависит также от уклона поверхности ледника по отношению к направлению ветра. Как показал А.К. Дюнин (1963), при метелях с обеих сторон препятствия возникают зоны затишья, в которых переносимые ветром частицы быстро опускаются на поверхность. Инерционные пробеги снежинок даже при значительных скоростях ветра не превышают 0,5–0,7 м. На горизонтальной поверхности траектории опускающихся частиц в зоне затишья перед препятствием сгущаются, а позади препятствия – разрежаются (рис. 2.8, а). Продолжая рассуждения Дюнина, следует отметить, что, чем больше поверхность ледника будет наклонена на ветер, тем гуще будут располагаться в обеих зонах траектории выпадающих снежинок (рис. 2.8, б); это приведет к увеличению высоты снежного сугроба при уменьшении его горизонтальных размеров. В случае обратного уклона поверхности зависимость будет обратной: траектории выпадающих снежинок в обеих зонах расположатся реже (рис. 2.8, в), что, в конечном счете, вызовет «растягивание» снежного надува при одновременном уменьшении его высоты. Таким образом, при прочих равных условиях, снежные надувы на наветренном склоне будут более крутыми и высокими, чем на подветренном.

Величина снежного сугроба, образующегося в ветровой тени крупного препятствия на леднике (резкий уступ в рельефе, крутой

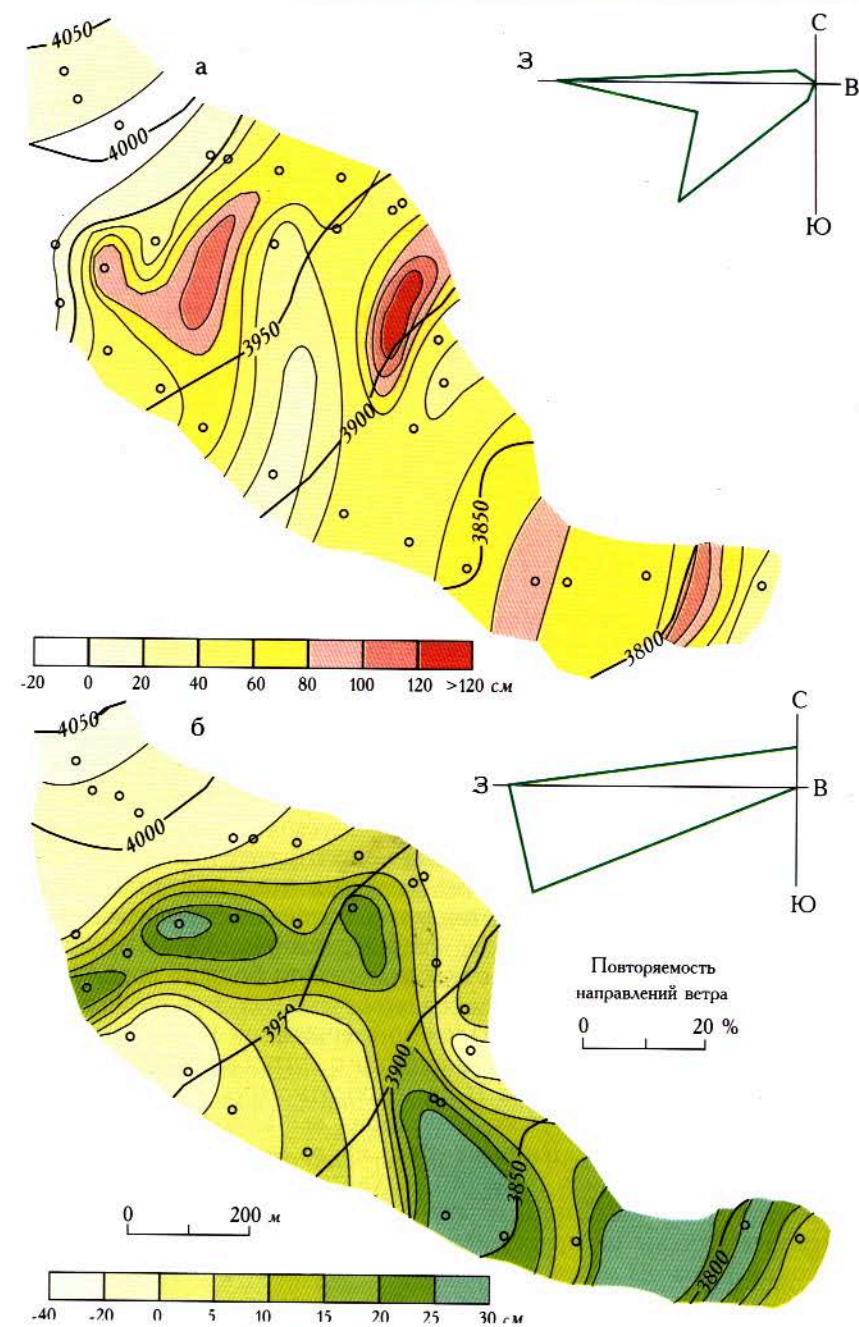


Рис. 2.9. Распределение снега на южном склоне Эльбруса за время метелей 20–29 декабря 1961 г. (а) и 28 марта – 3 апреля 1962 г. (б) Кружками обозначены снегомерные веши. Шкала показывает толщину снесенного и отложенного снега за каждую метель

ледяной холм и т.п.), зависит от дальности переноса снега и количества снега, сдуваемого метелями с этого участка. Если X_T – количество твердых осадков в данном районе, A – средняя величина снегозапаса на участке сноса, L – дальность переноса снега, l – длина образующегося в ветровой тени сугроба, а H – количество отлагающегося в нем снега, то, исходя из баланса метелевого переноса, можно записать:

$$(X_T - A)L = (H - X_T)l,$$

откуда

$$H = \frac{L}{l}(X_T - A) + X_T. \quad (5)$$

В этой формуле отношение L/l характеризует степень концентрации снега в ветровой тени. Проводя расчет по формуле (5), мы пренебрегаем испарением снега во время переноса. Основанием для этого служит малая дальность переноса снега в горах и соответственно малый поперечник снегосборного бассейна, ибо известно (Дюнин, 1961), что безвозвратные потери снега на испарение во время метелей резко уменьшаются с сокращением снегосборной площади.

Исходя из данных наблюдений на Эльбрусе зимой 1961/62 г., мы рассчитали по формуле (5) высоту сугроба, ежегодно образующегося на правом склоне ледника Терскол к концу периода аккумуляции. При $X_T = 1000 \text{ г/см}^2$, $A = 70 \text{ г/см}^2$, $L = 100 \text{ м}$, $l = 10 \text{ м}$ аккумуляция снега в сугробе может достигать 400 г/см^2 , что при средней плотности снега в нем $0,4 \text{ г/см}^3$ соответствует действительной высоте сугроба 10 м . Образование таких больших сугробов на леднике в течение зимы приводит к изменению мезорельефа поверхности ледника, что в свою очередь отражается на снегоотложении во время последующих метелей. В связи с постепенным выполаживанием поверхности на протяжении зимы снегоотложение во вторую половину периода аккумуляции происходит более равномерно, чем в первую.

Отмеченную особенность удалось детально изучить на южном склоне Эльбруса (Псарева, 1964). Здесь на участке склона от верхнего фирнового поля (4000 м) до нижнего фирнового поля (3770 м) проходят три фирново-ледяных вала, вытянутых вдоль склона параллельно друг другу на расстоянии 450–500 м один от другого. Наиболее четко выделяются их средние части на высотах 4000–3980, 3940–3910 и 3840–3820 м. Господствующие ветры дуют под малым углом к простиранию этих валов. Снеговетровой поток разгружается от переносимых им осадков на подветренной стороне каждого вала.

В конце декабря за 9 дней общей метели, перемежавшейся сильным поземком и низовой метелью, при ветрах западных румбов со скоростями 8–16 м/с снег отложился неравномерно, причем основная аккумуляция наблюдалась у подножия подветренных склонов вала (рис. 2.9, а). Более равномерным было снегоотложение в конце марта – начале апреля, когда в течение 5 дней шел сильный снегопад, неоднократно прерывавшийся поземком и низовой метелью при западном ветре до 8 м/с (рис. 2.9, б).

Воздействие метелевого переноса приводит к возникновению на ледниках участков (или областей) преимущественного сноса или надувания снега. Можно различать пять основных участков (областей): незначительного сноса, большого сноса, незначительного надувания, большого надувания, а также изредка встречающиеся в горах участки, на которых снегонакопление соответствует количеству выпадающих осадков. Примером таких нейтральных участков может служить нижнее фирновое поле на южном склоне Эльбруса, где были поставлены наши методические работы, или плато ИГАН на Поляр-

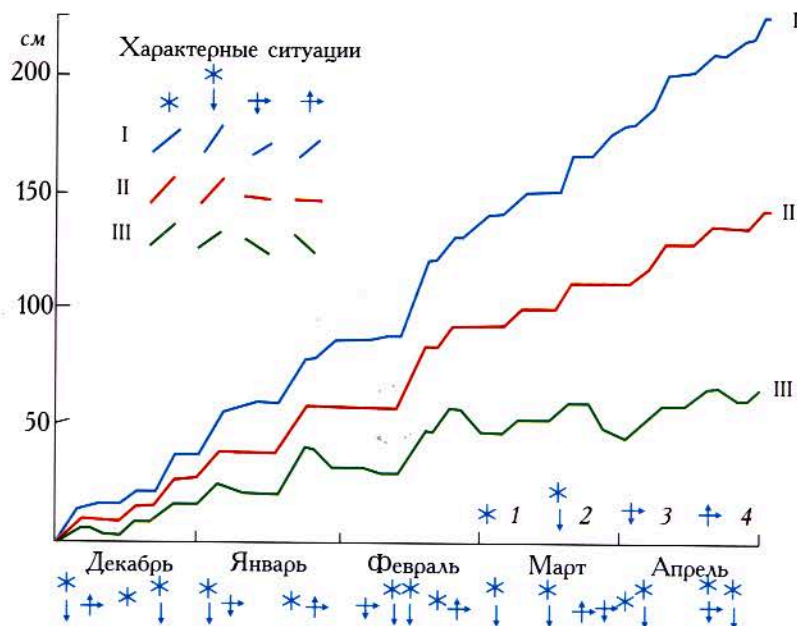


Рис. 2.10. Ход снегонакопления на участках разного типа

I – участок преимущественного надувания, II – нейтральный участок, III – участок преимущественного сноса. Вверху рисунка показана интенсивность снегонакопления (или сноса снега) на участках трех типов при характерных ситуациях: снегопаде (1), общей метели (2), поземке (3) и низовой метели (4)

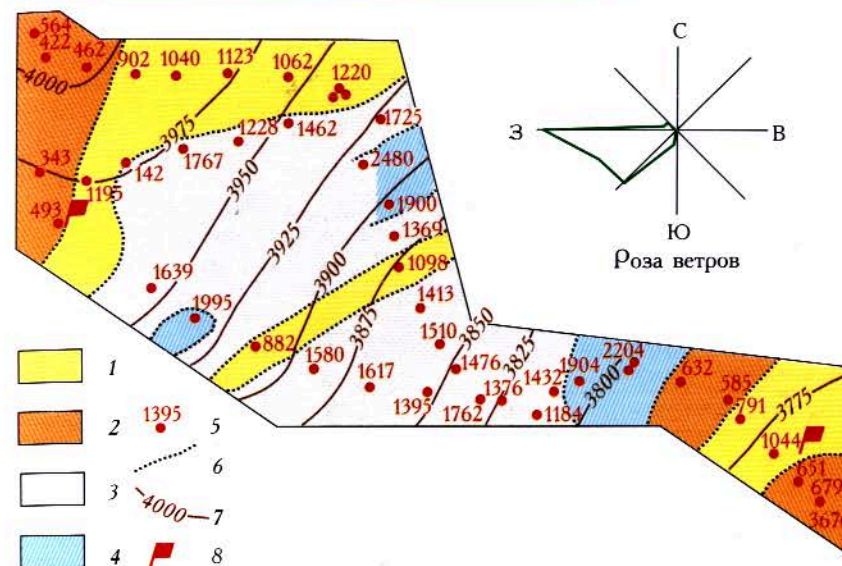


Рис. 2.11. Снегонакопление на ледниках южного склона Эльбруса

Области: 1 – незначительного сноса, 2 – большого сноса, 3 – незначительного надувания, 4 – большого надувания, 5 – веки и величина годовой аккумуляции, $г/см^2$, 6 – границы областей снегонакопления, 7 – горизонтали и абсолютные высоты, м, 8 – места снегомерных наблюдений на верхнем и нижнем фирновых полях

ном Урале, обозначенное как участок VII на рис. 2.1. Подобные участки наиболее удобны для постановки стационарных снегомерных, осадкомерных и метелемерных наблюдений.

Снегонакопление в период аккумуляции на участках разного типа, даже расположенных рядом, происходит неодинаково (рис. 2.10). На нейтральных участках аккумуляция бывает лишь во время снегопадов и общих метелей, на участках преимущественного надувания – также и во время поземков и низовых метелей. На участках же преимущественного сноса при низовых метелях и поземках часть отложенного ранее снега сносится, а во время общих метелей откладывается не весь выпадающий снег. В результате коэффициент концентрации снега на этих участках резко различается. На участках преимущественного надувания его значения больше единицы, а на участках преимущественного сноса – меньше единицы.

Отмеченные участки на горных ледниках обычно располагаются хаотично. В области аккумуляции южного склона Эльбруса они имеют форму пятен, иногда вытянутых в направлении господствующих ветров (рис. 2.11). Коэффициент концентрации увеличивается от 0,5 до 2 по мере перехода от участков преимущественного сноса к

Таблица 2.4

Особенности отложения снега на южном склоне Эльбруса

Области снегона- копления и высотные пояса	количест- во рек	Среднее снегона- копление, г/см ²	коэффи- циент концент- рации	коэффи- циент вариации
Области снегонакопления				
Большого сноса	10	52	0,50	0,22
Незначительного сноса	13	105	1,02	0,13
Незначительного надувания	16	150	1,45	0,09
Большого надувания	6	210	2,04	0,10
Высотные пояса				
3750–3800 м	10	99	0,96	0,59
3800–3850 м	5	152	1,48	0,20
3850–3900 м	8	128	1,24	0,44
3900–3950 м	7	153	1,48	0,29
3950–4000 м	12	109	1,06	0,36
4000–4050 м	3	48	0,46	0,16

участкам преимущественного надувания (табл. 2.4). Характерно, что коэффициент вариации распределения снегозапасов на всей площади однотипных участков совсем невелик (0,09–0,22), что свидетельствует об аналогичном ходе снегонакопления на любом из участков данного типа.

Контуры областей снегонакопления связаны в первую очередь с конфигурацией мезорельефа поверхности ледника и не зависят от абсолютной высоты. Из-за метелевого перераспределения снега не отмечено закономерности роста аккумуляции с высотой, что логично было бы ожидать на этих высотах (см. табл. 2.4). Значения коэффициента вариации почти во всех высотных поясах весьма велики, что свидетельствует о неравномерном залегании снега на поверхности ледника. В целом для всего южного склона Эльбруса значение C_v равно 0,36. Однако после общей метели оно составляет всего 0,10–0,15, что еще раз подчеркивает весьма равномерное снегоотложение на всей площади ледника в результате такой метели.

Наконец, данные табл. 2.4 свидетельствуют о том, что основное снегонакопление на Эльбрусе, оледенение которого относится к типу оледенения вулканического конуса (рис. 2.12), приурочено к высотному поясу 3800–4000 м, где вследствие метелевого переноса коэффициент концентрации превышает единицу.



Рис. 2.12. Вид Эльбруса с запада

В заключение покажем изменение роли метелевого переноса в зимнем режиме ледников в периоды аккумуляции, отличающиеся различной снежностью. Из двух основных факторов, определяющих метелевой перенос, – количества выпадающих осадков и скорости ветра – первая величина гораздо изменчивее второй. Поэтому колебания продолжительности и интенсивности метелей год от года зависят главным образом от изменчивости выпадающих осадков. Как правило, с ростом твердых осадков увеличивается продолжительность метелевого переноса даже при неизменной средней зимней скорости ветра. Последнее объясняется не только тем, что с увеличением X_T возрастает расход метели, но преимущественно тем, что с ростом X_T и дополнительным поступлением снега в ветровой поток сверху критическая скорость ветра, при которой начинается метель, становится меньше. Это и приводит к росту продолжительности переноса при тех же в общем скоростях ветра. Реже увеличение продолжительности переноса бывает связано с небольшим возрастанием ветров, сопровождающих снегопады.

Однако зависимость объемов метелевого переноса от количества выпадающих твердых осадков весьма далека от простой пропорциональности, вследствие чего изменения этих двух величин никогда не происходят параллельно. Последнее служит причиной того, что изменения зимнего режима ледников, в аккумуляции которых главную роль играют метели, не бывают синхронны изменениям режима ледников, аккумуляция на которых зависит лишь от общего количества выпавших осадков. Эти различия бывают столь велики, что приводят к неодинаковому ходу во времени баланса массы подобных ледников.

Таблица 2.5

Основные характеристики периода аккумуляции на ледниках Эльбруса за четыре года

Показатели	1957/58 г.	1958/59 г.	1961/62 г.	1962/63 г.
Средняя температура за весь период, °С	−9,5	−10,3	−9,3	−8,7
Средняя скорость ветра, м/с	6,2	6,2	5,4	5,2
Количество выпавших осадков, мм	1100	1050	1030	2100
Отношение количества снесенного снега к выпавшему, %	18	32	27	8
Продолжительность снегопадов и метелей, часы	2200	1850	3050	2320
То же, % ко всему времени	34	28	47	41
Количество снега, перенесенного через 1 км, тыс. т	68	74	75	114

В результате четырехлетних наблюдений в области аккумуляции ледников Эльбруса удалось сравнить особенности метелевого переноса в обычные по метеорологическим условиям годы с одним резко аномальным. Как показывают данные табл. 2.5, зимой 1962/63 г. количество выпавших осадков вдвое превысило их среднюю величину, тогда как температура воздуха и скорость ветра отличались от средних незначительно (на 1 °С и 0,7 м/с). Тем не менее изменения режима аккумуляции на леднике были очень велики.

Исследованиями на Эльбрусе удалось выяснить, что основным фактором, определяющим величину аккумуляции на открытом горном леднике, служит продолжительность и интенсивность общих метелей, в то время как низовые метели играют значительно меньшую роль. В многоснежные зимы возрастает удельный вес именно общих метелей, что приводит к увеличению количества перенесенного снега (114 тыс. т против 70–75 тыс. т в другие годы). В то же время дефляция снега в многоснежные зимы резко сокращается (7–8% против 20–30% в обычные годы), что объясняется уменьшением повторяемости и силы низовых метелей и способствует сохранению выпавшего снега на леднике.

В аномально снежные зимы низовых метелей на леднике значительно меньше (400 часов против 600–800 часов в обычные годы), потому что постоянные и сильные общие метели приводят к значительному уплотнению снега (плотность поверхностного слоя снега 0,30 г/см³ вместо обычной 0,23 г/см³), с трудом поддающегося дефляции. В многоснежные зимы накопление снега на леднике происходит

гораздо равномернее, чем обычно, так как при господствующих в такие годы общих метелей снеговетровой поток насыщается в основном за счет выпадающего, а не отложенного снега.

Роль многоснежных зим в режиме больших и малых горных ледников различна. Она особенно велика на крупных ледниках, где аккумуляция немалого количества осадков, выпадающих в окружающем районе, и значительно уменьшается на небольших ледниках, существующих за счет концентрации твердых осадков, которая растет не пропорционально увеличению их количества. Наконец, увеличение осадков в многоснежные зимы не отражается на режиме навесных ледников, лежащих в небольших углублениях горных склонов, так как для заполнения этих углублений достаточно снега, выпадающего и переносимого в средние по условиям годы. Очевидно, влияние многоснежных зим на режим ледников возрастает пропорционально их размерам.

Роль лавин в питании ледников

Участие лавин существенно в питании горных ледников, окруженных высокими и достаточно крутыми склонами. Оно особенно характерно для двух типов ледников: долинных и каровых. В областях аккумуляции больших долинных ледников обнаженные ото льда склоны занимают сравнительно малые площади, в связи с чем сход лавин непосредственно в область питания этих ледников случается довольно редко. Однако в некоторых районах, особенно в Средней и Центральной Азии, множество лавин сходит с крутых склонов долин на поверхность языков ледников. В Каракоруме, Куэньлуне и Памире издавна были описаны древовидные ледники, получившие название ледников туркестанского типа (рис. 2.13). Иногда они целиком лишены фирновых бассейнов, но огромные массы снега получают от лавин.

Доля лавинного питания долинных ледников значительна в случаях, когда поток льда заполняет долину на всю ее ширину, вплоть до крутых бортов. При деградации такого ледника поток льда становится уже и иногда отступает от крутого склона, что усиливает разрушение и ведет к более быстрому отмиранию ледника. В период разрастания, наоборот, действует механизм положительной обратной связи: с увеличением площади языка появляется дополнительное питание в виде лавин, ведущее к ускорению наступания ледника. Возможно даже, что в периоды повышенной снежности, отличавшиеся усиленным сходом лавин, древовидные ледники возникали в средних частях долин и лишь в процессе дальнейшего развития соединялись с карово-долинными ледниками, существовавшими в верховьях, превращаясь в настоящий большой ледник туркестанского типа.

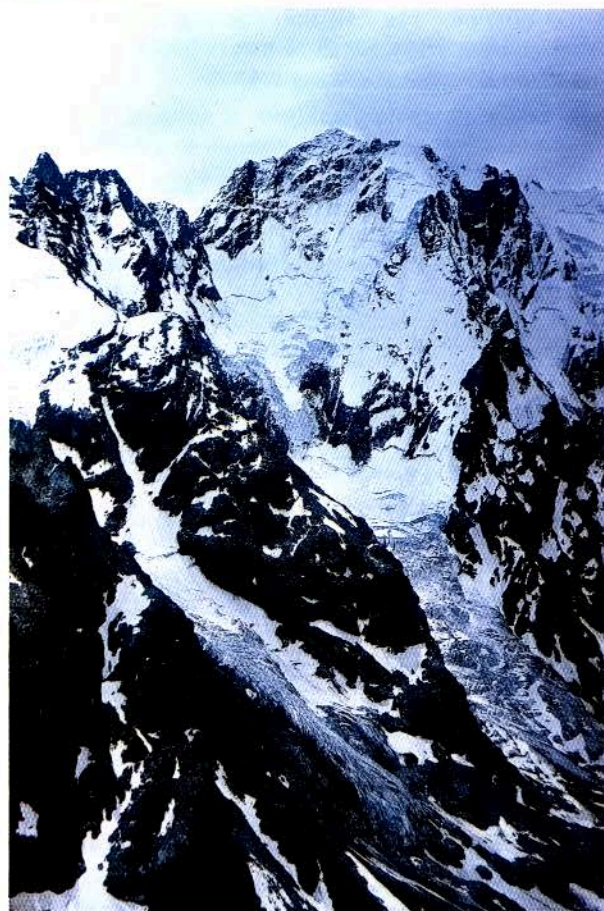


Рис. 2.13. Общий вид ледника туркестанского типа на Памире

Интенсивность лавинного питания каровых ледников зависит от формы кара, вмещающего ледник, уклона и высоты скальных стенок. Сход лавин увеличивается пропорционально высоте стенок каров, возвышающихся над его днищем. Важен также профиль каровой стенки, в частности расположение бровки кара и моренных валов, способствующих накоплению в этих местах мощных снежных скоплений, которые весной образуют большие лавины, сходящие на дно кара. Самые крупные лавины падают обычно с небольших снежников, залегающих на бортах кара, как это имело место на хр. Сунтар-Хаята (Корейша, 1963), где ровная поверхность инфильтрационного льда этих снежников создавала лучшие условия для сдвига и скольжения лавин, чем неровная скальная поверхность. Лавины нередко сходят и с крутых висячих ледников, тем самым уменьшая аккумуляцию на них снега и в то же время подпитывая ледник в нижележащей долине.

Во многих горных странах существуют так называемые лестницы каров, т.е. цепочки каров, расположенных на склонах этажами. На Кавказе известны кары четырех ярусов; для верхних трех ярусов характерны лавины (Тушинский, 1949). Из разрушенных эрозией каров второго (2300 м) и третьего (2600–2700 м) ярусов лавины, как правило, соскальзывают вниз, в долины, где образуют конусы выноса, стаивающие в течение лета. В верхних же, «действующих» карах, где сохранилось плоское дно, падающие лавины на нем останавливаются, не проходя дальше вниз, что в благоприятных условиях приводит к возникновению и сохранению здесь ледников. Кары верхнего яруса лежат на Кавказе на высоте 2900–3000 м, на уровне снеговой линии. Поэтому каровые ледники с большой долей лавинного питания абсолютно преобладают на этом уровне, что имеет существенное палеогеографическое значение.

О доле лавинного снега можно судить по размерам лавинных снежников. По наблюдениям многих авторов (см. Лосев, 1966а; Тушинский, 1949), обычная мощность лавинных снежников на Кавказе и Тянь-Шане составляет 15–25 м, но некоторые конусы выноса лавин достигают толщины 40 и даже 50 м. Известны случаи, когда лавинные снежники толщиной до 100 м стаивали в долинах рек в течение нескольких лет. Учитывая, что площадь лавинных снежников обычно колеблется от 10 до 50 тыс. м², следует заключить, что объем их (при средней толщине 20 м) составляет 0,2–1 млн м³, а масса равна 0,1–0,5 млн т. В расчете на каровый ледник площадью 1 км² это дает прирост снегозапаса 1–5 г/см², что следует признать значительным.

Расчеты К.С. Лосева (1966а), а также мои оценки показывают, что лавинный снос снега со склонов составляет в среднем около 10% от максимальных снегозапасов (с колебаниями в основном от 1 до 30%). Из табл. 2.6 видно, что вклад лавинного питания в аккумуляцию долинных ледников, как правило, не превышает 10% и редко достигает 20% суммы выпадающих осадков, в то время как на малые ледники лавины дополнительно приносят до 40% общего объема отлагающихся на них твердых осадков, а в особо благоприятных условиях эта цифра может превысить 100%. В среднем можно принять, что вклад лавин в аккумуляцию больших долинных ледников составляет около 5%, а малых ледников – около 20%; это по крайней мере втрое меньше доли метелей.

Количественно степень метелевой и лавинной концентрации снега на ледниках можно выразить через уже упоминавшийся коэффициент концентрации k :

$$k = \frac{C}{X_T} = \frac{F_1 + F_2}{F_1}, \quad (6)$$

Таблица 2.6

**Вклад лавинного питания в общую аккумуляцию на леднике
(в % от суммы выпадающих осадков)**

Снос снега лавинами со склонов, % от максимальных снегозапасов	Большие долинные ледники	Малые карово-долинные и каровые ледники
1	0,04–0,8	0,4–4,5
10	0,4–8	4,3–45
20	0,8–16	8,6–90
30	1,2–24	13–135

где X_T – «фоновая» величина твердых осадков; S – годовая аккумуляция на леднике; F_1 и F_2 – площади в бассейне ледника со снегом и без снега. На типичных каровых ледниках Полярного Урала величина F_1 несколько превышает площадь ледника к концу периода абляции (Оледенение Урала, 1966). Из формулы (6) ясно, что чем больше бесснежных площадей вокруг ледника, тем выше степень концентрации снега на нем. Для определенного ледника коэффициент концентрации – величина весьма устойчивая.

Среди факторов, способствующих возникновению лавин, можно назвать интенсивность и продолжительность снегопадов, метелевый перенос снега, адвективные и радиационные оттепели, резкие изменения температуры воздуха и весеннее потепление. Действие большинства из этих факторов проявляется к весне, когда снежная толща на склонах достигает большой мощности, полностью оформляются горизонты разрыхления, появляется «смазка» в виде жидкой воды в толще снега и т.п. Следовательно, лавинное питание ледников, в отличие от питания метелевым снегом и выпадающими твердыми осадками, имеет сезонный характер, приурочиваясь большей частью к концу периода аккумуляции.

Лавинное питание имеет характерные особенности в областях морского и континентального климата, а также на разных широтах. Поскольку возникновению лавин способствует изменчивая погода, большая лавинная деятельность свойственна горам, лежащим в умеренно континентальных и морских областях, нежели в глубине континента. Из-за некоторого уменьшения снегозапасов в горах и более редкого прохождения циклонов, несущих переменную погоду, нижняя граница лавиноопасной зоны повышается в Северной Евразии с запада на восток вплоть до 110° в.д., где уже начинает чувствоваться влияние восточной окраины континента. В горах Кавказа и Средней

Азии лавины вызываются множеством причин, действующих иногда и в середине зимы, тогда как в горах Сибири главной причиной, вызывающей лавины, служит весеннее потепление воздуха. Все это позволяет считать, что относительный вклад лавин в питание сибирских ледников не так велик. Наоборот, в высоких горах Средней и Центральной Азии, отличающихся большой положительной разностью оледенения, роль лавин в питании ледников не может не быть велика.

Режим ледников с большой долей лавинного питания, естественно, отличается от режима ледников, в питании которых главную роль играют выпадающие осадки. Сход лавин в общем увеличивается с ростом снежности, но это лишь одна из причин, способствующих возникновению лавин. Другая причина схода лавин, как, например, сильные оттепели, редкие обильные снегопады, до некоторой степени метелевый перенос и т.п., может действовать и в относительно мало-снежные годы. Известны случаи, когда объем лавинных снежников в обычную по метеорологическим условиям зиму был значительно больше, чем в многоснежную. Поэтому при анализе местных факторов питания ледников, помимо суммы выпадающих осадков, следует рассматривать также силу ветров (в связи с метелевым переносом) и ряд метеорологических показателей, учитываемых при определении степени лавинной опасности (Лосев, 1966б). Последнее целесообразно делать лишь в тех случаях, когда известна большая роль лавин в питании данного ледника.

Следствием неравномерного питания ледников различных морфологических типов из-за метелевого и лавинного перераспределения снега служит неодинаковое высотное положение на них фирновой линии (границы питания). Так, на хр. Сунтар-Хаята граница питания на долинных и каровых ледниках лежит в среднем на высоте 2320–2345 м, а на висячих и карово-висячих ледниках – на высоте 2365–2415 м (Корейша, 1963). На Алтае фирновая линия на каровых ледниках располагается на 150–200 м ниже, чем на висячих (Тронов, 1954). В Северо-Чуйских горах Алтая фирновая линия на ледниках плоских вершин проходит на высоте 3300–3600 м, а на соседних долинных ледниках – на высоте 2900–3000 м (Ревякин, 1964); на хр. Терской Алатау она соответственно располагается на высотах 4400 и 4000–4100 м. Таким образом, на долинных, каровых и присклоновых ледниках фирновая линия (граница питания) располагается ниже, чем на лежащих в том же районе висячих ледниках, ледниках вулканических конусов и плоских вершин.

Глава 2

СНЕГ НА ЛЕДНИКАХ В ПЕРИОД АБЛЯЦИИ

Период абляции на леднике – это часть балансового года, в течение которой расход вещества с ледника, обусловленный таянием и испарением снега и льда на поверхности, превышает его приход. В среднем для ледника период абляции начинается приблизительно с того момента, когда на уровне границы питания впервые отмечается убыль снега, а заканчивается тогда, когда на этом уровне снегонакопление начинает преобладать над таянием. Период абляции может прерываться на несколько дней вследствие обильных снегопадов, захватывающих всю поверхность ледника или большую ее часть.

Метеорологические условия, определяющие таяние

Тепловой баланс тающего снега

Таяние снега, лежащего на поверхности ледников, обуславливается тепловой энергией. Расчет и анализ отдельных составляющих теплового баланса позволяет исследовать ход снеготаяния, изучить степень влияния и вклад в таяние радиационного и адвективного факторов. Основные источники тепла – это радиационный баланс R , турбулентный теплообмен P и влагообмен LE между подстилающей поверхностью и нижними слоями воздуха (здесь L – скрытая теплота парообразования, а E – скорость испарения–конденсации). Если величину E принять со знаком плюс для случая испарения и со знаком минус для случая конденсации, а величину P со знаком плюс при оттоке тепла от поверхности в атмосферу и со знаком минус при направленности потока тепла от атмосферы к подстилающей поверхности, то уравнение теплового баланса верхнего (деятельного) слоя снежного покрова можно записать так:

$$N = R \pm P \pm LE \pm B_1 \pm B_2$$

Глава 2. Снег на ледниках в период абляции

Здесь N – тепло, затрачиваемое на таяние, а под деятельным слоем понимается слой, в котором полностью поглощается поступающая на поверхность снега суммарная солнечная радиация. Составляющая B_1 означает тепло, затрачиваемое на нагревание деятельного слоя (со знаком плюс) при повышении его температуры или на охлаждение (со знаком минус) при понижении температуры толщи снега; составляющая B_2 означает теплообмен деятельного слоя с нижележащими горизонтами (с плюсом при оттоке тепла вниз и с минусом при поступлении тепла в верхний слой из нижележащей толщи). Величина B_1 включает тепловое воздействие выпадающих жидких осадков на таяние.

Тепловое воздействие жидких осадков на снеготаяние (в тепловом выражении) не превышает 1% общей суммы приходящего тепла. Гораздо существеннее затраты тепла на прогревание нижележащих слоев фирна и льда, происходящее даже при установившихся нулевых температурах в самых верхних горизонтах снега. В этом случае тепло внутрь толщи переносится талыми водами, которые затем частично замерзают. Жидкая вода просачивается в фирн на глубину до 10–15 м, что приводит к прогреванию всей этой толщи.

По вычислениям А.Н. Кренке (1961), расход тепла на прогревание ледников на куполах Земли Франца-Иосифа соизмерим с количеством тепла, идущего на таяние, а на Новой Земле составляет примерно четвертую часть всех затрат на таяние. Очевидно, затраты тепла на прогревание фирна и льда увеличиваются на более холодных ледниках, равно как и после более холодных зим. Значит, температурный режим зимы отражается на абляции последующего лета: чем холоднее была зима, тем, при прочих равных условиях, менее интенсивной будет абляция.

Детальные исследования теплового баланса ледниковой поверхности были начаты в 40-х и 50-х годах текущего столетия и до МГГ проводились в Альпах, на Тянь-Шане, в Каракоруме; в нашей стране подобные исследования впервые были выполнены в 1932 г. П.П. Кузьминым (1948) на леднике Имат в бассейне р. Зеравшан. Начиная с периода МГГ такие наблюдения стали продолжительными и нередко охватывали весь период абляции. Они проводились на многих ледниках Арктики, Кавказа, Тянь-Шаня, Сибири, Азии, Аляски, гор запада США, в Гренландии и Антарктиде. Широкий анализ радиационного и теплового баланса таяния ледников выполнен М.К. Гавриловой (1964а).

Основной источник тепла, идущего на таяние большинства ледников, – лучистая энергия. Максимальная интенсивность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на ледниках Кавказа и Средней Азии (34–36° с.ш., 3000–5000 м) в зависимости от абсолютной высоты равна 1,55–1,75 кал/(см²·мин), в Восточной Сибири (60–65° с.ш., 2000–2500 м) – 1,50 и в Арктике (75–80° с.ш., 300–800 м)

– 1,45 кал/(см²·мин). Однако на многих горных ледниках суммы прямой радиации в ясные дни ослабляются на 10–20% из-за закрытости горизонта.

Фактически приходящие к поверхности ледника суммы прямой солнечной радиации S' зависят также от облачности. Над высоко расположенными ледниками низких широт Северного полушария облачность летом составляет в среднем 3–6 баллов, тогда как в умеренных и арктических широтах облачность равна 7–9 баллам. В результате на ледники низких широт в период таяния поступает в среднем 200–300 кал/см² в сутки тепла прямой солнечной радиации, в умеренных широтах – около 150, а в арктических – только 100 кал/см² в сутки.

Приход тепла за счет рассеянной радиации D в ледниковых районах оказывается повышенным по сравнению с неледниковыми из-за многократного отражения излучения между нижним основанием облаков и ледником. В целом за период таяния приход рассеянной радиации на ледниках Кавказа и Средней Азии равен приблизительно 300 кал/см² в сутки, на ледниках Сибири – 200–250 и в Арктике – примерно 250 кал/см² в сутки. Доля рассеянной радиации в общей сумме приходящей радиации возрастает в более высоких широтах: в малооблачных южных районах она составляет 50%, в умеренных широтах – 60% и в арктических – 70%. Соответственно суммарная коротковолновая радиация ($S' + D$) за июль–август составляет за сутки на ледниках Средней Азии и Кавказа 500–700 кал/см², на ледниках умеренных широт – 300–500 и на арктических ледниках – 300–400 кал/см².

Действительные суточные суммы поглощенной ледником радиации вследствие высокого альбеда ледниковой поверхности на Кавказе и в Средней Азии равны 250–400 кал/см², в Сибири – 200 и в Арктике – 130–150 кал/см². Потери тепла на эффективное излучение $E_{эф}$ в связи с низкой температурой поверхности ледника сравнительно невелики: 100–120 кал/см² в южных районах и 60–80 кал/см² в полярных районах и на больших высотах. На ледниках Арктики и умеренных широт в дни с низкой облачностью противоизлучение атмосферы может стать больше собственного излучения ледника.

В целом радиационный баланс R летом на ледниках положителен; в фирновых областях из-за больших потерь тепла отражением его величина в 1,5–2 раза меньше, чем на окружающих скальных поверхностях. Суточные суммы радиационного баланса в низких широтах составляют 300–400 кал/см², в умеренных широтах – до 200 и в арктических – 50–100. Резко уменьшается величина радиационного баланса с подъемом в горы: на Кавказе и в Средней Азии она равна 300 кал/см² на высотах 3000–3500 м и менее 50 кал/см² на высоте 5000 м (рис. 2.14). Основные закономерности изменения составляющих радиационного баланса с высотой хорошо видны на примере Эльбруса в табл. 2.7, подготовленной по данным А.П. Волошиной (1966).

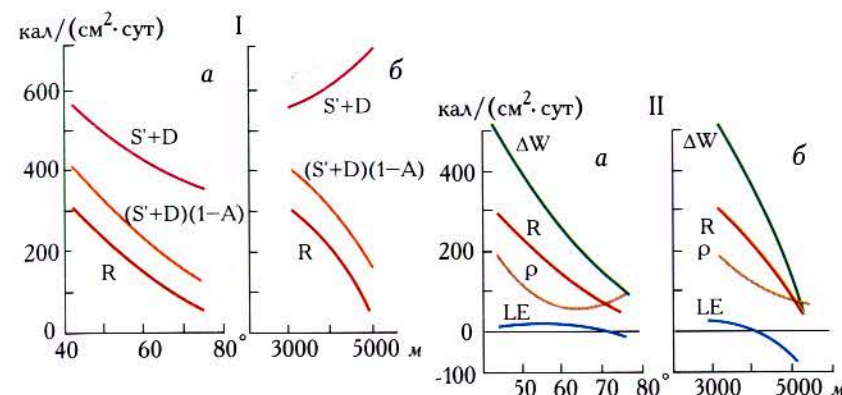


Рис. 2.14. Изменение составляющих радиационного (I) и теплового (II) баланса с широтой (а) и абсолютной высотой на широтах 40–45° (б) на ледниках Северного полушария
По М.К. Гавриловой (1964а)

Буквенные обозначения см. в тексте

Вклад турбулентного потока тепла P , поступающего из атмосферы, зависит от географической широты, абсолютной высоты и степени континентальности района. На большинстве ледников в

Таблица 2.7

Суточные суммы тепла составляющих радиационного баланса снежной поверхности на южном склоне Эльбруса, кал/см² *

Место наблюдений	Абс. высота, м	+S'	+D	+E _A	–r	–E _{эф}	R
Седловина Эльбруса	5300	634	79	330	505	535	3
Ледовая База	3700	736	75	430	452	604	185
Ледник Гарабаши	3400	702	65	521	328	615	345

*В таблице приняты следующие обозначения: S' – прямая солнечная радиация, D – рассеянная радиация, E_A – противоизлучение атмосферы, r – отраженная радиация, $E_{эф}$ – излучение поверхности, R – радиационный баланс.

период абляции конденсация преобладает над испарением, при этом в сутки выделяется в среднем около 15 кал/см^2 тепла. Величина LE приближается к нулю или становится отрицательной (что соответствует процессу испарения) лишь в полярных районах (выше 70° ю.ш. и 80° с.ш.) и на значительных высотах (свыше $4000\text{--}4500 \text{ м}$).

Общие суммы тепла N , затрачиваемого на таяние, изменяются по широте и абсолютной высоте. В южных районах Северного полушария суточные суммы равны в среднем 500 кал/см^2 на высоте 3000 м и всего 50 кал/см^2 на высоте 5000 м , в умеренных широтах они колеблются около 200 кал/см^2 , а в арктических районах – около 100 кал/см^2 (см. рис. 2.14).

Антарктический и Гренландский ледниковые покровы во внутренних районах из-за длинноволнового излучения почти постоянно теряют больше энергии, чем получают благодаря солнечной радиации. Эти потери покрываются главным образом поступлением в Антарктиду и Гренландию более теплого воздуха и последующего переноса тепла воздухом и частицами выпадающего снега к более холодной снежной поверхности, а также выделением тепла при конденсации влаги на поверхности. Особенно большое значение имеет турбулентный теплообмен при инверсиях вследствие больших скоростей ветра. На побережье Антарктиды и на склоне Гренландского ледникового покрова величина турбулентного обмена в несколько раз превышает годовой радиационный баланс, что свидетельствует о большой затрате тепла на испарение и таяние.

Результаты измерения составляющих теплового баланса поверхности ледников (в основном в областях аккумуляции) приведены в табл. 2.8. Эти данные показывают, что на подавляющем большинстве ледников основным источником тепла, идущего на снеготаяние, служит лучистая энергия. В зависимости от условий погоды и времени года она составляет $60\text{--}80\%$ приходной части теплового баланса. Доля радиационной составляющей еще больше возрастает с высотой, как это показано на примере исследований в Альпах (Hoinkes, 1955), Каракоруме (Untersteiner, 1957), Кавказе (Волошина, 1966) и в других местах. Причиной роста служат большая прозрачность атмосферы в горах, но главным образом более низкие температуры воздуха.

Доля тепла, поступающего из атмосферы, становится сравнимой с радиационной составляющей на ледниках умеренных широт и Арктики, находящихся под влиянием интенсивного западного переноса и теплых воздушных масс. К таким ледниковым районам относятся Исландия, Скандинавия, западный сектор Арктики, Полярный Урал, острова Субантарктики. Но даже и в этих районах турбулентный теплообмен с атмосферой редко превышает значение радиационного баланса. Однако из-за более высокого альбедо снега по сравнению с альбедо льда таяние снега, при прочих равных условиях, больше зависит от турбулентной составляющей, нежели таяние льда.

Таблица 2.8

Соотношение приходных составляющих теплового баланса таяния снега и льда различных ледников, %

№ п/п	Район оледенения	Ледник	Абс. высота, м	Составляющие теплового баланса		
				R	P	LE*
1	Южная Георгия	Ходж	450	35	35	30
2	Баффинова Земля	Пенни	2050	61	9	30
3	Новая Земля	Шокальского	300	58	32	10
4	Полярный Урал	МГУ	800	46	41	13
5	Швеция	Корша	1000	61	28	11
6	Гренландия	Британия		69	29	2
7	Запад США	Голубой	2000	69	25	6
8	Запад Канады	Салмон	1700	75	15	10
9	Аляска	Гулкана	1465	80	20	—
10	Альпы	Хорнкеес	2260	58	29	13
11	Альпы	Фернагт-фернер	2970	81	15	4
12	Кавказ	Эльбрус	3700	72	28	—
13	Памир	Федченко	4900	52	48	—
14	Памир	Федченко	4170	49	46	5
15	Алайский хребет	Дугава	4200	87	13	—
16	Джунгарский Алатау	бассейн р. Баскан		57–74	23–37	3–6
17	Хр. Сунтар-Хаята	№ 31	2070	75–80	15	5–10
18	Каракорум	Джомолунгма	4000	89	11	—
19	Каракорум	Джомолунгма	4300	95	5	—

*Тире в таблице означает, что в целом за период абляции испарение преобладает над конденсацией. Источники данных указаны на следующей странице.

Источники данных в таблице 2.8: 1 – Smith, 1960; 2 – Orvig, 1954; 3 – Оледенение Новой Земли, 1968; 4 – Оледенение Урала, 1966; 5 – Wallén, 1948; 6 – Lister, 1956; 7 – La Chapelle, 1961; 8 – Adkins, 1958; 9 – Mayo, Péné, 1963; 10 – Hoinkes, 1953; 11 – Hoinkes, 1955; 12 – Волошина, 1966; 13, 14 – Ледник Федченко, 1962; 15 – Лебедева, 1965; 16 – Черкасов, 1961; 17 – Гаврилова, 1964б; 18, 19 – Untersteiner, 1957.

В ледниковых районах, находящихся недалеко от основных источников влаги, немалую роль в тепловом балансе снеготаяния играет тепло конденсации. В районах Субантарктики и Баффиновой Земли, где летом часты туманы, тепло конденсации может достигать трети всей суммы поступающего тепла (см. табл. 2.8). В других районах морского климата вклад этой составляющей равен 10–15% всей суммы.

В целом доля основных составляющих приходной части теплового баланса распределяется следующим образом (в %):

	R	P	LE
Ледники низких и умеренных широт Северного полушария	60–85	10–25	0–10
Ледники западной Арктики и Субантарктики	40–60	25–40	10–20

Приведенные соотношения между отдельными составляющими теплового баланса не остаются постоянными в течение всего периода абляции. Как правило, роль радиационной составляющей в начале лета больше, чем во второй его половине, в связи с постепенным прогреванием воздуха (уменьшение же альбедо поверхности снега и льда в течение лета компенсируется некоторым снижением суммарной радиации). На леднике Корша в Швеции (Wallén, 1948) структура теплового баланса (в процентах) весной и к концу лета изменялась следующим образом:

	R	P	LE
Весна	70	25	5
Конец лета	35	45	20

При периодических колебаниях климата изменчивость турбулентной составляющей теплового баланса гораздо больше изменчивости радиационной составляющей. Это значит, что интенсивность снеготаяния на ледниках в районах морского климата, лежащих на сравнительно небольших высотах, меняется в больших пределах, чем во внутриконтинентальных районах, где ледники лежат высоко в горах. Следовательно, это обстоятельство служит еще одной причиной меньшей изменчивости баланса массы и более медленных колебаний ледников в континентальных районах земного шара по сравнению с морскими.

Величина таяния существенно зависит от типа погоды, связанного в свою очередь с циркуляцией атмосферы. Поскольку характер теплообмена ледников и атмосферы существенно различается в районах с преобладанием радиационной или турбулентной составляющих,

рассмотрим отдельно районы, где существенен приход тепла за счет теплообмена с атмосферой и где основным источником тепла служит поступление лучистой энергии.

Характерный пример ледникового района первого типа – Полярный Урал. Здесь на основе детальных исследований в июле и августе 1959 г. В.Н. Адаменко (1963) выделил три типа погоды: радиационный (теплый или холодный) с господством антициклонических условий, адвективный с господством циклонических условий и адвективно-радиационный, характерный для погоды, когда происходит смена циклонических и антициклонических ситуаций. Адвективный тип в свою очередь делится на два подтипа: теплую адвекцию, связанную с циклонами из Средней Европы и Средиземноморья, и холодную адвекцию, связанную с циклонами из Северной Атлантики или из высоких широт. Указанные типы погоды существенно разнятся по радиационным характеристикам и интенсивности таяния (табл. 2.9).

Таблица 2.9

Характеристика таяния при разных типах погоды в период абляции на ледниках Полярного Урала по наблюдениям в июле и августе 1959 г.

Тип погоды	Продолжительность, сутки	Радиационный баланс, кал/см ² за сутки	Доля прямой радиации в суммарной, %	коэффициент радиационного действия*	Интенсивность таяния, мм/сут
Радиационный	17	300	80	0,53	61
Теплая адвекция	16	110	18	0,20	70
Холодная адвекция				0,41	34
Адвективно-радиационный	29	170	34	0,50	43

*Коэффициент радиационного действия – это отношение радиационного баланса к затратам тепла на таяние.

В целом для таких районов, как Полярный Урал, наиболее благоприятны для таяния теплый радиационный и теплый адвективный типы погоды. Так, в 1959 г. значение радиационного баланса было близко к среднему многолетнему, а турбулентный поток тепла был несколько увеличен по сравнению с нормой. В результате период абляции на ледниках Полярного Урала в 1959 г. длился 2,5 месяца, в то время как в холодное лето 1958 г. он продолжался всего 1,5 месяца. Соответственно средняя интенсивность таяния на леднике МГУ, по данным И.М. Лебедевой (1963), в 1958 г. была равна 36, в 1959 г. – 54 и в 1960 г. – 40 мм/сут.

Для характеристики типов погоды в ледниковом районе с подавляющей ролью радиационного баланса был выбран Эльбрус, где соответствующие работы в течение нескольких лет проводила А.П. Волошина (1966), которая для периода абляции выделила следующие пять типов погоды:

1) антициклонический тип (A) с безоблачным или малооблачным (1–2 балла) небом, повышенным уровнем температуры воздуха и атмосферного давления;

2) конвективный тип без осадков (K_1) со значительным развитием облаков к середине дня и постепенным прояснением к вечеру; он бывает после прохождения фронта или сменяет антициклоническую погоду и отличается наиболее высокими температурами воздуха;

3) конвективный тип с осадками (K_2), характерный развитием кучевых облаков уже с 8–9 часов, из которых после полудня начинают выпадать осадки, иногда продолжающиеся до позднего вечера;

4) фронтальный тип (Φ) с наличием облачной системы, падением давления, изменением температуры, усилением ветров, длительными осадками;

5) переходный тип (Π), выделявшийся в тех случаях, когда по метеорологическим признакам тот или иной день нельзя было отнести ни к одному из перечисленных типов. По характеру облачности чаще всего это были дни, предшествующие прохождению фронта или следующие за ним.

Указанные типы были выделены на южном склоне Эльбруса за периоды абляции 1958, 1959, 1962 и 1963 гг. Типы погоды, сходные по условиям таяния, были объединены в группы. Как видно из табл. 2.10, наиболее благоприятным для таяния было лето 1962 г., а наименее благоприятными – летние периоды 1959 и 1963 гг.

Для условий таяния весьма важна также продолжительность разных типов погоды. Из табл. 2.11 следует, что в случае устойчивой погоды (A или K_1) или прохождения фронтального раздела вероятность сохранения такой погоды в течение трех дней или более составляет в среднем около 40%. В отдельные годы могут наблюдаться

Таблица 2.10

Повторяемость разных типов погоды на Эльбрусе, %

Тип погоды	1958 г.	1959 г.	1962 г.	1963 г.
Благоприятная для таяния ($A + K_1$)	36	25	45	29
Малоблагоприятная для таяния ($K_2 + \Pi$)	21	23	22	25
Неблагоприятная для таяния (Φ)	43	52	33	46

Таблица 2.11

Повторяемость типов погоды разной длительности на Эльбрусе с мая по сентябрь, %

Число дней в периоде	$A+K_1$	K_2	Φ	Π
1–2	56	77	60	97
3–5	30	21	25	3
Больше 5	14	2	15	0

отклонения от этих величин. Так, в наиболее благоприятное для таяния лето 1962 г., помимо увеличения общей повторяемости типов погоды A и K_1 , периоды с господством этих типов были особенно длительны (сохранение устойчивой погоды в течение 5 дней и более летом 1962 г. составляло около 30% их общей длительности при средней величине за остальные годы наблюдений 9%). Последнее имеет особенно важное значение в увеличении интенсивности таяния, так как при длительной солнечной погоде без осадков альbedo поверхности снега быстро уменьшается, что способствует дальнейшему усилению таяния снега.

Количество радиационного тепла, поступающего к поверхности ледника, зависит от типа погоды (рис. 2.15). Но при одном и том же типе погоды и одинаковых высотах солнца радиационный баланс за день может различаться в 3–4 раза. Это связано с тем, что количество радиационного тепла, идущего на таяние, зависит от степени загряз-

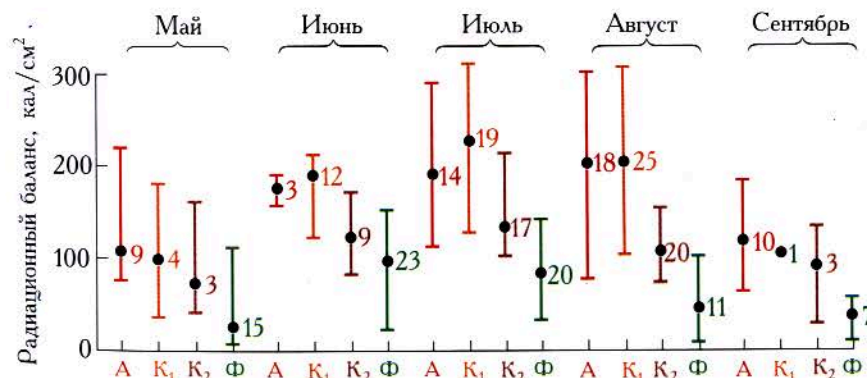


Рис. 2.15. Радиационный баланс на южном склоне Эльбруса за день (6 час. 30 мин. – 18 час. 30 мин.) при разных типах погоды с мая по сентябрь

Точкой обозначены средние величины, вертикальной чертой – пределы колебаний; цифры около точек – число случаев наблюдений

нения ледника, продолжительности периода без осадков, запыленности и увлажнения нижнего слоя тропосферы и многого другого.

Влияние устойчивой солнечной погоды на таяние в первую и во вторую половины лета также различается. Эффективность такого таяния в начале периода абляции, когда снег еще не фирнизирован и мало загрязнен, значительно меньше. Так, в 1963 г. после обильных снегопадов в течение мая и большей части июня с 24 июня по 4 июля осадков не было, а приток суммарной радиации в условиях малооблачной и ясной погоды и максимальных высот солнца достигал 900 ккал/см^2 в сутки. Но альbedo чистого мелкозернистого слабо увлажненного снега в середине дня уменьшалось всего до 65%, так что радиационный баланс за день не превышал $180\text{--}200 \text{ ккал/см}^2$.

Были сделаны приближенные расчеты месячных величин радиационного баланса (в ккал/см^2) за те месяцы, когда наблюдения на Эльбрусе проводились в каждом из рассматриваемых лет:

	1958	1959	1962	1963
Июль	2,2	4,3	4,5	2,7
Август	4,1	2,3	3,4	1,9

Значительное сокращение радиационного тепла в основные месяцы периода абляции 1963 г. по сравнению с остальными годами было одной из главных причин малой интенсивности таяния. Другой существенной причиной замедления таяния явилось отсутствие летом 1963 г. длительных периодов ясной погоды.

Главной причиной интенсивного таяния летом 1962 г. были большие величины радиационного баланса, а также господство длительных периодов с типами погоды *A* и *K*. Так, за 9 ясных и малооблачных дней, следующих подряд, в июле 1962 г. стаяло 36% месячной величины таяния, а за 12 ясных дней в августе – 63% (рис. 2.16). Кроме того, большое таяние 1962 г. было обусловлено и высокими температурами воздуха: средняя температура периода абляции 1962 г., а также сумма положительных температур воздуха за этот период гораздо больше, чем за другие рассматриваемые годы.

Как видно из изложенного, влияние радиационного баланса и температурного режима воздуха на интенсивность таяния преломляется через типы погоды. При этом важны повторяемость и последовательность определенных типов, а также величины снегозапасов, накопленных на леднике за предыдущий период аккумуляции, от которых зависит, как скоро окажутся на поверхности более грязные слои старого снега и фирна, обладающие меньшим альbedo. Немалое воздействие на ход таяния оказывает фронтальный тип погоды, особенно когда он сопровождается обильным выпадением снега, так называемыми летними снегопадами.

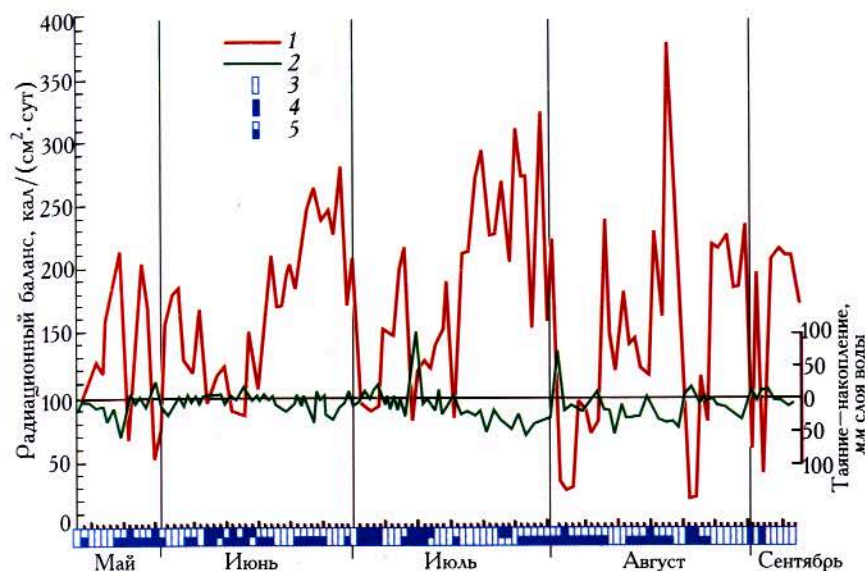


Рис. 2.16. Условия погоды на южном склоне Эльбруса в период абляции 1962 г.

1 – суточные суммы радиационного баланса, 2 – величины таяния – накопления, 3 – ясный день, 4 – пасмурный день, 5 – день с переменной облачностью

Изменение альbedo поверхности и роль летних снегопадов

Чередование типов погоды, а вместе с ними и интенсивности таяния ведет к непрерывному изменению альbedo поверхности снежного покрова, что прямо влияет на характер последующего таяния. Среди множества факторов, определяющих отражательные свойства снежной поверхности, можно различать внешние и внутренние (Кузьмин, 1957). К первой группе относятся факторы, не зависящие от свойств снега и его состояния: это угол наклона и спектральный состав радиации. Ко второй группе следует отнести строение и плотность поверхности, ее влажность и степень загрязненности, размеры и форму зерен.

Изменения спектрального состава приходящей радиации в течение дня, а также зеркального отражения в верхних слоях снега в зависимости от угла падения солнечных лучей служат причиной дневного хода альbedo многих видов снега. Как правило, минимальные значения альbedo наблюдаются в околополуденные часы, а в утреннее и вечернее время отражательная способность снега бывает

больше. Это свойство снега особенно ярко проявляется в период интенсивного таяния, когда в дневные часы поверхность снега намокает и становится серой, а вечером промерзает и покрывается коркой льда, имеющей более высокий коэффициент отражения.

Процессы снеготаяния приводят и к закономерному изменению отражательной способности снега в течение периода абляции. Зимой на поверхности горных ледников обычно залегает свежий мелкозернистый снег, альbedo которого составляет 75–85% и никогда не опускается ниже 60%. В начале периода абляции оно постепенно принимает значения 50–60%, а к концу лета снижается до 45 и иногда до 40%. Для любого горного ледника характерен годовой ход альbedo с минимумом в июле–августе. Например, на леднике Карабаткак средние месячные значения (в %) в апреле по октябрь изменялись следующим образом (Авсюк, 1953):

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Фирновая область	80	70	60	45	45	55	75
Язык ледника	80	70	40	25	20	40	70

На покровных ледниках из-за малой интенсивности таяния и меньшего количества обнаженных скал поблизости от ледника отражательная способность снега на протяжении всего года оказывается более высокой. Особенно больших величин достигает альbedo на Гренландском и Антарктическом ледниковых покровах. В прибрежных районах Антарктиды значения альbedo зимой превышают 90%, весной и осенью составляют 85–90%, а летом снижаются до 70–80%. Во внутренних районах материка, где таяние отсутствует, летнее уменьшение альbedo от 90 до 80% объясняется появлением поверхностных фирновых и ледяных корок.

Изменение условий и интенсивности таяния с абсолютной высотой приводит к различной отражательной способности снега в разных высотных поясах области аккумуляции одного и того же ледника. Так, по данным маршрутных актинометрических наблюдений на южном склоне Эльбруса с 10 часов 40 минут до 13 часов 9 июля 1963 г., альbedo снежной поверхности на разных высотах изменялось следующим образом:

Абсолютная высота, м	3680	3710	3770	3820	3850	3950	3970	4050
Альbedo, %	64	71	76	69	75	76	84	85

Как видно из этих данных, в июле в области аккумуляции южного склона Эльбруса можно выделить три высотных пояса, различающихся значениями альbedo и соответственно интенсивностью таяния: ниже 3700 м (сильное таяние), от 3700 до 3950 м (среднее таяние) и выше 3950 м (слабое таяние).

По материалам, полученным на Эльбрусе, была проанализирована отражательная способность снега в чрезвычайно благоприятное лето 1962 г. и, наоборот, крайне неблагоприятное лето 1963 г. Оказа-

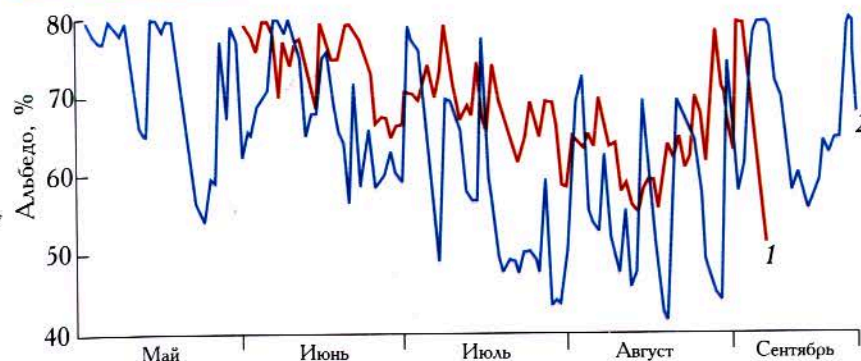


Рис. 2.17. Изменение средних суточных величин альbedo на южном склоне Эльбруса в периоды абляции 1962 г. (1) и 1963 г. (2)

лось, что в июле 1962 г. значения альbedo менее 60% наблюдались в 62% случаев, а в августе — в 74% случаев, из них половина дней пришлось на альbedo со значениями ниже 50%, что свидетельствует о большой загрязненности фирна в этот период. Ни в один из летних дней 1963 г. альbedo не опускалось ниже 50%, а в июле и августе — наиболее теплых месяцах — преобладали значения от 61 до 70%.

Для режима фирновых областей ледников характерны скачкообразные колебания альbedo от одного дня к другому, обусловленные выпадением твердых осадков (рис. 2.17). Эти колебания тем значительнее, чем больше загрязнена подстилающая поверхность, т.е. чем интенсивнее происходит таяние снега и фирна. В 1962 г. уже начиная с конца мая рост и падение альbedo за сутки достигали 15–20%. Особенно заметны суточные скачки альbedo в первой половине июля и в течение всего августа. Наоборот, летом 1963 г., когда альbedo менялось в пределах 60–70%, суточные колебания его значений не превышали 10%.

Летние снегопады играют в режиме ледников двойную роль. С одной стороны, это источник летнего питания ледников, а с другой — фактор, существенно влияющий на их таяние. Еще Л.А. Варданянц (1935) отмечал, что летние снегопады служат решающим фактором существования области питания кавказских ледников на высотах 3500–3700 м. Если бы питание ледников ограничивалось только зимой, то снеговая линия на Кавказе находилась бы на высоте 4500 м. Варданянцу удалось выяснить, что на Центральном Кавказе на высотах 3000–3500 м в самые теплые месяцы не менее 10–15% всего времени занято снегопадами и метелями и не менее 25–35% времени поверхность покрыта свежим снегом.

Влияние летних снегопадов на таяние ледников Алтая изучал М.В. Тронов (1964). Он установил, что из-за снегопадов период абляции на ледниках Актру, длящийся 80–110 дней, в 1957 г.

сократился на 25–30 дней, в 1958 г. – на 15–20 дней, в 1960 г. – на 12–18 дней. Самый сильный снегопад (25–27 августа 1957 г.) сократил период абляции на 20 дней; за это время потери солнечной радиации вследствие отражения от свежеснежного покрова составили примерно 6000 кал/см^2 вместо обычных 2000. В целом абляция 1957 г. оказалась на 1/7 меньше средней многолетней величины.

Г. Тольнер (Tollner, 1959) связывает замедление отступления крупных ледников и даже случаи наступания небольших ледников Восточных Альп с увеличением повторяемости летних снегопадов вдвое. По мнению В. Куна (Kuhn, 1960), увеличение аккумуляции в фирновых бассейнах ледников Центральной и Восточной Швейцарии в 1959/60 г. также связано с учащением снегопадов. По данным Куна, в массиве Сильвретта сумма зимних осадков за 1959/60 г. была ниже нормы, а аккумуляция только за счет летних снегопадов составила 160 мм из 650 мм за год.

Особенно велико влияние летних снегопадов в конце периода абляции, так как выпадающий в это время снег покрывает большие площади обнаженного льда с низким альбедо. Нередко свежий снег, отложенный на леднике в августе, так и не успевает стаять до конца лета, и этот снегопад по существу становится началом нового периода аккумуляции. Именно так и произошло на ледниках Актру в Алтае после обильного снегопада 25–27 августа 1957 г. Но особенно часто снегопады прекращают абляцию на ледниках, находящихся в условиях морского климата и получающих обильные осадки. Во время похолоданий в конце лета, связанных с глубокими циклонами, в областях аккумуляции, а иногда и в областях абляции этих ледников вместо обычных здесь дождей проходят сильные снегопады. В 1961 г. на ледоразделе ледников Хаббард и Каскауолш, лежащих на хр. Св. Ильи на Аляске, на высоте 2600 м период абляции закончился 9 августа, когда в течение 72 часов выпало 48 см снега, или 134 мм в слое воды (Wood, 1964).

Для изучения роли летних снегопадов в режиме ледников мы поставили специальные наблюдения на Эльбрусе и на Центральном Туюкусском леднике в Заилийском Алатау. Было выяснено, что после достаточно сильных снегопадов или их серии весь ледник покрывается слоем свежего снега, толщина которого уменьшается по направлению от области питания к концу ледника, а плотность, наоборот, возрастает. В связи с этим водозапас в свежеснежном покрове изменялся с высотой мало, но лишь до того уровня, где снег еще не растаял. Ниже этого уровня слой свежего снега значительно меньше, что объясняется не столько разницей в количестве выпавших осадков, сколько характером поверхности, на которую ложится снег.

Весьма важно влияние летних снегопадов на сокращение площади стаивания зимнего снега и льда. В период абляции граница сезонного снега на леднике постепенно сдвигается вверх. Скорость этого вос-

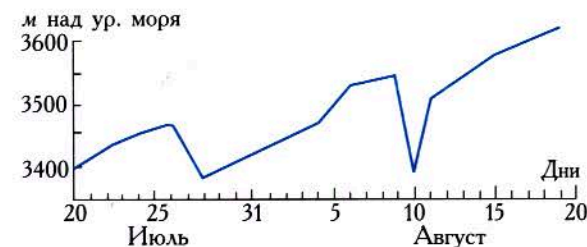


Рис. 2.18. Изменение высоты границы сезонного снега на леднике Центральный Туюксу (Заилийский Алатау) летом 1964 г.

ходящего движения может быть различной в зависимости от абсолютной высоты границы, количества отложенного зимой снега и текущих метеорологических условий. На фоне общего поднятия после каждого сильного снегопада происходит резкое опускание границы сезонного снега (рис. 2.18), а прежнее ее положение восстанавливается в разные сроки главным образом в зависимости от продолжительности и интенсивности прошедшего снегопада. Примером может служить 10 августа 1964 г., когда за одну ночь благодаря сильному снегопаду граница сезонного снежного покрова на леднике Центральный Туюксу снизилась более чем на 150 м. Даже в условиях наступившей затем теплой и безоблачной погоды понадобилось почти 5 дней на восстановление ее прежней высоты.

Подобные периодические опускания границы сезонного снега в теплое время приводят к тому, что к концу периода абляции она занимает положение на несколько десятков, а то и сотен метров ниже средней многолетней высоты фирновой линии. Наоборот, в те летние периоды, когда снегопадов почти не бывает, граница сезонного снега оказывается на 100 м и более выше ее среднего многолетнего положения. При этом следует подчеркнуть, что положение границы сезонного снега в конце теплого сезона на 100 м выше фирновой линии оказывает значительно большее влияние на режим ледника, чем положение ее на те же 100 м ниже среднего: в обширных пологих областях питания долинных ледников открываются большие площади для абляции.

Детальные наблюдения на Эльбрусе летом 1962 г. показали (Лосева, 1964), что за период абляции, длившийся с 19 мая по 15 сентября, т.е. 120 дней, было 60 дней с твердыми осадками (в часах общая продолжительность снегопадов и метелей составила 20% всего времени). Из числа снегопадов, зарегистрированных снегоъемкой, более 2/3 отлагали слой снега менее 10 мм (в слое воды), а один – более 100 мм (рис. 2.19). Общая продолжительность таяния свежего снега составила 29 дней, средняя интенсивность таяния свежего снега

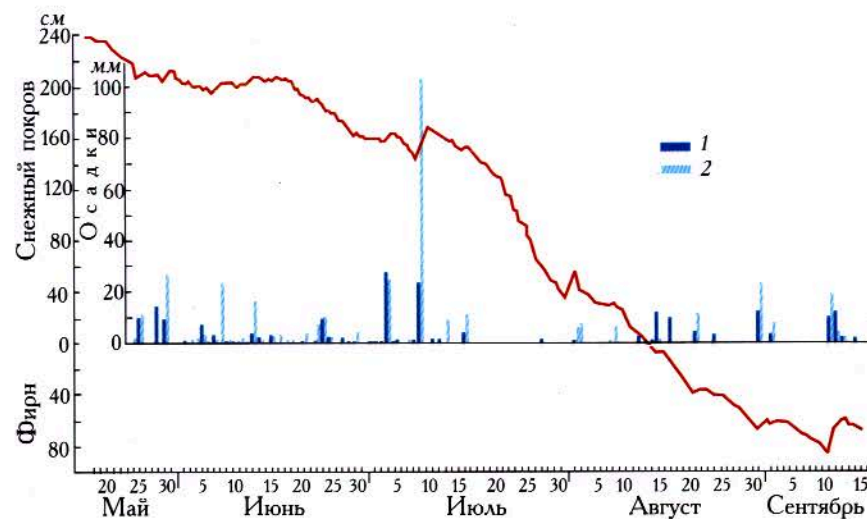


Рис. 2.19. Изменение толщины снега и фирна и количества выпавших осадков на нижнем фирновом поле Эльбруса в период абляции 1962 г. 1 – осадки по осадкомеру, 2 – осадки по данным снегосъемки

была равна 17 мм/сут, что вдвое меньше интенсивности таяния старого снега (в среднем 38 мм/сут). Эта разница в ходе таяния имеет место не только благодаря изменению альбедо, но и в результате влияния погоды, которая устанавливается после снегопадов (сохранение в течение 3–5 дней после сильных снегопадов облачности с небольшими осадками). В качестве примера влияния летнего снегопада приведем изменение условий таяния после выпадения большого количества твердых осадков в мае 1962 г.:

Дни мая	18	19	20	21	22	23
Альбедо, %	80	74	68	63	57	51
Радиационный баланс, кал/(см ² ·сут)	75	100	112	128	114	
Понижение поверхности за день, см	1,3	1,6	3,7	4,0	4,8	

Удлинение периода аккумуляции за счет дней с приростом снега в период таяния составило 42 дня. Общее сокращение периода таяния за счет снегопадов составило 71 день (из 120); в течение этого времени область питания ледника была покрыта свежим снегом, который таял. Это равносильно сохранению около 190 г/см² зимнего снега и фирна, тогда как за весь период абляции стаяло всего 140 г/см² зимнего снега и прошлогоднего фирна.

Период абляции на Эльбрусе в 1963 г. был еще короче. Он начался 24 июня и закончился уже 2 сентября (рис. 2.20), т.е. длился всего 71 день, из которых таяние старого снега продолжалось всего 33 дня.

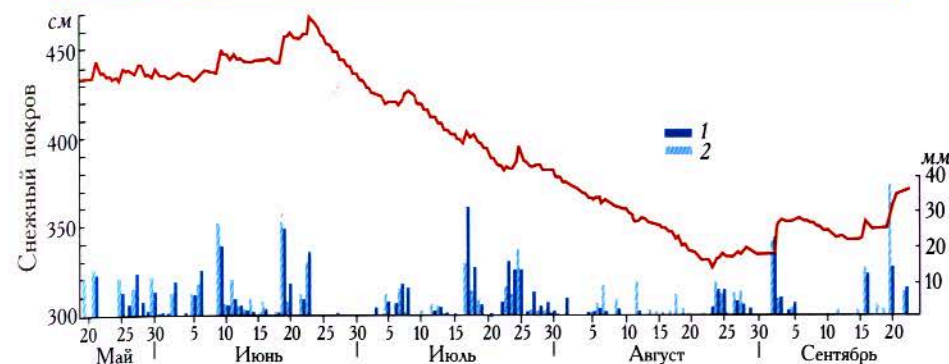


Рис. 2.20. Изменение толщины снега и количества выпавших осадков на нижнем фирновом поле Эльбруса в период абляции 1963 г. 1 – осадки по осадкомеру, 2 – осадки по данным снегосъемки

За это время стаяло 61 г/см² снега, отложенного зимой, тогда как могло стаять еще 160 г/см². Таким образом, несмотря на различие интенсивности абляции летом 1962 и 1963 гг., летние снегопады сокращали величину возможного таяния более чем вдвое. Отсюда ясно, насколько были правы Л.А. Варданянц, М.В. Тронов и другие авторы, придающие летним снегопадам такое большое значение в режиме и самом существовании ледников.

Особая роль испарения. «Кающиеся снега и льды»

Для большинства ледников испарение не характерно, поскольку температура поверхности льда и снега не может подняться выше 0 °С даже при высоких температурах воздуха, отчего влажность приповерхностного слоя обычно меньше влажности воздуха. Однако так бывает далеко не всегда.

С понижением температуры при неизменной абсолютной влажности или с уменьшением влажности удельный вес испарения в процессе абляции несколько возрастает. Подобные условия складываются в холодных и сухих областях полярных ледниковых покровов, с одной стороны, и на больших высотах – с другой. В последнем случае испарению способствует и низкое атмосферное давление, поскольку в разреженном воздухе диффузия газов происходит интенсивнее.

В полярных областях испарение с поверхности снега достигает наибольших величин на крутых склонах ледниковых покровов, где большую часть времени господствуют стоковые ветры. Как правило,

при возрастании скорости ветра (до известного предела) интенсивность испарения увеличивается. К тому же стоковые ветры часто приобретают характер фёна: адиабатическое нагревание спускающегося по склону воздуха сопровождается уменьшением его относительной влажности. Когда дуют стоковые ветры, наблюдается наибольшее различие влажности между прибрежными и внутриматериковыми районами в Антарктиде; за короткое время относительная влажность воздуха при сильном стоковом ветре может уменьшиться на 40–50%. Все это вызывает усиленное испарение с поверхности снега и льда.

Испарение в прибрежных районах Антарктиды продолжается в течение всего года, однако зимой интенсивность его крайне невелика. В целом за год, как показывают подсчеты Н.П. Русина (1961), испарение с поверхности снега в ветреных прибрежных районах Антарктиды может превышать 200 мм, но по мере удаления от берега величина его быстро уменьшается и уже в 300 км от берега в целом за год преобладает конденсация. Испарение относительно невелико в центральных районах континента и на поверхности шельфовых ледников.

Высоко в горах, особенно в тропических и внутриконтинентальных областях, воздух очень сух. По наблюдениям Р.Д. Забиров (1955), относительная влажность воздуха на Памире в 13 часов была равна всего 15–30%. В таких условиях таяния не бывает и при очень высоких положительных температурах (до нескольких градусов); на больших высотах в Андах таяние отсутствует даже при температуре 15 °C (Lliboutry, 1956). В этих случаях тепловая энергия затрачивается на испарение, и снег в высокогорьях Памира, Анд и подобных районов иногда сходит, почти не давая стока. Такая же картина наблюдалась ранней весной в некоторых горных районах Восточной Сибири, например в массиве Буордах (Попов, 1954).

Величины испарения на высокогорных ледниках могут быть самыми разными. При наиболее благоприятных для испарения условиях погоды в фирновых областях Альп (Hoinkes, Rudolph, 1962) и Кавказа за сутки может испариться до 1 мм снега (в водном эквиваленте), однако такие условия здесь складываются крайне редко. В горах Средней и Центральной Азии величины испарения 1 мм/сут более обычны. На одном из ледников Китая, лежащем в истоках р. Урумчи, испарение в среднем за июль составило 0,65 мм/сут, в фирновой области ледника Федченко на высоте 4900 м испарение в период абляции равнялось 1,4 мм/сут, еще больших величин оно достигало на леднике Диамир (на высотах более 4700 м), находящемся в массиве Нанга-Парбат (Wagner, 1962).

Интенсивному испарению обязаны своим возникновением «снега кающихся», широко распространенные в Андах, на Килиманджаро, на Памире и встречающиеся также в Гренландии, Исландии,

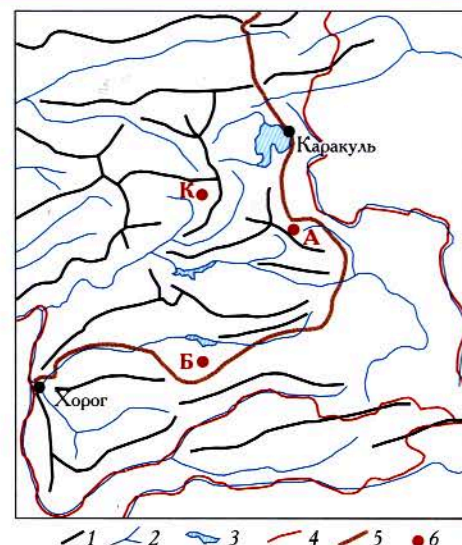


Рис. 2.21. Районы исследования «кающихся» на Памире
1 – хребты, 2 – реки, 3 – озера, 4 – государственная граница, 5 – автомобильная дорога, 6 – районы исследований: К – урочище Кокджар, А – ледник Акбайтал, Б – ледник Бакчигир

Антарктиде. В 1969–1973 гг. мы совместно с И.М. Лебедевой провели на Памире широкие исследования этого феномена, вскрывшие механизм формирования «кающихся» и их важное индикационное значение.

Раньше нас детальные исследования «кающихся» провел Л. Ллибутри (Lliboutry, 1954, 1956), который на основе своих наблюдений в Южной Америке пришел к выводу, что главную роль в их возникновении играют высокая интенсивность солнечной радиации и сильное испарение в условиях высокогорья. Другие исследователи объясняли возникновение в Центральной Азии «кающихся» усиленным таянием заморенных участков льда (Kraus, 1966). Первые исследователи Памира считали, что «кающиеся» образуются в результате эрозионной деятельности поверхностного стока во время таяния ледников (Марков, 1936).

Ближе всего к объяснению механизма формирования «кающихся» подошел Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956), назвавший в числе главных причин сильную солнечную радиацию, умеренно холодный и очень сухой воздух и начальную неоднородность поверхности. Прав был он также и в том, что усиленное таяние в углублениях между «кающимися» вызывается уменьшением потерь на испарение и эффективное излучение. Однако Ллибутри не упомянул, что главным условием



Рис. 2.22. «Кающиеся» на леднике Акбайтал (Восточный Памир, 5100 м) в сентябре 1971 г.

образования этих форм является явное преимущество в таянии наиболее облучаемой солнцем поверхности.

Мы провели наблюдения и измерения на ледниках Акбайтал и Бакчигир и на снежниках в урочище Кокджар на Восточном Памире (рис. 2.21). Исследования выполнялись на высотах 4900–5100 м. Общность изученных «кающихся» заключалась в одинаковом угле наклона – 70–75°, ориентировке на юг (рис. 2.22), а также явной увлажненности только южной стороны и углублений между ними. Но в разные годы и на различных ледниках высота «кающихся» изменялась от нескольких сантиметров до 1 м, не оставалось одинаковым и количество их на единицу площади. Углубления между «кающимися» были обычно сильно загрязнены, но иногда их поверхность бывала и совершенно чистой.

Общеизвестно, что если составляющие радиационного баланса можно измерить с достаточной точностью, то определить турбулентные потоки весьма трудно. С учетом этого были проведены непосредственные измерения испарения весовым способом (Лебедева, 1972). По известным величинам испарения и соответствующим градиентам влажности были получены численные значения интегральной характеристики условий вертикального переноса. Затем по ним и градиенту температуры в приледниковом слое воздуха был вычислен турбулентный теплообмен.

На леднике Бакчигир в августе 1972 г. удалось увидеть зарождение и первую фазу развития «кающихся». Этот ледник находится на высотах около 5000 м в очень суровом и пустынном районе Памира. Он окружен сравнительно невысокими хребтами и потому хорошо доступен ветрам свободной атмосферы.

Первые дни августа были довольно теплыми и тихими. Снег стаивал по 4 см в сутки. Но 6 августа небо затянуло облаками и прошел снегопад. После этого наступил период солнечной, холодной, сухой и ветреной погоды. Температура воздуха ночью опускалась до –10, –12 °С. Днем она доходила до 2–3° тепла, но иногда не поднималась выше 0,5 °С. Сильный ветер дул постоянно, достигая в ночные и утренние сроки 8–10 м/с. Порывы ветра были еще сильнее. Таяние было очень слабым. При малой закрытости горизонта солнце освещало ледник с 6 часов утра до 6 вечера. Суммарная радиация в полдень в среднем была равна 1,70 кал/(см²·мин), причем на 93% она состояла из прямой. Альбедо поверхности днем было 40%, а утром и вечером 50–55%.

Суммарная радиация составила 790, а поглощенная – 450 кал/см² в сутки. Это количество энергии – одно из самых больших, полученных к тому времени когда-либо на ледниках. Многие авторы связывают интенсивность таяния с величинами поглощенной радиации. Приведенные расчеты показывают, что в данных условиях, а они характерны для большей части гляциальной зоны, такой зависимости не существует. В соответствии с величинами поглощенной радиации 450 кал/(см²·сут) интенсивность таяния должна была бы составить 55 мм в слое воды, в действительности его не было совсем. Вся энергия солнечной радиации, а также небольшое количество тепла в результате турбулентного теплообмена (20 кал/см² в сутки) расходовались на эффективное излучение и испарение, сумма которых составила 470 кал/(см²·сут), где 77% приходится на величину E , а 23% – на LE .

Эффективное излучение достигло 360 кал/(см²·сут), так как собственное излучение ледника почти совсем не компенсировалось встречным излучением атмосферы, которое было мало из-за отсутствия облаков, очень низкой температуры и влажности воздуха. Затраты тепла на испарение составили 110 кал/(см²·сут). Из рис. 2.23 можно видеть, что днем солнечной энергии поступало больше, чем требовалось на эффективное излучение и испарение. Однако ее избыток расходовался не на таяние, а на прогревание ледника, выхолаженного в результате этих процессов в вечернее, ночное и утреннее время. Но было очевидно, что таяние на леднике происходит. Его единственным резервом была прямая радиация, поступающая к микросклонам, расположенным благоприятно к солнечным лучам.

Ни одна естественная поверхность не бывает идеально горизонтальной. Несомненно, что даже очень гладкий снежный покров на самом деле состоит из множества незаметных неровностей, а следо-

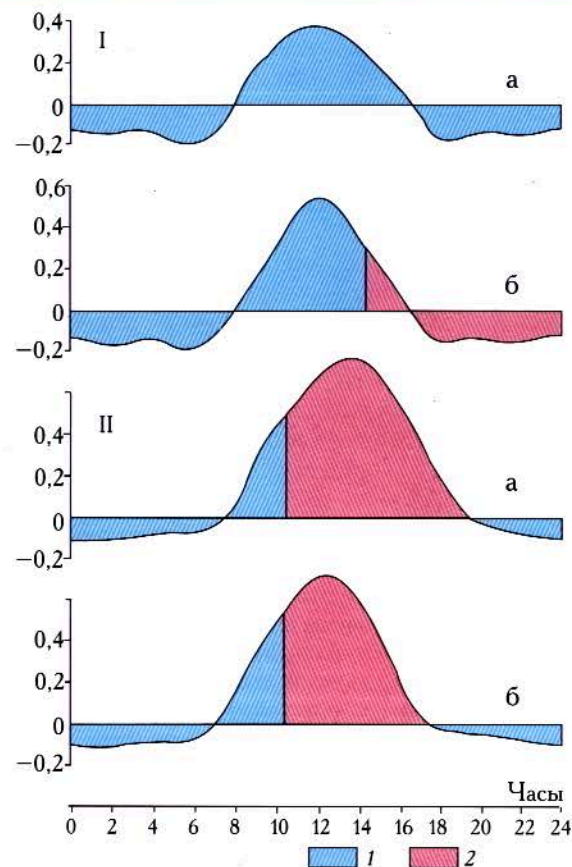


Рис. 2.23. Суточный ход теплового баланса, $\text{ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$, на леднике Бакчигир с 7 по 15 августа (I) и со 2 по 5 августа (II) 1972 г. на горизонтальной поверхности (а) и на поверхности, перпендикулярной к полуденному солнцу (б)
1 – выхолаживание и прогревание, 2 – расход тепла на таяние

вательно, и микросклонов различной крутизны и ориентировки. При движении солнца по небосклону перпендикулярными лучами последовательно освещаются различные поверхности.

В первые дни после установления ясной, сухой и холодной погоды никаких изменений поверхности замечено не было. Но затем вся поверхность ледника оказалась разрезана каналами глубиной 10–15 см на тончайшие пластины, ориентированные на юг и наклоненные на 70° к горизонту (рис. 2.24, а). Это означает, что мельчайшие углубления, раз возникнув, начинают саморазвиваться за счет следующих изменений в структуре теплового баланса. Прежде всего изменя-

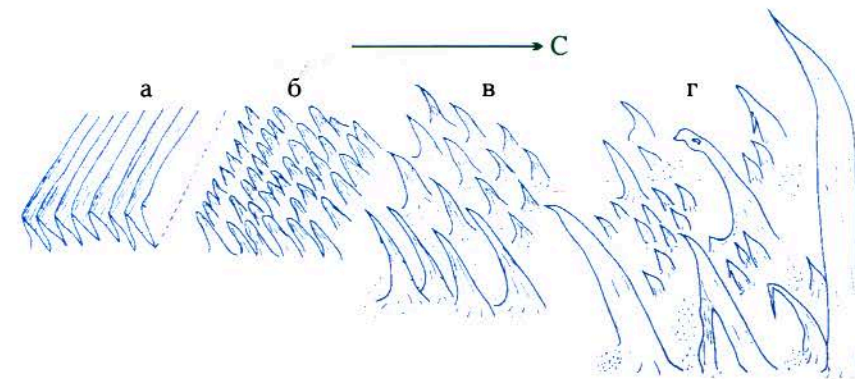


Рис. 2.24. Разные стадии формирования «кающихся»
Разъяснения в тексте

ется альбедо их дна; только из-за увлажнения оно понижается примерно на 10%, что приводит к усилению таяния благодаря росту солнечной радиации с 3 до 15 мм в слое воды в день. Подобный процесс обеспечивает углубление поверхности фирна, перпендикулярной к солнечным лучам в 12 часов на 3 см в день. Этим и объясняется, что иногда встречаются «кающиеся» без признаков загрязнения. Но в большинстве случаев поверхность между «кающимися» сильно загрязнена, так как углубления служат ловушками для минеральных частиц, сдуваемых с обнаженных участков склонов. Вследствие загрязнения и увлажнения альбедо дна углублений может уменьшаться на 15–30%, тогда как на горизонтальной поверхности оно остается по-прежнему высоким.

По мере формирования «кающихся» таяние, по-видимому, замедляется, так как поступление прямой радиации на поверхность между ними уменьшается из-за увеличения закрытости горизонта для этих микроучастков. Таким образом, структура теплового баланса на вершинах и гребнях «кающихся» и на тающей поверхности между ними оказывается различной при одних и тех же условиях погоды.

По расчетам, при полном отсутствии таяния горизонтальной поверхности на участках, ориентированных в направлении солнечных лучей в полдень, таяние может достигнуть 20–30 мм/день в слое воды. Именно о такой его интенсивности свидетельствуют прекрасно выраженные горизонтальные ребра на северных склонах «кающихся» (рис. 2.25), которые отмечают уровень ледяной корочки, образующейся на лужицах после захода солнца и не полностью стаивающей в течение следующего дня.

Из сказанного следует, что для начала образования «кающихся» требуется достаточно низкое альбедо фирна или снега. В противном

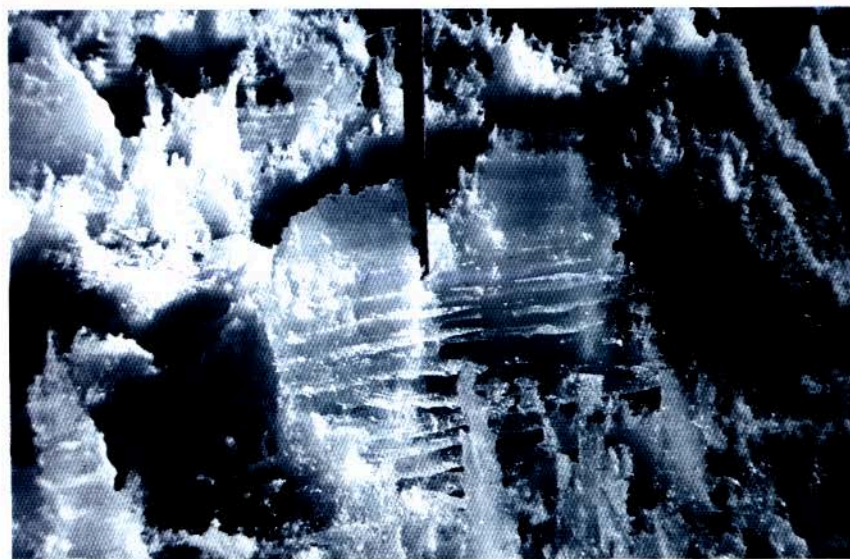


Рис. 2.25. Ребристость «кающихся» на леднике Бакчигир в августе 1973 г.

случае таяния не будет даже на поверхностях, перпендикулярных к полуденным солнечным лучам. Именно этим объясняется то обстоятельство, что «кающиеся» располагаются в определенном высотном поясе, верхняя граница которого обуславливается значением альбедо фирна 40–50%. В более низких широтах образование «кающихся» может начаться на фирне с альбедо более высоким, чем наблюдавшееся нами. При высоте солнца 90° и прозрачности атмосферы, близкой к идеальной, на поверхность, перпендикулярную полуденным солнечным лучам, поступает около $1000 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$ (Лебедева, 1971), и «кающиеся» могут образовываться при альбедо 50–60%.

При сохранении солнечной, холодной и сухой погоды в течение двух летних месяцев даже на широтах около 40° могут возникнуть «кающиеся» высотой 2,5–3 м. Однако на Памире и в других горах Средней Азии не бывает длительных периодов холодной и солнечной погоды. Она устанавливается после холодных вторжений арктического воздуха или воздуха умеренных широт с запада, севера или северо-запада в обширную область пониженного давления, именуемую термической депрессией.

Погода во время термической депрессии наблюдалась на леднике Бакчигир 2–5 августа 1973 г. Прямая радиация в это время составляла около 72% суммарной, а рассеянная радиация была равна $225 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$, что втрое больше, чем в последующий период образования «кающихся». Турбулентный теплообмен был незначи-



Рис. 2.26. Многолетняя форма «кающихся», напоминающая очковую змею, на леднике Акбайтал в сентябре 1971 г.

тельно больше, но намного уменьшился расход тепла на эффективное излучение, $-168 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$, и испарение, $-22 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$. Такая структура теплового баланса была обусловлена значительным развитием облачности, усилившей рассеяние радиации, высокой температурой (днем до 6° , ночью до -4°C) и слабыми ветрами, не превышавшими 4 м/с .

Благодаря уменьшению расхода тепла на излучение и испарение, таяние происходило на поверхности любого наклона и ориентировки (см. рис. 2.23, II), благодаря чему поверхность нивелировалась. Пластину фирна, образовавшиеся во время холодной солнечной погоды, впоследствии, когда устанавливается термическая депрессия, оказываются расчленены, а мелкие образования стают полностью (см. рис. 2.24, б). Самые крупные «кающиеся», уже получившие наклон и форму, вдоль которой скользят солнечные лучи, продолжают увеличиваться в высоту за счет более сильного таяния окружающей поверхности и укрепляться за счет сосулек и намерзания воды в основании фигуры (см. рис. 2.24, в). В самой тонкой их части, на вершине, протавиваются отверстия (рис. 2.26).

Таким образом, при уменьшении расхода солнечной энергии на эффективное излучение и испарение и увеличении турбулентного теплообмена происходит уничтожение мелких форм и упрочнение крупных. Дальнейшее изменение структуры теплового баланса в том

же направлении приведет к тому, что эффективное излучение войдет в приходную часть баланса, испарение сменится конденсацией, а турбулентный теплообмен усилится. В результате при таком же количестве прямой солнечной радиации, которое обеспечивало образование «кающихся», они будут полностью уничтожены таянием. Однако условия погоды, приводящие к такой структуре теплового баланса, на высотах 5000 м на Памире бывают лишь в редких случаях, при очень глубокой и длительной термической депрессии. Такие условия типичны для более низких уровней гляциальной зоны, где «кающихся» поэтому не бывает.

Другой мощный фактор разрушения «кающихся» – таяние зимнего снежного покрова. Так, благодаря очень теплой погоде в июле 1973 г. сезонный снег интенсивно таял, а сток шел под снегом по ледяной поверхности 1971 г. «Кающиеся», которые мы видели в сентябре 1971 г., были размыты и разрушены; уцелели только самые крупные (см. рис. 2.24, з).

Таким образом, в горах Средней Азии образование «кающихся» происходит во время развития антициклонального поля в заключительной фазе холодных вторжений и начальной стадии трансформации. По данным равнинных метеостанций, доля каждого из двух основных типов циркуляции – термической депрессии и вторжений – составляет соответственно 8 и 58% времени теплого полугодия (Хлопчатник..., 1957). Однако на Памире в период интенсивной абляции, т.е. в июле и августе, соотношение между термическими депрессиями, вторжениями и антициклональным полем иное (табл. 2.12).

Таблица 2.12
Соотношение различных типов погоды на Памире в июле–августе, по данным метеостанции Каракуль (3930 м над ур. моря), %

Год	Термическая депрессия	Вторжения	Антициклональное поле
1969	34	42	24
1970	34	29	37
1971	18	32	50
1972	21	43	36
1973	37	24	39
Среднее	29	34	37

Во время термических депрессий происходит интенсивное таяние с тенденцией выравнивания поверхности, а в период вторжений оно ослабевает или прекращается совсем и выпадает снег. Поэтому условия, когда возможно образование «кающихся», в июле и августе бывают примерно в течение 24 дней. При средней интенсивности селективного таяния 30 мм/сут в водном эквиваленте «кающиеся» во льду достигают высоты 70 см, а на фирне – 1,5 м. В отдельные годы с особенно благоприятными условиями, как это было в 1971 г. (см. табл. 2.12), они могут иметь и большие размеры.

До сих пор я говорил о процессах таяния на Памире на высоте 5000 м. Очевидно, с дальнейшим подъемом и уменьшением температуры воздуха таяние прекращается не только во время вторжений, сопровождающихся сильной облачностью и осадками, но и в последующий период холодной ясной погоды. Единственным типом циркуляции, когда сохраняются условия для образования «кающихся», становится термическая депрессия в период ее максимального развития. Но поскольку на долю термической депрессии приходится значительно меньше времени, чем на антициклональное поле (всего 29% в июле и августе), то с увеличением абсолютной высоты размеры «кающихся» уменьшаются. Кроме того, в высоких фирновых областях их образованию мешает большое альbedo поверхности.

Таким образом, «кающиеся» могут формироваться при разных количествах солнечной радиации, на всех широтах, но при условии, что поступление тепла несколько больше его расхода только на поверхность, перпендикулярную полуденным солнечным лучам. Поэтому угол наклона «кающихся» соответствует максимальной высоте солнца в тот период, когда они формируются.

В тропиках полуденным солнечным лучам перпендикулярна горизонтальная поверхность, поэтому при образовании «кающихся» не тает никакая другая, кроме нее, а сами фигуры становятся вертикальными (рис. 2.27). К северу и югу угол наклона «кающихся» уменьшается. В средней полосе России на поверхности снежного покрова в марте появляются «кающиеся», наклоненные к горизонту под углом около 55°. На широте полярного круга при максимальной высоте солнца угол «кающихся» составляет примерно 45°. Соответственно к полюсам уменьшается и высота «кающихся».

Решающими условиями для образования «кающихся» служат громадное преобладание прямой радиации над рассеянной, малая величина турбулентного теплообмена (который может быть и отрицательным) и большая отдача тепла в результате эффективного излучения и испарения.

Большие коррективы в процесс образования «кающихся» вносят циркуляционные процессы, приостанавливая их развитие при облачности и осадках и деформируя или полностью уничтожая при

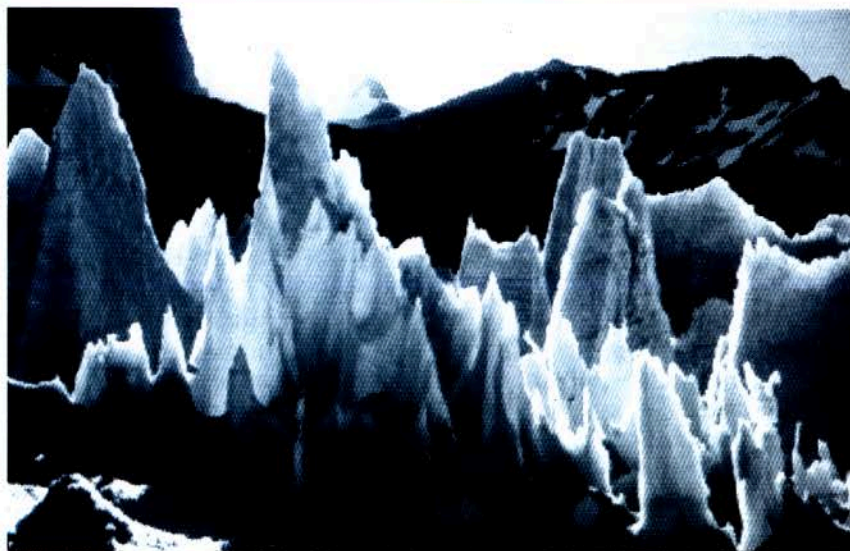


Рис. 2.27. «Кающиеся» на Аконкагуа

потеплениях. Поэтому наиболее благоприятны условия образования «кающихся» в континентальных горных странах субтропических и тропических широт на больших высотах.

При переходе в высокие широты зоны «кающихся», как и вообще зоны таяния, спускаются на все более низкие уровни, где меньше прозрачность атмосферы и интенсивность прямой солнечной радиации. Вот почему по направлению к полюсам уменьшается не только угол наклона и высота «кающихся», но и скорость их образования.

Величина и форма «кающихся» могут служить индикатором предшествующих условий таяния. Поле «кающихся» идентичной формы, с одинаково хорошо выраженным углом наклона и достаточно длинным ребром по теневой стороне свидетельствует о длительном периоде антициклональной погоды. Разобщенность «кающихся», разнообразие в их величине говорят о прерывистости их развития.

«Кающиеся» следует отличать от таких неровностей ледниковой поверхности, как сераки или блоки льда, возникающие при сдвехах, хотя при некоторых условиях внешне они оказываются похожими. Ледяные блоки на пульсирующих ледниках могут быть разных размеров. Характер изменений их формы после подвижки зависит от структуры теплового баланса в период абляции. На низко спускающихся ледниках, таких как Медвежий на Центральном Памире, где за сезон абляции стает до 8 м льда, разбитый на глыбы язык

ледника полностью выравнивается через несколько лет, и формы, похожие на «кающиеся», исчезают. При подвижках более высоких ледников блоки льда сохраняются долгие годы и могут приобретать вторичную форму «кающихся» под влиянием процессов, рассмотренных выше. Именно так выглядит ледник Октябрьский на Восточном Памире, где К.К. Марков (1936) описал «кающиеся» на высоте 4500 м. Однако в действительности это видоизмененные блоки льда, первоначально возникшие при подвижке, а сам ледник, по-видимому, относится к классу пульсирующих.

Не имеют ничего общего «кающиеся» и с сераками – глыбами льда, образующимися на ледопадах. Однако если на леднике Федченко сераки, распространенные на высотах 3000–3500 м, имеют гладкую поверхность, и их трудно спутать с «кающимися», то на леднике Октябрьском сераки покрыты «кающимися», поскольку находятся на 1500 м выше.

Итак, «кающиеся» представляют собой формы избирательного таяния снега и льда в условиях солнечной, сухой, умеренно холодной погоды, приводящих к большим отрицательным величинам длинноволнового баланса и затратам тепла на испарение. При этом таяние происходит за счет некоторого избытка тепла лишь на поверхностях, перпендикулярных солнечным лучам при наиболее высоком стоянии солнца. Такие условия складываются на разных абсолютных высотах в зависимости от широты местности, но зона развития «кающихся» весьма изменчива по высоте из-за изменений циркуляционных процессов от года к году и в течение периода абляции.

Вот почему «кающиеся» не занимают неизменного положения в ледниковой зоне и не служат характерным признаком определенных климатических условий, господствующих здесь, как это принято считать. Но они играют важную индикаторную роль, так как характеризуют условия погоды в период, непосредственно предшествовавший их образованию. Поэтому, имея представления о величине «кающихся», их однородности и выраженности по аэрофотоснимкам крупного масштаба, перспективным фотографиям или непосредственным наблюдениям, можно с большой достоверностью судить о погоде, господствовавшей здесь в период перед наблюдениями, а иногда в течение всего лета и в предшествующую весну. А это очень важно в высокогорье, где метеорологические наблюдения, как правило, не ведутся.

Таяние и абляция снежного покрова

Длительность периода между началом таяния и абляции снежного покрова зависит, помимо метеорологических условий, от количества

и строения отложенного зимой снега, запаса холода в снежной толще, уклона поверхности. На плоских фирновых бассейнах высоко в горах или на ледниковых куполах этот срок может быть равен 10–15 дням и более (в зависимости от погоды). Из-за этой задержки различия между величинами таяния и абляции тем больше, чем холоднее снежно-фирновая толща, чем больше снега (в особенности плотного и неоднородного) было накоплено зимой, чем более полого поверхность фирнового бассейна.

Особенно велико в разные годы несоответствие между величинами таяния и абляции вблизи фирновой линии, где один и тот же участок поверхности в один год принадлежит к области аккумуляции ледника, а в другой – к области абляции. В таких местах фактическая величина абляции зависит от того, лежит ли под слоем сезонного снежного покрова монолитный лед, по которому быстро налаживается сток, или на этом уровне оказывается инфильтрационный фирн прошлого года, впитывающий большое количество талой воды. Так, на куполе Чурляниса (Земля Франца-Иосифа), несмотря на почти одинаковую интенсивность таяния летом 1948 и 1959 гг., абляция в 1948 г. была в два с лишним раза меньше, что объяснялось значительной аккумуляцией в 1947/48 и 1946/47 гг., в результате чего на льду накопился некоторый запас фирна, впитывающего талую воду (Оледенение Земли..., 1973).

Таким образом, существенное влияние на абляцию оказывают условия аккумуляции предшествующей зимы (Оледенение Земли..., 1973; Hoinkes, Rudolph, 1962; Meier, 1961). Это влияние двояко. С одной стороны, следствием повышенного снегонакопления служит более высокое значение альбедо поверхности снега, особенно в первую половину теплого периода, что приводит к уменьшению радиационного баланса и сокращению таяния. С другой стороны, снежный покров большой толщины задерживает часть появившейся в результате таяния воды, отчего абляция еще больше уменьшается.

Помимо величины аккумуляции, некоторое значение для последующего таяния имеют ветровые условия зимы. Откладывающиеся во время сильных метелей мощные горизонты плотного снега сравнительно долго насыщаются водой и тем самым задерживают абляцию. Но иногда в горах возникают очень сильные ветры, сносящие мелкозем с окружающих склонов. В таком случае на леднике откладываются горизонты бурого снега, который при вытаивании имеет сравнительно небольшое альбедо, что способствует усилению таяния. Благодаря песчаной буре, случившейся в апреле 1962 г., абляция летом этого года на некоторых ледниках Австрийских Альп протекала интенсивнее обычного (Slupetzky W., Slupetzky H., 1963). Точно так же усилению абляции летом 1962 г. на ледниках Эльбруса способствовали две пыльные бури, случившиеся во второй половине зимы 1961/62 г.

Неравномерное снегоотложение в областях абляции ледников приводит к неодинаковому таянию льда. На возвышенных местах, где аккумуляция снега небольшая, абляция льда достигает наивысших величин; наоборот, в ложбинах, подверженных значительному снегонакоплению, абляция льда мала. В результате нередко изолинии на картах абляции противоположны изолиниям на картах аккумуляции.

Величина стока с ледника близка к суммарной величине абляции на всей его поверхности. Но вклад ледникового стока в общий сток горной реки (в процентах) всегда больше той доли площади, которую занимает ледник в бассейне этой реки (Руководство..., 1966). Одна из причин заключается в приуроченности ледников к участкам наибольшей концентрации атмосферных осадков; другая причина в том, что коэффициент стока с ледников близок к единице, в отличие от коэффициента 0,6–0,7 у неледниковых высокогорных рек. Особенно велик коэффициент стока в годы с интенсивной абляцией, когда стаивает большее против среднего количество льда и фирна, а также у деградирующих ледников, сокращение площади которых с избытком компенсируется возрастанием стока, вызванного увеличением площади области абляции ледника.

Интенсивность таяния на горных ледниках ослабляется из-за затенения их поверхности окружающими склонами и облачными флагами, возникающими с подветренной стороны близлежащих гребней. Для оценки этого влияния В.Г. Ходаков (Оледенение Урала, 1966) и В.С. Ревякин (1962) несколько раз в день вели визуальную съемку затененных участков ледника и наносили «линию тени» на крупномасштабную карту. В.С. Ревякин по данным о площади затенения и величине прямой солнечной радиации определил количество льда, не растаявшего в результате уменьшения приходщей к леднику радиации.

Интенсивность абляции существенно зависит от экспозиции и крутизны поверхности ледника. Как показали опыты К.С. Любомировой (1964), влияние крутизны на таяние снега и льда за счет прямой солнечной радиации для северных и южных склонов различно. В Северном полушарии увеличение крутизны северных склонов приводит к уменьшению интенсивности таяния, что связано с такой же закономерностью в поступлении прямой солнечной радиации. Изменение крутизны южных склонов не оказывает заметного влияния на таяние. С увеличением абсолютной высоты зависимость таяния от экспозиции и крутизны склонов уменьшается. Это можно объяснить тем, что на больших высотах в связи с сокращением периода абляции высота солнца меняется в меньших пределах.

Таяние на западном склоне, как правило, протекает интенсивнее, чем на восточном, что отмечено в Пиренеях, на Тянь-Шане и на Земле Франца-Иосифа (Bartère, 1962; Калмынкина, 1961; Оледенение

Земли..., 1973). Это связано с тем, что восточный склон освещается солнцем в утренние часы при низких температурах воздуха, а западный подвергается сильной радиации в теплые послеполуденные часы. Таким образом, по интенсивности таяния склоны разной экспозиции в Северном полушарии можно поставить в следующий ряд: южные, западные, восточные, северные. Это одна из причин того, что во многих горных странах Северного полушария малые ледники и снежники бывают приурочены к склонам северной и восточной экспозиций. Правда, более важная причина – господство западной и юго-западной циркуляции атмосферы и соответствующее перераспределение снега.

Воздух, проходящий над ледником, испытывает некоторую трансформацию, что прямо отражается на интенсивности таяния снега и льда и приводит к зависимости таяния от размеров ледника и снежника. Эта особенность сильнее сказывается при радиационном таянии и меньше при адвективном. Как показали расчеты В.Г. Ходакова (1965), турбулентная составляющая таяния поверхности снежной полосы, лежащей перпендикулярно господствующему ветру, в условиях ясной погоды при ширине полосы 10 м в 1,6 раза выше, чем при ширине 100 м, и в 3,1 раза выше, чем при ширине 500 м; в условиях плотной облачности эти соотношения соответственно равны 1,25 и 1,45. Отсюда следует, что, при прочих равных условиях, на мелких пятнах снега и льда таяние будет гораздо интенсивнее, чем на более крупных снежниках и ледниках. Описанный Ходаковым эффект трансформации воздуха, натекающего на ледник или снежник, достигается тогда, когда расстояние между снежниками равно размерам самих снежников или больше их. Этот эффект влияет на изменение таяния тем значительнее, чем сильнее нагреты и насыщены водяным паром нижние слои воздуха относительно верхних. Больше всего это проявляется в ясную погоду при значительной влажности поверхности почвы.

На малых ледниках, отличающихся небольшим перепадом высот, очень часто не заметно влияние важнейшего фактора таяния и абляции – изменения абсолютной высоты. На таких ледниках главную роль играет неравномерная аккумуляция (большая концентрация снега в карах или других впадинах рельефа).

Большинство имеющихся в литературе данных об абляции ледников относится к их областям расхода, где в течение большей части теплого периода года тает лед. Поскольку весь стаявший на языке снег и лед обращаются в жидкий сток, величины скорости и высотных градиентов таяния равны соответствующим величинам абляции. В горных странах умеренного пояса Северного полушария (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань и т.п.) концы средних по размерам долинных ледников тают со скоростью 5–8 м/год (в слое воды), но более крупные ледники теряют на своих концах до 10–12 м/год. Такие

же величины абляции характерны и для ледников, расположенных в районах повышенной снежности, где из-за обильного питания их языки спускаются на очень низкие уровни: на Камчатке или Аляске нередки случаи ежегодной абляции на концах ледников по 10 м/год и более. Наоборот, малые ледники, не выдвигающие своих концов слишком низко, отличаются меньшей абляцией: в нижних частях многих карово-долинных ледников на западе США, Полярном Урале, Алтае абляция составляет 2–4 м/год.

На языках долинных ледников зависимость абляции от абсолютной высоты близка к линейной, т.е. высотный градиент абляции – постоянная величина. На этом основании Р. Хефели (Haefeli, 1962) предложил для вычисления годовой абляции a на той или иной высоте использовать выражение:

$$a \approx g_a \Delta H = \operatorname{tg} \alpha \Delta H,$$

где α – угол, дополняющий до 90° средний угол наклона поверхности ледника, а ΔH – разность высот фирновой линии и данного пункта. Средний градиент абляции на языке ледника $g_a = \operatorname{tg} \alpha$, фактический градиент абляции получается как частное от деления величины абляции у конца ледника на разность высот фирновой линии и этого конца. Значение градиента абляции – величина достаточно постоянная для данного ледника (по материалам Хефели, градиенты абляции на языках ряда альпийских ледников почти не изменились за 100 лет, несмотря на значительный рост температуры воздуха за это время), а также для группы ледников, близких по своей морфологии и режиму. Поэтому градиент абляции может служить хорошим гляциоклиматическим показателем для сравнения режима разных ледников, подобным энергии оледенения П.А. Шумского.

Наши расчеты по данным о годовой абляции на языках ряда ледников показывают, что высотный градиент абляции на ледниках Альп, Алтая, Кавказа, гор запада США, т.е. в большинстве среднеширотных горных стран Северного полушария, равен приблизительно 10 мм/м (в водном эквиваленте), на ледниках Тянь-Шаня он составляет 5–6 мм/м, а в арктических районах (на широте 70–80°) снижается до 3–5 мм/м.

Однако большие колебания от года к году скоростей питания и таяния приводят к некоторым изменениям высотного градиента таяния. По-видимому, общей закономерностью является увеличение градиента с возрастанием величины таяния. Например, в области ледораздела Северного острова Новой Земли (на высоте 800 м) таяние в 1958 г. составило 340 мм и в 1959 г. – 800 мм, а на 500 м ниже (в области абляции ледника) в 1958 г. оно было равно 860 мм и в 1959 г. – 1930 мм (Оледенение Новой Земли, 1968). Отсюда высотный градиент таяния (не абляции!) на Новой Земле в 1958 г. составил 1,0 мм/м, а в 1959 г. – 2,3 мм/м. Сказать что-либо о градиенте абляции в этом

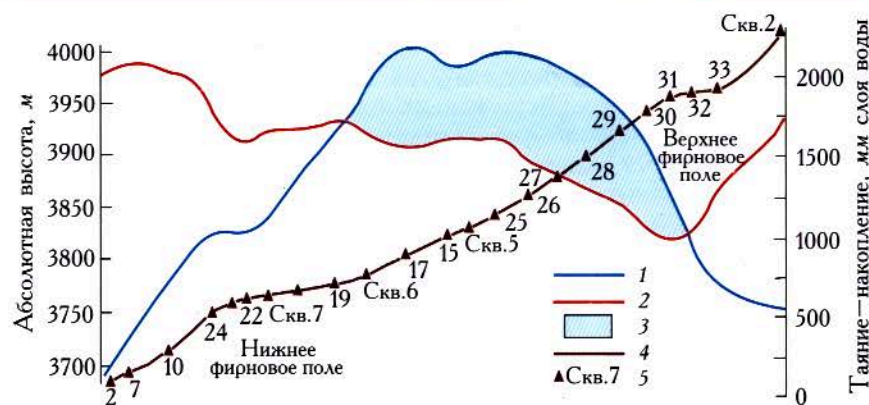


Рис. 2.28. Накопление и таяние снега и фирна на южном склоне Эльбруса в 1961/62 балансовом году

1 — накопление, 2 — таяние, 3 — годовой остаток снега, 4 — гипсометрическая кривая, 5 — номера рек и скважин. Плановое положение рек и скважин см. на рис. 2.31

случае нельзя, так как неизвестно, какая часть снега, стаявшего в области аккумуляции, была удалена за ее пределы.

Градиент таяния снега на тех же высотах должен быть несколько меньше градиента таяния льда из-за влияния альбедо, относительно уменьшающего скорость таяния снега. По расчетам В.Л. Шульца (1952), возможное таяние снега за весь теплый период на снежниках Средней Азии зависит от абсолютной высоты следующим образом:

Абсолютная высота, м	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
Таяние в слое воды, м	17,3	15,2	12,3	8,2	3,8	1,7	0,4	<0,1

В естественных условиях подобная правильная зависимость таяния от абсолютной высоты нарушается многими местными условиями. В областях аккумуляции ледников кривая таяния, как правило, далека от какой-либо правильной формы (рис. 2.28), что связано с особенностями мезорельефа ледника, затененностью некоторых его участков и неравномерным снегонакоплением по площади. Летом 1962 г. на южном склоне Эльбруса таяние снега измерялось на нескольких высотных уровнях на склонах близкой крутизны и экспозиции и на достаточно ровных горизонтальных площадках. Результаты измерений (в $г/см^2$) оказались весьма показательными:

Абсолютная высота, м	3500	3700	4000	4300
Южный склон	205	197	167	60
Горизонтальная площадка	—	150	90	—

Резкое уменьшение таяния на горизонтальных площадках объясняется, помимо неблагоприятного положения по отношению к солнцу (по сравнению со склонами), также большей величиной снегонакопления в таких местах и затрудненностью стока.

На основе приведенных выше данных можно вычислить высотный градиент таяния в фирновой области Эльбруса. На южном склоне в целом за период абляции градиент таяния на высотах 3700–4000 м равен 2 мм/м, а на высотах 4000–4300 м — примерно 1 мм/м. В 1957 г. при меньшей интенсивности таяния здесь же на высотах 3700–4000 м градиент был несколько меньше — 1,7 мм/м (Оледенение Эльбруса, 1968). Значения высотного градиента таяния убывают по мере перехода к более континентальным и арктическим районам. Так, вблизи фирновой линии на леднике № 31 на хр. Сунтар-Хаята градиент таяния составляет примерно 1,7 мм/м, а на ледниках о. Гукера на Земле Франца-Иосифа — всего 0,25 мм/м. Однако на более низких уровнях здесь, как и на любых других ледниках, высотный градиент таяния увеличивается.

Таким образом, темп убывания таяния с возрастанием высоты замедляется. Эта особенность характерна для всех ледников (Шумский, 1947). Очевидно, причиной ее не может быть уменьшение с высотой радиационного баланса или отдельных его составляющих, так как соответствующие высотные градиенты очень малы (Кузьмин, 1961). Наоборот, убыль с высотой другого источника снеготаяния — турбулентного теплообмена с атмосферой — весьма значительна, и она может служить источником замедления таяния. Отсюда следует, что ведущую роль в изменениях величины высотного градиента таяния играет температура воздуха. Здесь мы подходим к важнейшему в эмпирических расчетах таяния вопросу о связи таяния с температурой воздуха и радиационным балансом как показателями, отражающими воздействие двух основных факторов поверхностной абляции — циркуляционного и радиационного.

Связь таяния с температурой воздуха

Наиболее точным способом вычисления величины таяния снега или льда служит анализ и учет составляющих теплового баланса. Однако из-за трудоемкости этого способа и невозможности в ряде случаев получить необходимые для подобных расчетов исходные характеристики при вычислении таяния используют сведения о температуре воздуха. Этот способ известен много десятилетий, а применительно к расчетам вскрытия рек ото льда он использовался еще в XIX в. Значение температурного показателя в

расчетах таяния ледников убедительно показали А.Н. Кренке и В.Г. Ходаков (1966).

Высокая положительная температура воздуха усиливает эффект солнечной радиации, а отрицательная температура, наоборот, ослабляет его, так как в тех случаях, когда в период абляции к леднику приходит холодный воздух, поток тепла оказывается направленным от поверхности снега или льда вверх. В условиях постоянной температуры поверхности тающего снега длинноволновый баланс прямо зависит от температуры воздуха и связанной с ней влажности, что в конечном счете приводит к связи между радиационным балансом и разностью температуры на уровне 2 м над поверхностью и на самой поверхности (Кренке, Ходаков, 1966). Турбулентный тепло- и влагообмен на поверхности снега и льда также возрастает с повышением температуры, что служит причиной усиления таяния. В случае роста влагообмена происходит смена испарения конденсацией, в результате чего выделяется дополнительное количество тепла.

Воздействие тепла коротковолновой радиации на таяние также в известной мере связано с температурой воздуха. В качестве примера приведем полученную на среднеазиатских материалах эмпирическую формулу У.И. Антроповой (1963), связывающую снеготаяние a с поглощенной радиацией B_k и средней суточной температурой воздуха t :

$$a = bB_k + ct.$$

В этой формуле c – коэффициент пропорциональности, равный 0,1, $a = b/8$, где 8 – скрытая теплота плавления, b – коэффициент, зависящий от средней суточной температуры воздуха. Таким образом, как показывает первый член правой части уравнения, воздействие величины радиационного тепла, пошедшего на таяние снега, прямо связано с температурой воздуха.

Точность вычисления таяния по температуре можно повысить правильным выбором температурных показателей. Разные исследователи в этих целях используют среднюю суточную, среднюю дневную, срочную 13-часовую, максимальную температуру, сумму положительных температур и т.п. При этом средние суточные значения иногда вычисляются как средние из дневных минимумов и максимумов (Аляска, Канада) или как средние из трех сроков наблюдений: 7, 13 и 19 часов (Россия).

Самым подходящим показателем для расчета таяния служит сумма положительных температур воздуха (либо сумма положительных средних суточных температур, либо сумма положительных температур за отдельные сроки). Преимущество этого показателя заключается в том, что сумма положительных температур учитывает лишь те периоды, когда действительно происходило таяние (исключаются отдельные часы и дни с отрицательной температурой в теплые периоды и, наоборот, включаются часы и дни с положитель-

ной температурой во время похолоданий). Самая большая погрешность в суммах температур и в рассчитанных по ним величинах таяния возникает при неоднократных переходах температуры через 0 °С, столь характерных для ледниковых районов. В безморозные периоды сумма положительных температур равна произведению числа сроков или суток на среднюю температуру этого периода, а в случае заморозков сумма положительных температур всегда меньше этого произведения.

Несмотря на возможность получения коррелятивной связи между таянием снега и температурой воздуха, всякие попытки обнаружить подобные связи по данным за сутки, как правило, не приносили успеха. Это объясняется как неточностью определения таяния по рейкам за короткие отрезки времени, так и невозможностью учета изменения влажности воздуха и интенсивности тепло- и влагообмена между снежной поверхностью и воздухом в течение суток. Поэтому А.Н. Кренке и В.Г. Ходаков (1966) выбрали пентаду как наиболее короткий срок, для которого они получали хорошие связи таяния и температуры воздуха. Такая пятидневка достаточно близка к естественному синоптическому периоду и, следовательно, характеризуется более или менее однородными условиями погоды. Если же происходят резкие изменения погоды, пяти дней обычно бывает достаточно для их выравнивания.

В тех случаях, когда температура на леднике непосредственно не измеряется, эту величину можно получить косвенным способом: по данным ближайшей к леднику метеостанции с учетом вертикального температурного градиента, равного 0,6–0,7° на 100 м. В этом случае необходимо также внести поправку на охлаждающее влияние самого ледника. По расчетам В.Г. Ходакова (1965), величина этой поправки составляет –0,5° для ледников с площадью около 1 км² и колеблется от –1 до –1,5 °С для ледников с площадью около 10 км².

Для косвенного определения величины поглощенной коротковолновой радиации надо знать суммарную радиацию и альбедо поверхности. Для приближенной оценки первой из этих величин можно использовать данные об облачности; отражательная же способность ледника может быть получена на основе аэровизуальных наблюдений или наземной альбедосъемки.

Наличие связи между таянием снега и температурой воздуха приводит к понятию «температурного коэффициента снеготаяния» – величины слоя воды, стаявшей на 1° средней суточной температуры воздуха. Это понятие широко используется в литературе (Кузьмин, 1961), и некоторые исследователи говорят об устойчивости этого показателя в самых разных географических условиях. Однако в действительности так быть не может, поскольку температурный коэффициент снеготаяния формируется под влиянием ряда изменчивых факторов.

Хотя этот коэффициент и называется «температурным», он отражает комплексное воздействие на таяние и турбулентной, и радиационной составляющих теплового баланса. Естественно, с возрастанием доли радиационной составляющей температурный коэффициент снеготаяния принимает все большие значения, т.е. величина таяния растет на 1° положительной температуры. Отсюда зависимость коэффициента таяния от облачности: при пасмурной погоде он меньше, чем при ясной. Например, на ледниках Заилийского Алатау (Калмынкина, 1963) при облачности 6–9 баллов на 1° положительной средней суточной температуры таяло 6 мм льда (в слое воды), при облачности 4–7 баллов – 6–8 мм и при облачности 3–5 баллов – 7,2 мм. На Алтае (Тронов, 1962) температурный коэффициент таяния увеличивается с 4 мм/град при пасмурной погоде до 9 мм/град при ясной теплой антициклонической погоде.

Влияние радиационного режима на температурный коэффициент таяния сказывается и в тех районах, где относительно велика доля турбулентного теплообмена в таянии. На Полярном Урале (Живкович, 1964) в зависимости от величины радиационного баланса температурный коэффициент при средней суточной температуре около 0°C может различаться в несколько раз (от 1 до 10 мм/град), а при температуре около 5°C – лишь в два раза. С дальнейшим повышением температуры его значение еще более сглаживается, и при температурах $12\text{--}13^\circ\text{C}$ он оказывается равным 5,5–6,0 мм/град. Таким образом, связь между таянием и температурой воздуха улучшается с ростом температуры и ухудшается по мере того, как температура оказывается все ближе к 0°C или становится отрицательной.

В таких условиях некоторая доля таяния происходит в дни с отрицательной средней суточной температурой, что автоматически влечет за собой возрастание температурного коэффициента таяния. Большая доля таяния в дни с отрицательной средней суточной температурой воздуха характерна для полярных и высокогорных районов. Вследствие этого температурный коэффициент снеготаяния увеличивается с возрастанием абсолютной высоты и в более высоких широтах, а также в более холодные периоды абляции по сравнению с более теплыми.

Таким образом, температурный коэффициент снеготаяния – весьма изменчивая величина, в конечном счете зависящая от абсолютной высоты, широты, условий погоды и т.п. Эта зависимость не линейна, так как определяется целой группой факторов. По связи с температурой можно определять таяние и за весь период абляции. В нашей стране широко используется формула А.Н. Кренке и В.Г. Ходакова (1966), которые установили зависимость среднего за летний период таяния a от средней температуры трех летних месяцев $t_{VI-VIII}$ (рис. 2.29):

$$a = (t_{VI-VIII} + 9,5)^3. \quad (7)$$

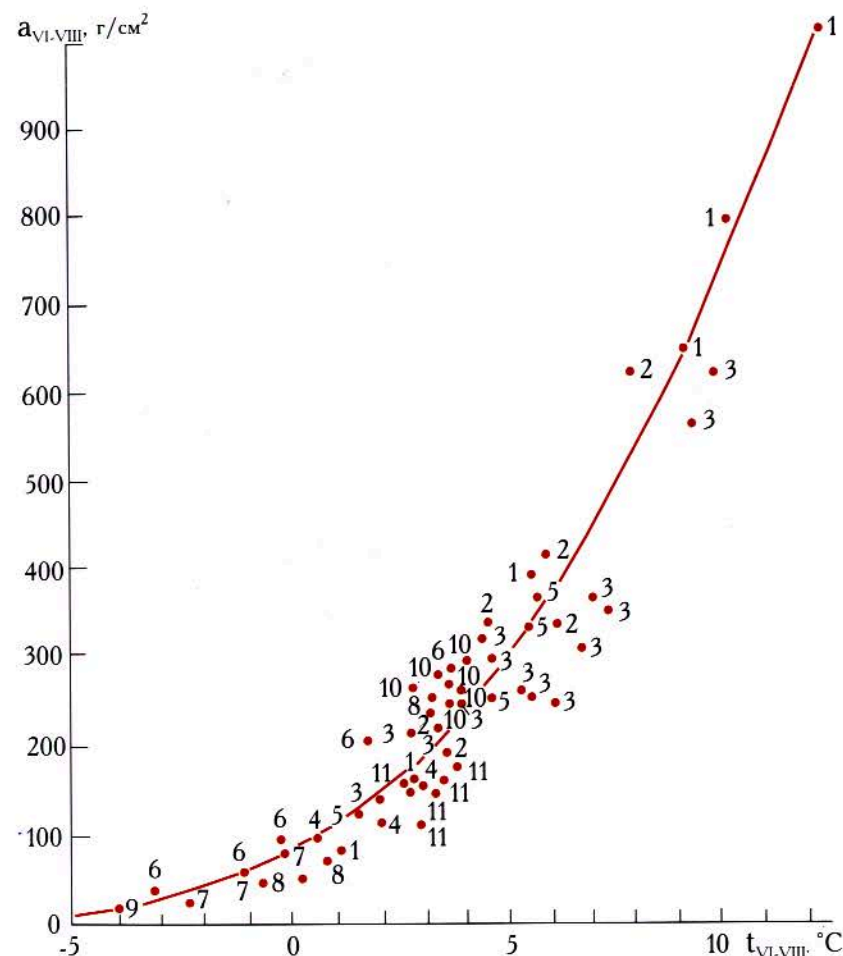


Рис. 2.29. Зависимость среднего за летний период таяния $a_{VI-VIII}$ от средней летней температуры $t_{VI-VIII}$
По А.Н. Кренке и В.Г. Ходакову (1966)

Номера точек означают районы наблюдений: 1 – ледник Федченко, 2 – Алтай, 3 – Полярный Урал, 4 – хр. Сунтар-Хаята, 5 – Скандинавия, 6 – Новая Земля, 7 – Земля Франца-Иосифа, 8 – Западный Шпицберген, 9 – Антарктида, Мирный, 10 – Альпы, 11 – хр. Заилийский Алатау

Вычисленные по этой формуле величины таяния оказываются завышенными в районах и в годы с большими (против среднего) значениями радиационного баланса, скорости ветра и влажности воздуха и заниженными при меньших значениях этих показателей. Однако, как и при расчетах за короткие отрезки времени, температура

воздуха вновь оказывается доминирующим фактором. В этом случае значение ее возрастает еще и потому, что температура воздуха в значительной степени определяет продолжительность периода абляции. В дни с положительной температурой воздуха поток лучистой энергии расходуется на таяние, а в дни с отрицательной температурой это тепло идет на прогревание снега и льда и приповерхностного слоя воздуха. Результатом этого оказывается хорошая связь между таянием и продолжительностью периода абляции (Hoinkes, Rudolph, 1962).

Как видно из формулы (7), зависимость между таянием и температурой воздуха не линейна. Это еще в 30-х годах показал Х. Альман (Ahlmann, 1940) на основании исследований на леднике Стигтедаль в Норвегии. Вогнутый характер рассматриваемой кривой повторяет такую же вогнутую форму кривой связи средних летних температур и сумм положительных температур воздуха. Последнее А.Н. Кренке и В.Г. Ходаков объясняют уменьшением градиента величины положительных температур воздуха с понижением средних летних температур из-за сопровождающего этот процесс увеличения числа дней с температурой ниже нуля.

Аналогична и связь таяния с абсолютной высотой. Средняя температура летом уменьшается с высотой линейно, но зависимость суммы положительных температур воздуха и, следовательно, зависимость таяния от высоты имеют криволинейную (вогнутую) форму, т.е. с возрастанием абсолютной высоты вертикальные градиенты этих показателей уменьшаются.

Рассмотренные связи таяния и температуры воздуха могут быть применены для реконструкции таяния снега и льда за прошлые годы по имеющимся значениям температуры воздуха за летние месяцы. Многие метеостанции, расположенные сравнительно недалеко от ледников, имеют длинные ряды температурных измерений, которые можно использовать для этой цели. Последовательность действий такова. Имея данные наблюдений на леднике в течение хотя бы одного сезона абляции, строят кривую связи между суммой положительных температур (или средней летней температурой) на этой высоте и величиной таяния снега или льда. Затем находят связь соответствующего температурного показателя на леднике и на ближайшей приледниковой метеостанции. Чем теснее последняя связь, тем более устойчивы во времени значения высотных градиентов температуры и влажности и тем надежнее расчет таяния на леднике за прежние годы.

Изложенная методика находит успешное применение при реконструкции величин таяния на многих ледниках. Однако, рассчитав таким путем таяние, мы еще ничего не можем сказать об абляции из фирновой области ледников, так как неизвестна доля талой воды, пошедшей в сток. Проще обстоит дело с языками ледников, где полученные величины таяния можно приравнять к абляции.

Льдообразование внутри снежно-фирновой толщи

Появление воды в снежно-фирновой толще ледников, ее инфильтрация и дальнейшее замерзание приводят к значительным изменениям газового состава воздуха, так как кислород и в особенности углекислый газ хорошо растворимы в воде. На участках замерзания талых вод воздушные включения обогащены выделившимися газами, а с уменьшением доли участия талых вод в льдообразовании газовый состав воздушных включений все больше приближается к атмосферному. На этом основании по химическому анализу включенного в лед воздуха можно определять участки преимущественного замерзания талых вод.

Подобные наблюдения на Эльбрусе проводились на высотах от 3200 до 4200 м (Оледенение Эльбруса, 1968). Во всех обследованных образцах фирна и льда количество углекислого газа во много раз превышало его содержание в атмосфере (0,03%). Больше всего (0,65%) углекислого газа содержалось в инфильтрационно-конжеляционном льду близ фирновой линии, где талых вод чрезвычайно много, а сток относительно невелик. В этом льде и кислорода оказалось на 2% больше, чем в атмосфере. На языке ледника Гарабаши содержание углекислого газа уменьшалось от 0,34% на высоте 3700 м до 0,23% на высоте 3200 м, что свидетельствует об увеличении доли стока воды и уменьшении вероятности ее замерзания с переходом на более низкие уровни. В инфильтрационном фирне углекислого газа содержалось около 0,21%. Меньше всего (0,17–0,20%) углекислого газа было в наложенном льду на высоте 4200 м, что можно объяснить сравнительно малой интенсивностью таяния и в то же время плоскостным стоком большей части талых вод из-за значительного уклона.

Приведенные цифры говорят о большом участии талых вод в процессах льдообразования на Эльбрусе. Очевидно, насыщенность углекислым газом включенного в лед воздуха вполне может служить косвенным показателем количества талых вод, участвующих в льдообразовании.

Льдообразование внутри толщи происходит в течение всего периода таяния. Можно выделить три основных этапа льдообразования: весеннее, летнее и осеннее. Весеннее льдообразование происходит в самом начале таяния, когда толща снега обладает значительным запасом холода, который расходуется на замерзание просачивающихся вод, что ведет к увеличению плотности и появлению ледяных включений в снеге. Переход к летнему льдообразованию, как правило, совпадает с началом интенсивного таяния. В это время талые воды достигают непроницаемого холодного льда и замерзают на его

поверхности. Дальнейшие порции талой воды частично стекают по этому горизонту, а частично замерзают, так что толщина его в течение лета медленно растет. К концу лета основная часть талых вод из фирновой толщи стекает, а внутри нее остается сравнительно небольшое количество жидкой воды, замерзающей осенью с наступлением холодов.

Влагосодержание фирна перед его окончательным замерзанием составляет несколько процентов. При наличии уклона поверхности и водоупорного горизонта почти вся вода стекает, и фирн содержит не более 2% влаги (пленочная вода). И лишь в местах застоя талых вод горизонты могут быть насыщены ими, отчего влагосодержание фирна здесь приближается к максимальному – 15–20%.

При небольшой мощности фирновой толщи, не превышающей 1 м, основное льдообразование происходит летом на поверхности льда, сильно выхолаженного за зиму под таким маломощным покровом фирна. Наоборот, при толщине фирна в 10 м и более летнее льдообразование относительно мало (выхолаживанию льда препятствует мощная фирновая толща), а основное значение имеют весеннее и особенно осеннее льдообразование. Следовательно, по мере увеличения толщи фирна, как указывает Е.Н. Цыкин (1962б), все большее количество стаявшего снега идет на внутреннее питание ледника, а сток из фирновой области уменьшается.

Соответственно в зонах фирнового питания основными видами льдообразования служат весеннее и осеннее, а в зоне ледяного питания – летнее. В последнем случае осеннее льдообразование играет большую роль лишь на плоских участках застаивания талых вод, где они превращаются в лед лишь с наступлением морозов в конце лета. В области абляции в первой половине лета, пока сезонный снежный покров еще не стаял, на поверхности льда и под ним также происходит частичное замерзание талых вод и образуется дополнительный слой льда. Количество талого инфильтрационного льда может быть даже больше, чем в зоне ледяного питания, как это наблюдалось, например, на ледниках хр. Сунтар-Хаята и Земли Франца-Иосифа. Однако в середине или во второй половине лета после исчезновения здесь снежного покрова этот лед также стает.

Внутреннее питание, или повторное замерзание талой воды в толще фирна и льда, с гидрологической точки зрения представляет объем талых вод, которые не участвуют в ледниковом стоке данного года. Внутреннее питание ледников зависит от соотношения выпадающих твердых и жидких осадков, интенсивности таяния, температурного режима и строения снежно-фирновой толщи, условий стока талых вод из области питания ледника. На ледниках с теплым фирновым типом льдообразования внутреннее питание составляет 10–20% общего количества талых вод, а на ледниках с холодным фирновым типом льдообразования может достигать 50% и более.

Таблица 2.13

Соотношение различных видов внутреннего питания ледников Тянь-Шаня, г/см² (Цыкин, 1962)

Абс. высота, м	Зона	Толщина фирна, см	Величина льдообразования			
			весеннее	летнее	осеннее	сумма
Центральный Туюкский ледник						
3730	Ледяного питания	30	0,2	11,2	—	11,4
3775	Фирнового питания	320	4,5	3,2	9,3	17,0
4190	Фирнового питания	35	0,1	5,6	0,5	6,2
Ледник Северный Ашутер						
3975	Ледяного питания	0	—	10,1	—	10,1
4075	Фирнового питания	350	7,6	5,9	6,3	19,8
4175	Фирнового питания	85	2,9	9,8	2,3	15,0

Абсолютные величины внутреннего питания ледников могут быть достаточно велики. В областях питания ледников Полярного Урала (Оледенение Урала, 1966) они достигают 10–15 г/см², а при пересчете на всю площадь ледника – 2,5–4 г/см². В районах морского климата значительную долю внутреннего питания может составлять фильтрация талых и дождевых вод. Так, на ледниковом поле Джунго, расположенном на Береговом хребте Северной Америки (Miller, 1962), скорость фильтрации при дождях резко возрастает и основная часть просачивающихся вод замерзает на глубинах 6–12 м.

По расчетам Е.Н. Цыкина (1962) для ледников Тянь-Шаня, наибольшей величины внутреннее питание достигает в средней части фирновой области, главным образом за счет осеннего льдообразования (табл. 2.13). Выше этого уровня величина внутреннего питания снижается из-за уменьшения снежно-фирновой толщи, а в зоне ледяного питания – из-за большей доли стока талых вод.

Понятие о внутреннем питании ледников ввел П.А. Шумский (1964); он предложил для его расчета повторно измерять плотность снежно-фирновой толщи, скорость ее оседания, поверхностные деформации растяжения – сжатия. А.Б. Бажев (1973) разработал схему приближенного расчета внутреннего питания по двукратным

Таблица 2.14

Расчет количества воды, участвовавшей в преобразовании фирновой толщи в процессе таяния на южном склоне Эльбруса*

№ скважины (высота над ур. моря, м)	Максимальное снегонакопление			Нестаявший остаток				Количе- ство ста- тавшего льда в мм слоя воды	Количе- ство воды, пош- шей на увеличе- ние плотнос- ти, мм	Количе- ство стек- шей воды, мм	Допол- нитель- ная вода, необхо- димая для пре- враще- ния фир- нового остатка в лед, мм
	без учета летних осадков	с учетом летних осадков, в мм слоя воды	см	средняя плот- ность, г/см³	количе- ство льда, м	в мм слоя воды					
см снега	мм воды										
3 (3977)	368	1510	2010	209	0,55	194	1220	1160	370	790	620
4 (3937)	339	1390	1890	86	0,59	150	560	1540	210	1330	200
5 (3838)	462	1890	2390	224	0,57	123	1320	1450	380	1070	650
6 (3794)	557	2280	2780	270	0,59	979	1620	1700	540	1160	750
7 (3770)	290	1190	1690	76	0,57	123	480	1370	160	1210	190

*Плотность снега для расчета максимального снегонакопления в слое воды принята равной 0,41 г/см³, плотность инфильтрационного льда – 0,88 г/см³. Количество летних осадков на основании данных по нижнему фирновому полю принято равным 500 мм для всего южного склона.

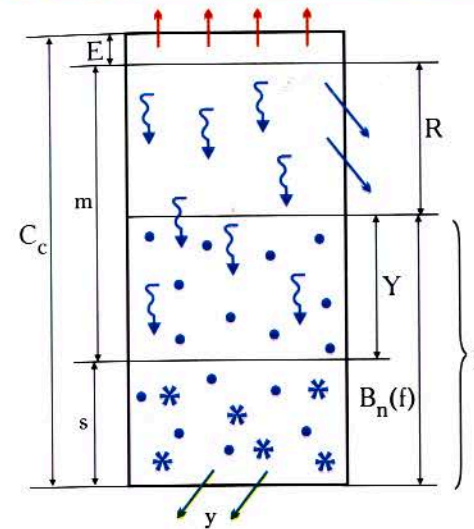


Рис. 2.30. Принципиальная схема расчета внутреннего питания ледника
Составлено совместно с А.Б. Бажевым
Пояснения см. в тексте

наблюдениям в контрольном шурфе – в начале и конце периода таяния или даже однократно с последующим досчетом. Эту схему поясняет рис. 2.30, где C_c – годовая аккумуляция, измеренная в летнем шурфе, плюс летние осадки по осадкомеру или примерному расчету; E – испарение, которым во многих случаях можно пренебречь за малостью; m – общее таяние, полученное на основе речных измерений или расчета по суммам летних температур; s – несостоявший остаток снега, или масса сезонного снега, не перешедшая в жидкую фазу, определяется расчетом; $B_n(f)$ – чистый прирост фирна, фиксированный в осеннем шурфе; Y – внутреннее инфильтрационное льдообразование – масса талых вод, замерзших в текущем годовом слое по окончании таяния, вычисляется с использованием данных летнего и осеннего шурфов; y – часть талых вод текущего года, проникших и замерзших в фирновых слоях прошлых лет, определяется повторными измерениями в одном и том же годовом слое в летнем и осеннем шурфах либо сравнением плотности в нескольких последних слоях в одном и том же шурфе с учетом уплотнения за счет оседания; I – годовой прирост вещества в толще по окончании таяния, включающий чистый прирост фирна $B_n(f)$ и внутреннее инфильтрационное питание в нижележащих слоях y , определяется расчетом; R – сток талых вод. Очевидно, полное внутреннее питание ледников $S = Y + y$. Остальные расчетные соотношения хорошо видны из рисунка:

$$C_c = m + E + s = R + E + I,$$

$$B_n(f) = s + Y, \quad R = m - S,$$

$$I = B_n(f) + y = s + S.$$

Начало разработки этого метода было положено работами нашей экспедиции на Эльбрусе. Летом 1962 г. в пяти точках южного склона Эльбруса на высотах 3770–3980 м удалось подсчитать (Псарева, 1964) количество воды, стекшей и, вероятно, затраченной на образование льда в нижележащей толще фирна (табл. 2.14).

Подсчет количества воды, участвовавшей в преобразовании фирновой толщи в процессе таяния, проводился следующим образом. Максимальное снегонакопление складывалось из двух величин – зимних и летних осадков. Нестаявший остаток рассчитывался путем умножения толщины слоя фирна, оставшегося в конце сезона абляции, на соответствующую плотность с учетом количества льда, содержащегося в этом остатке в виде ледяных корок. Количество стекшей воды было получено как разность величин максимального снегонакопления и нестаявшего остатка, следовательно, не учитывалась вода, затраченная на увеличение плотности остатка. Количество воды, необходимое для увеличения плотности, получено путем учета воды, пошедшей на изменение плотности нестаявшего остатка от 0,41 до 0,55–0,59 г/см³. Количество стаявшего снега складывалось из количества стекшей воды и воды, затраченной на увеличение плотности остатка. Дополнительное количество воды, необходимое для превращения фирнового остатка в лед, было подсчитано путем учета ее количества, которое необходимо для увеличения плотности остатка от 0,55–0,59 г/см³ до плотности инфильтрационного льда, равной 0,88 г/см³.

Анализируя табл. 2.14, легко заметить, что количество воды, пошедшей на увеличение плотности фирновой толщи, пропорционально величине нестаявшего остатка (т.е. инфильтрационное уплотнение повсюду происходит однородно). Больше всего стекшей воды в тех местах, где нестаявший остаток сезонного снега невелик. На этом основании можно предполагать, что в таких местах мощность фирновой толщи относительно меньше, а значительная часть стекшей воды (в особенности на высоте 3770 м, недалеко от фирновой линии) идет в сток.

В 1963 г. подобные наблюдения охватили и более высокие уровни, вплоть до высоты 4500 м. Данные табл. 2.15 показывают, что на южном склоне Эльбруса в пределах высот 4100–4500 м количества стекшей воды несоизмеримы с нестаявшим остатком текущего года. Почти все талые воды (из-за крутизны склона) стекают отсюда, что приводит к отсутствию на этих высотах фирновой толщи и к инверсии гляциологических зон на Эльбрусе.

Стекающие со склонов талые воды в первой половине периода абляции скапливаются в снежно-фирновой толще на лежащих ниже плоских фирновых полях, что вызывает здесь временное увеличение водозапаса в снежном покрове. На верхнем фирновом поле Эльбруса, расположенном на высоте 4000 м у основания крутого южного склона,

Таблица 2.15

Расчет количества воды, образовавшейся в результате таяния снега на южном склоне Эльбруса летом 1963 г., г/см²

Абсолютная высота (м) и рельеф	Максимальное снегонакопление с учетом летних осадков	Нестаявший остаток сезонного снега	Количество стекшей воды	Количество воды, пошедшей на увеличение плотности	Количество стаявшего снега
3700, склон	138	—	190	—	190
3780, поле	191	88	103	24	127
4000, поле	257	181	76	23	99
4100, склон	117	6	111	1	112
4300, склон	86	8	78	1	79
4500, склон	64	9	55	1	56

водозапас в толще сезонного снежного покрова с 24 мая по 3 июля 1963 г. увеличился на 430 мм, а осадков за это время выпало лишь 150 мм. Далее, вплоть до 7 августа, несмотря на интенсивное таяние, водозапас в толще сезонного снега возрос еще на 150 мм, и ровно столько же за это время выпало осадков. И лишь в августе, когда талые воды промочили всю снежную толщу, начался быстрый сток воды за пределы фирнового поля. Водозапас в снежно-фирновой толще за период с 8 августа по 7 сентября уменьшился на 920 мм.

Таким образом, плоские фирновые поля на горных ледниках служат естественными регуляторами стока, а в годы с малой интенсивностью таяния могут значительно ослаблять сток за пределы области аккумуляции.

Очевидно, что сток из фирновой области равен разности между количеством стаявшего здесь за период абляции снега и фирна и величиной внутреннего питания ледника. Как та, так и другая величины определяются с известными трудностями, поэтому данные о стоке из областей питания ледников в литературе встречаются редко. Попытка подобных расчетов была предпринята на леднике Федченко (Ледник Федченко, 1962, т. 2), где для определения объема стока из области питания по данным за 1958 и 1959 гг. были построены два графика зависимости расхода снега на таяние и испарение от абсолютной высоты (методика вычисления величины расхода снега не приведена). Объемы стока из фирновой области ледника Федченко

за эти годы были равны 0,012 и 0,016 км³, что составляет соответственно 11 и 13% суммы накопившихся за год осадков (в том числе около 2% снега испаряется, как это следует из учета соотношения суммы тепла, идущего на таяние и испарение). Сток из фирновой области ледника Федченко составляет лишь 3% стока из всего ледникового бассейна.

Стеkanie воды по склону под снегом идет быстрее вертикального просачивания (Комаров, 1956). В снежно-фирновой толще быстро образуется система каналов и происходит сбегание талых вод, а по мере приближения к фирновой линии значительная часть их попадает в трещины и продолжает свое движение внутри ледника. Однако на больших выровненных участках с малым уклоном в области питания вблизи фирновой линии возможно застаивание талых вод и насыщение ими снега.

С повышением влажности снега прочность его увеличивается, причиной тому служит возникновение капиллярных сил на стыках ледяных зерен (Москалев, 1966). Однако так продолжается лишь до тех пор, пока влажность снега не превысит его максимальную вододерживающую способность. После этого прочность снега резко уменьшается, он получает способность растекаться даже при небольших уклонах поверхности. Образующаяся в результате насыщения водой «снежно-ледяная каша» во многих случаях начинает течь уже при угле наклона 1°. Так возникают своеобразные гидронапорные лавины, переносящие большие массы снега из фирновой области в область абляции и за пределы ледника.

Образованию таких лавин на ледниках способствуют малый уклон поверхности, приводящий к задержанию талых вод в снеге, непроницаемая подстилающая поверхность (холодный лед), сравнительно малая толщина снежного покрова и интенсивное таяние, быстро приводящее к насыщению снега водой. Подобные условия складываются на полярных ледниковых куполах недалеко от фирновой линии. В первую половину периода абляции они характерны для участков ледника, расположенных непосредственно ниже фирновой линии (в зоне ледяного питания), в середине лета возникают в полосе, примыкающей к фирновой линии сверху. Размеры лавин зависят от толщины снежного покрова, скорости таяния и уклона поверхности.

«Снежные болота» широко распространены в нижней части области питания на Северном острове Новой Земли (Оледенение Новой Земли, 1968), но из-за незначительного уклона поверхности гидронапорные лавины здесь сравнительно редки. Часто сход таких лавин наблюдается в северо-западной части Гренландии (Nobles, 1961), на Баффиновой Земле (Ward, Orvig, 1953), на о. Аксель-Хайберг (Müller, 1962), на Шпицбергене. Реже благоприятные условия для их схода складываются на горных ледниках. Такие лавины известны

на ледниках Северной Швеции, они описаны на Тянь-Шане (Яблоков, 1963). Здесь с поверхности небольших каровых ледников срываются насыщенные водой пласты снега шириной 5–10 м, толщиной 20–25 см и в длину превышающие 30 м. Толчком к сходу гидронапорных лавин часто служат сильные дожди, быстро насыщающие толщу водой.

Гидронапорные лавины, сходящие из областей питания ледников, уносят с собой большое количество тепла, что способствует понижению температуры ледника в районе фирновой линии. Вместе с тем единовременный сток большого количества талых вод в виде лавины освобождает от снега большие площади льда, что создает благоприятные условия для последующего стока из нижней части области питания.

В заключение этой главы несколько слов о гляциологических зонах. Как известно, в нашей литературе принята система зон, предложенная П.А. Шумским (1955). На каждом леднике, если он достаточно велик, может существовать не одна, а несколько зон льдообразования, закономерно сменяющих одна другую по мере поднятия вверх. Наиболее полный набор зон представлен на Гренландском и Антарктическом ледниковых покровах, где распространены все зоны, за исключением теплой фирновой. Последняя отличается тем, что здесь вся толща фирна и льда летом прогревается до 0 °С, тогда как в холодной фирновой зоне температура остается отрицательной. Поэтому холодная фирновая зона характерна для ледников, расположенных в областях континентального климата с малым количеством зимних осадков и большим запасом холода во льду. Наоборот, теплая фирновая зона распространена на ледниках, лежащих в районах морского климата с обильными зимними осадками и теплой зимой. Эта зона занимает наибольшие площади в областях питания ледников Альп, Кавказа и подобных районов.

Пришло время вместо выделения полярных и умеренных ледников, подобного альмановскому, говорить о закономерных наборах зон льдообразования на ледниках в условиях морского и континентального климата. В континентальных областях, к которым относятся Антарктический и Гренландский ледниковые покровы, а также ледники Центральной Азии и Восточной Сибири, встречаются (сверху вниз) снежная, снежно-фирновая, холодная фирновая и ледяная зоны. На ледниках в районах морского климата подавляющую площадь областей питания занимает теплая фирновая зона, на отдельных участках сменяющаяся зоной ледяного питания; в наиболее высоких частях ледника иногда можно увидеть снежно-фирновую зону. Конечно, в зависимости от абсолютной высоты ледника верхние, наиболее холодные зоны могут иногда выпадать, а в связи с местными особенностями питания и таяния может несколько нарушаться

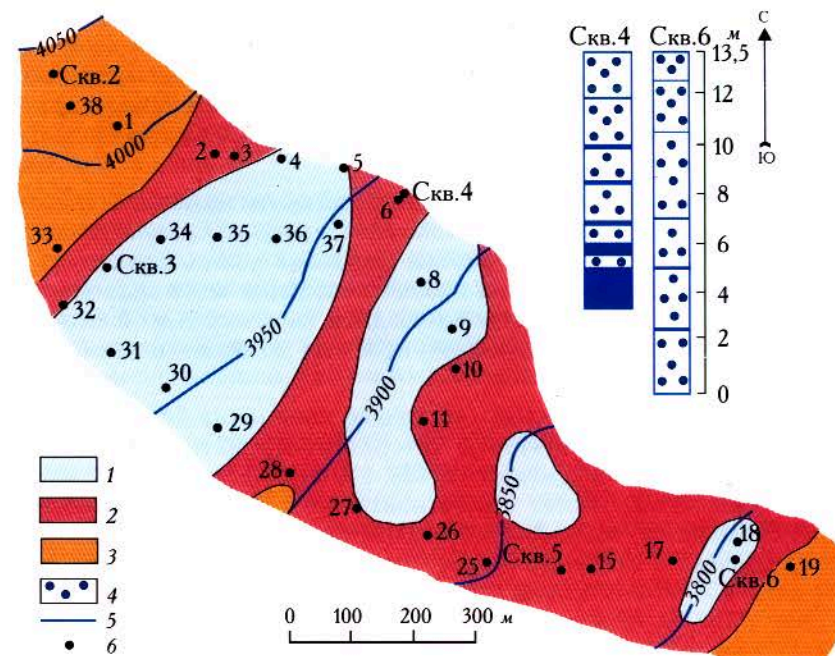


Рис. 2.31. Типы льдообразования на южном склоне Эльбруса

1 – инфильтрационно-рекристаллизационное льдообразование, 2 – инфильтрационное льдообразование, 3 – участки чистой абляции, 4 – мелкозернистый фирн, 5 – прослойка льда, 6 – номера снегомерных рек и скважин

последовательность зон на леднике. Крайний пример такого нарушения – инверсия зон льдообразования на изолированных горных вершинах или массивах, исследованная нами на Эльбрусе.

Влияние скорости аккумуляции на мощность фирновой толщи возрастает по мере перехода к более теплым зонам и в нижней части области питания ледников иногда может стать причиной смены типов льдообразования. На многих горных ледниках в связи с резкой дифференциацией питания различные типы льдообразования занимают отдельные небольшие участки. По существу, в таких условиях часто трудно говорить о зоне льдообразования, так как понятие «зона» связано с некоторым площадным распространением типа льдообразования, чего на большинстве горных ледников не наблюдается.

Нередко распределение типов льдообразования по поверхности ледника связано с размещением участков преимущественного сноса

и надувания снега. Как показали результаты исследований летом 1962 г. на южном склоне Эльбруса (Псарева, 1964), на участках преимущественного сноса, отличающихся сравнительно малой скоростью аккумуляции, преобладает инфильтрационный тип льдообразования, а на участках преимущественного надувания с повышенной скоростью аккумуляции талые воды не проникают во всю толщу фирна, и льдообразование здесь заканчивается путем рекристаллизации (рис. 2.31).

Таким образом, на горных ледниках в пределах теплой фирновой зоны могут наблюдаться участки с разными типами льдообразования, что определяется в первую очередь величиной аккумуляции. На ледниках, расположенных на изолированных вершинах, подобных Эльбрусу, неравномерность снегонакопления служит причиной инверсии зон. Из-за сноса снега метелями и лавинами с крутых склонов вниз, на высоты 3700–4000 м, здесь формируется полоса повышенного питания и соответственно теплая фирновая зона, а ниже и выше (!) этой зоны располагаются участки ледяного питания, что удалось выяснить на основе структурных исследований 1957–1959 и 1962 гг. и термозондирования осенью 1961 г. (Псарева, 1964; Оледенение Эльбруса, 1968; Цыкин, 1962а). В отдельные годы с чрезвычайно интенсивным таянием, каким отличалось лето 1962 г., на участках ледяной и холодной фирновой зон в пределах 4000–4300 м абляция затронула весь сезонный снежный покров и фирн, в результате чего участки абляции на Эльбрусе оказались выше области питания (см. рис. 2.31).

В области эльбрусского оледенения, для которого характерно чередование крутых склонов с выположенными участками, на последних в районе фирновой линии, а иногда и на более высоких уровнях встречаются участки с льдообразованием, протекающим по инфильтрационно-конжеляционному типу, но такие участки, естественно, не образуют настоящей зоны ледяного питания. На горных ледниках вообще участки питания наложенным льдом бывают приурочены, как правило, к тем местам, с которых снег преимущественно сметается ветрами.

Быстрое движение ледника нередко приводит к тому, что фирновая толща оказывается в условиях, не свойственных для ее образования и сохранения. Такое несоответствие между строением верхних слоев ледника и внешними условиями служит причиной возникновения переходных зон, в которых льдообразование происходит по какому-то промежуточному типу. Кроме того, постоянные колебания климата ведут к изменению условий льдообразования, иногда более быстрому, чем сам процесс льдообразования. В результате таких климатических изменений верхние слои ледника часто оказываются в неустойчивом состоянии, когда тип льдообразования в одном и том же месте ледника периодически изменяется.

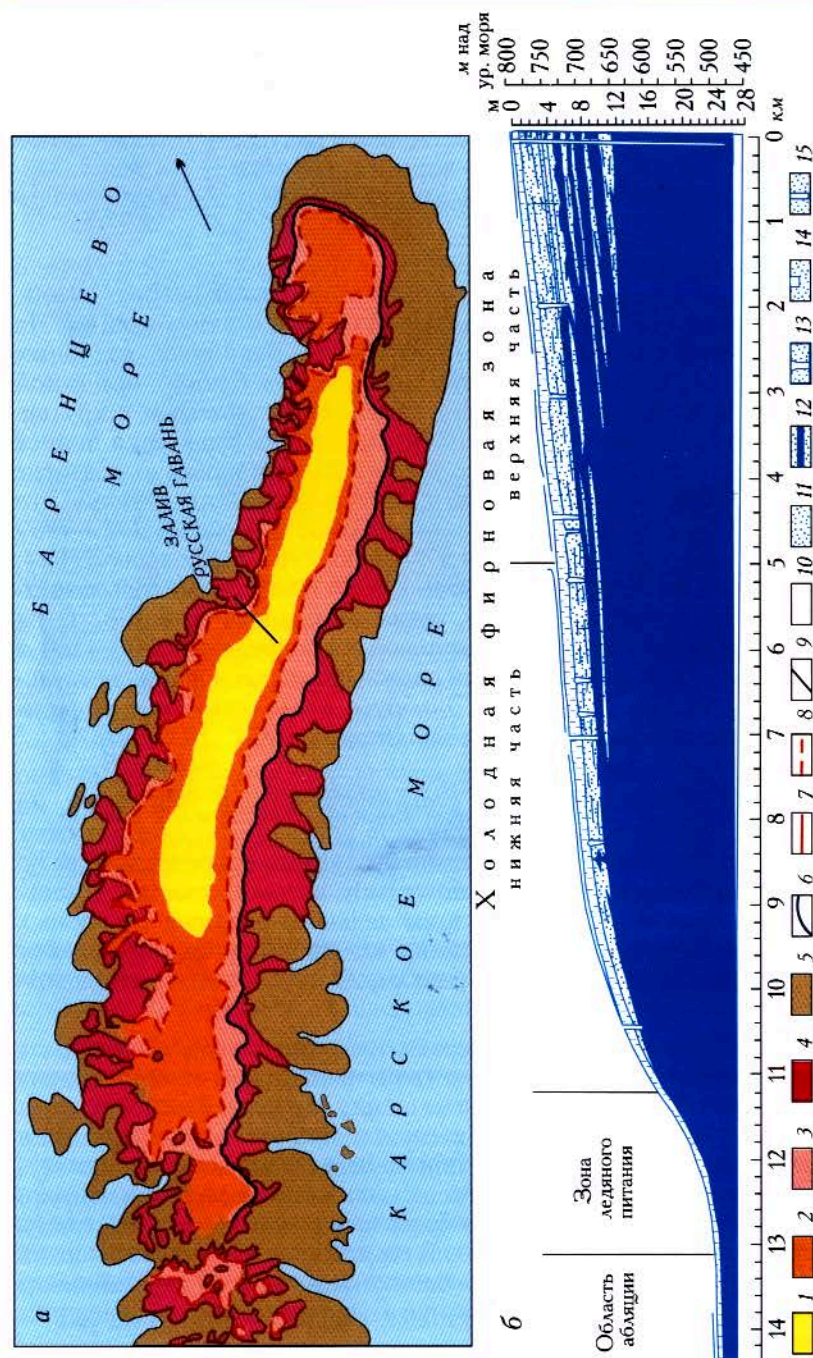


Рис. 2.32. Схема зон льдообразования (а) и разрез фирново-ледяной толщи (б) на ледниковом покрове Северного острова Новой Земли По данным А.Б. и В.Я. Бажевых

1 – верхняя часть холодной фирновой зоны, 2 – нижняя часть холодной фирновой зоны, 3 – зона ледяного питания, 4 – область абляции, 5 – зона распространения навейных ледников и снежников, 6 – границы ледников, 7 – граница питания, 8 – фирновая линия, 9 – положение профиля, 10 – снег, 11 – фирн, 12 – слои льда, 13 – трещины, 14 – шурфы, 15 – скважина

Стратиграфические исследования в области аккумуляции на Земле Элсмира показали (Péguy, Corbel, 1961), что в слоях фирновой толщи, относящихся по времени образования к периоду от 1930 г. до конца 50-х годов, встречается очень много льда, тогда как в более ранних годовых слоях льда почти нет. Эти данные свидетельствуют о том, что инфильтрационно-рекристаллизационный тип льдообразования, господствовавший здесь в первые десятилетия XX в., в конце 30-х годов сменился инфильтрационным типом, что связано с широко известным потеплением Арктики в те годы. Аналогичный процесс происходил и на ледниковом покрове Новой Земли, где его удалось изучить путем сравнения наблюдений, проведенных в периоды 2-го Международного полярного года (1932–1933) и Международного геофизического года (1957–1959).

При пересечении Новоземельского ледникового покрова экспедиция 2-го МПГ нигде, в том числе и на ледоразделе, не обнаружила на поверхности фирна. Однако во время исследований в период МПГ на

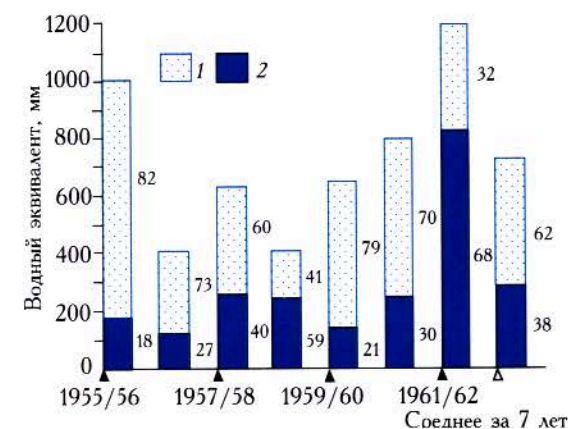


Рис. 2.33. Диаграмма изменения годовой аккумуляции в области питания южного склона Эльбруса с 1955 по 1962 год

Водозапас в годовом слое: 1 – фирн, 2 – льда. Цифры у столбцов обозначают проценты к общему водозапасу годового слоя

станции Ледораздельная была вскрыта 15-метровая фирново-ледяная толща (рис. 2.32), в которой льдообразование идет по инфильтрационному типу. Такие различия вполне могут быть объяснены сменой типов льдообразования при колебаниях климатических условий. Как показали расчеты Н.В. Давидович (1963), по характеру питания центральная часть ледникового покрова Новой Земли в середине нашего столетия находилась в неустойчивом равновесии: шло накопление льда и сокращение толщи фирна. Для установления фирнового питания необходимо увеличение аккумуляции в 1,5 раза или уменьшение таяния в 1,5 раза (по сравнению с условиями 1957/58 г.). При одновременном увеличении аккумуляции и уменьшении абляции достаточно изменения этих показателей всего в 1,2–1,3 раза, чтобы характер льдообразования стал иным. При сохранении же условий льдообразования, характерных для 50-х годов, в толще прогрессивно увеличивается количество льда за счет сокращения фирна, что в течение нескольких лет может привести к заполнению всех пор и образованию ледяной толщи. Тогда льдообразование будет протекать по инфильтрационно-конжеляционному типу, что, по-видимому, и наблюдали участники экспедиции 2-го МПГ.

Результаты изучения льдообразования на Эльбрусе (Бажев, Бажева, 1964) иллюстрируют иные условия. Здесь в 10-метровом шурфе была вскрыта фирново-ледяная толща, отложенная за 7 лет: с 1955 по 1962 год. Несмотря на прогрессирующий за эти годы рост массы фирнового остатка (рис. 2.33), на протяжении всех исследованных лет масса фирна в ежегодном остатке постоянно превышала массу льда. Это говорит о том, что в области аккумуляции эльбрусского оледенения (на высоте около 3800 м) в эти годы господствовало устойчивое фирновое питание.

Глава 3

СНЕГ И ЛЕД В ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

Режим ледников и энергия оледенения

Внешние условия существования ледников находят свое выражение в их режиме. Ранее Х. Альман (Ahlmann, 1948) предложил использовать термин «режим» в применении к ледникам как показатель, представляющий собой сумму годовой аккумуляции и годовой абляции за один балансовый год. Однако, не отрицая важность такой характеристики, понятие «режим» следует употреблять в более широком смысле, подобно тому, как в гидрологии говорят о режиме реки.

Режим ледника есть совокупность всех процессов, происходящих на его поверхности и в толще. Режим ледников определяется такими количественными показателями, как высота границы питания, интенсивность процессов аккумуляции–абляции (величина годовой аккумуляции на высоте границы питания), площади областей питания и расхода, ледниковый коэффициент, высотные градиенты аккумуляции и абляции и их сумма – высотный градиент баланса массы, а также таким показателем, как внутренний массоэнергообмен ледника (движение льда и пр.). Очевидно, каждый из перечисленных показателей на конкретном леднике в разные годы меняется, что служит причиной постоянных колебаний его режима.

Важнейшей характеристикой режима ледника служит высотный градиент его баланса массы, или тангенс угла наклона кривой, выражающей зависимость баланса массы от абсолютной высоты. Эту величину П.А. Шумский (1955) назвал «энергией оледенения», а М. Майер (Meier, 1962) – «показателем активности» ледника. Первоначально Шумский определил ее как сумму градиентов кривых годового прироста и убыли вещества у границы питания, но, как видно из простых геометрических построений, эта сумма равна высотному градиенту баланса массы ледника в любой его точке.

В области питания ледника баланс массы представляет собой годовую прирост фирна и льда A , а в области расхода – годовую убыль льда a . Исходя из содержания понятия «энергия оледенения» E , для

областей аккумуляции и абляции соответственно можно записать следующие равенства:

$$A = E(H - H_0) \text{ и } a = E(H_0 - H),$$

где H_0 – высота границы питания, H – высота любой точки. Поскольку градиент абляции, вклад которого в значение градиента баланса массы обычно в несколько раз больше вклада градиента аккумуляции и в пределах ледникового языка с высотой почти не изменяется, правое равенство можно использовать для приближенного вычисления энергии оледенения.

Высотный градиент баланса массы возрастает с ростом интенсивности процессов аккумуляции–абляции и поэтому характеризует активность ледника: скорость его движения, интенсивность обмена вещества в леднике, рельефообразующую деятельность льда. В целом значения градиентов баланса возрастают по мере движения от полюсов к экватору и в еще большей степени при переходе от континентальных областей к морским. Если во внешних береговых цепях Аляски значения E достигают 20–22 мм/м, то на Тибетском нагорье они составляют всего 2–3 мм/м.

Значения энергии оледенения не остаются одинаковыми в пределах всей горной страны. Они всегда выше на ледниках, лежащих на склонах, наветренных по отношению к влагоносным воздушным массам, и гораздо ниже во внутренних частях массива. Особенно велики различия в пределах горных систем, расположенных на постоянных путях движения влажного океанического воздуха; примером может служить Аляска. Высотный градиент баланса массы на леднике Лемон-Крик, лежащем в южной прибрежной части Аляски, равен 22 мм/м, а на леднике Мак-Кол на внутреннем хребте Брукса – всего 2 мм/м (Meier, Post, 1962). Подобные различия значений E , хотя и меньшие, мы видим во внешних и внутренних цепях Алтая, Памира, Тибета и т.п.

Малые ледники, существующие за счет значительной концентрации снега на их поверхности, обладают повышенным оборотом вещества и большими по сравнению с обычными долинными ледниками значениями высотного градиента баланса массы. Так, на Полярном Урале, по аналогии с соседним ледниковым районом – Скандинавией, естественно было бы ожидать значения E в пределах 5–6 мм/м, но в действительности энергия оледенения на ледниках Полярного Урала составляет 15–20 мм/м. Наоборот, ледники плоских вершин, с которых значительная часть снега сметается ветрами, отличаются малой интенсивностью процессов аккумуляции–абляции и низкой энергией оледенения. По определению Г.А. Авсюка (1950), величина E на ледниках плоских вершин Тянь-Шаня составляет всего 0,5 мм/м. Именно эта особенность режима вызывает весьма медленное сокращение плосковершинных ледников на фоне более быстрого отступления долинных ледников.

Градиент баланса массы на полярных ледниках, так же как и на горных, уменьшается по мере удаления от источников поступления влаги и от преимущественных путей циклонов: если в Исландии E равно 9–11 мм/м, то на Северной Земле – только 2–4 мм/м.

Понятие «энергия оледенения» неприменимо к Антарктическому ледниковому покрову, так как граница питания в большинстве случаев здесь проходит на уровне моря, и почти весь расход льда происходит путем откола айсбергов. Об активности же оледенения можно судить по скоростям движения льда, которые составляют 500–1500 м/год в местах значительной концентрации стока и гораздо меньше на остальных участках края ледника. Учитывая огромный радиус Антарктического ледникового покрова (1500–2000 км), следует признать, что наблюдаемые здесь скорости движения недифференцированного края льда свидетельствуют о весьма низкой энергии оледенения, что, однако, не противоречит выводу о большой активности ледникового покрова Антарктиды, обязанной его гигантским размерам.

Интенсивность процессов аккумуляции–абляции на ледниках изменяется пропорционально изменению высотного градиента баланса массы. Например, на альпийских ледниках значения годовой аккумуляции (и соответственно годовой абляции) на уровне границы питания равны 200–240 г/см², а на хр. Сунтар-Хаята – 50–60 г/см²; в Исландии эта величина составляет 180–250 г/см², а на Северной Земле – примерно 35 г/см².

Важным показателем режима ледника служит также ледниковый коэффициент $K = S_c/S_a$, представляющий отношение площади области аккумуляции S_c к площади области абляции S_a . За рубежом, однако, используется другой параметр, предложенный в свое время М. Майером и вошедший в обиход с аббревиатурой AAR. Он представляет собой отношение площади области аккумуляции к площади всего ледника S т.е. $AAR = S_c/S$. Очевидно, оба названных коэффициента связаны между собой простыми соотношениями:

$$K = AAR/(1 - AAR).$$

$$AAR = K/(1 + K).$$

Будем считать, что стационарному состоянию данного ледника отвечает ледниковый коэффициент K_0 . Девятилетние исследования ледника Хинтерайсфернер (Hoinkes, Rudolph, 1962) позволили установить, что при нулевом балансе массы ледниковый коэффициент на этом леднике равен 2,73. Соответствующее значение K_0 для Центрального Тууксуйского ледника, по определениям Н.Н. Пальгова (1964), равно 2,64. В современную эпоху отступления горных ледников значение K , как правило, меньше K_0 . Так, на леднике Хинтерайсфернер в среднем за 1952–1961 гг. ледниковый коэффициент составлял всего 1,47, а на Тууксуйском леднике в среднем за 1937–1962 гг. он был равен 1,13.

Значение ледникового коэффициента, соответствующего стационарному состоянию ледника, очевидно, снижается по мере уменьшения энергии оледенения. Чем менее активен ледник, тем меньше площадь области питания, при которой он сохраняет нулевой баланс массы. Так, на леднике № 31 на хр. Сунтар-Хаята $K_0 = 1,6$ (Корейша, 1963), а в большинстве лет коэффициент K здесь колеблется около единицы. Однако отмеченная связь ледникового коэффициента с энергией оледенения проявляется не всегда четко, так как определенное воздействие на нее оказывает морфология ледника. В качестве еще одного примера приведу данные М. Майера и О. Поста (Meier, Post, 1962), касающиеся ледников Северной Америки: здесь значения ледникового коэффициента уменьшаются от 1,5 и более на береговых цепях Аляски до 0,5 и менее на ледниках Берегового хребта (запад США).

На многих арктических ледниковых куполах значения ледниковых коэффициентов K и K_0 меньше, чем на горных ледниках. На ледниках о. Гукера на Земле Франца-Иосифа и на Новоземельском ледниковом покрове ледниковый коэффициент равен приблизительно 0,5. Однако на леднике Шокальского в районе Русской Гавани, где в течение двух лет проводила наблюдения Новоземельская гляциологическая экспедиция МГГ, значение K оказалось равным 1,2; соответственно и баланс массы этого ледника имеет гораздо менее отрицательное значение, чем ледникового покрова в целом (Оледенение Новой Земли, 1968). Можно считать, что значение K около 1,5 соответствует нулевому балансу массы этого ледника. Эти данные также подтверждают мысль о зависимости ледникового коэффициента K_0 от величины энергии оледенения.

Понятие ледникового коэффициента теряет смысл на тех ледниках, где основной расход льда происходит путем образования айсбергов. Так, площадь области абляции Антарктического ледникового покрова, по моим расчетам, равна 150 тыс. км² — это около 1% площади всей Антарктиды, т.е. ледниковый коэффициент составляет 100. Последняя цифра говорит лишь о ничтожном значении поверхностной абляции в расходе льда Антарктического ледникового покрова, но она не дает никакого представления о режиме всего ледника.

Гляциологическое районирование земного шара

Гляциологическое районирование заключается в выделении территориально целостных природных единиц, в пределах которых все нивально-гляциальные явления и все виды природных льдов рассматриваются как целое на основе их взаимодействия с окружающей средой и друг с другом. По существу, это физико-географическое районирование, в котором на передний план поставлены нивально-

гляциальные ландшафты, взаимосвязанные со всей природной обстановкой, но подчиняющиеся и некоторым особым, присущим лишь им закономерностям.

Задача гляциологического районирования состоит в том, чтобы, рассматривая нивально-гляциальные явления и природные льды как целое, подразделить их на части, каждая из которых обладает своими свойствами, отличающими ее от других частей, и вступает с другими в отношения равноправных взаимосвязей. Основными факторами районирования служат: широтное положение территории, степень ее континентальности, источник питания влагой, особенности рельефа.

В качестве главных факторов, воздействующих на нивально-гляциальные явления, следует рассматривать зональные, азональные и высотно-поясные. Многие гляциологические явления, и в том числе зоны льдообразования на горных ледниках, есть продукт высотной поясности; в то время как зоны льдообразования на материковых ледниках — это зримое выражение общегеографической зональности в специфических ледниковых условиях.

Нивально-гляциальные явления развиты в полярных и умеренных поясах, а вне их встречаются лишь в горах (как правило, в высокогорье). Поэтому существующие в Северном и Южном полушариях пояса и зоны имеют глубокие различия, связанные с существенно разным соотношением суши и моря в этих полушариях.

Первую попытку классификации ледников, оставившую заметный след в районировании ледниковых областей, сделал Х. Альман (Ahlmann, 1948), выделивший умеренные (более теплые) и полярные ледники, а среди последних — субполярные и высокополярные. Эта первая классификация была развита в работах Г.А. Авсюка (1955), который, исходя из природных факторов, обуславливающих температурный режим ледников, выделил пять следующих их типов, закономерно размещенных на территории земного шара: а) сухой полярный (ледники Антарктиды, Гренландии и горные ледники на высотах более 6000 м), б) влажный полярный (по периферии упомянутых ледников), в) влажный холодный (верхние части ледников на арктических островах и в Патагонии), г) морской (ледники Аляски, Альп, Скандинавии, Кавказа, Камчатки, Новой Зеландии и др.), д) континентальный (ледники гор Средней и Центральной Азии, Сибири, Канадского архипелага).

Климатические условия существования ледников отражены в классификации Л. Либутри (Lliboutry, 1956). Он выделил восемь типов ледников, назвав характерные районы, в которых они распространены: 1) шельфовые ледника (Антарктика), 2) полярные материковые ледники (Антарктида и Гренландия), 3) ледники сухого субполярного климата (Канадский архипелаг), 4) ледники влажного субполярного климата (Аляска, Патагония, Исландия), 5) ледники умеренного климата (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань и многие другие), 6) субтро-

пические, или туркестанские ледники (Памир, Каракорум, Центральные Анды), 7) тропические, или гималайские ледники (массив Нанга-Парбат) и 8) экваториальные ледники (Рувензори, Килиманджаро и т.п.).

Однако для географического районирования одной типизации ледников недостаточно, так как в обширном ледниковом районе могут встречаться ледники разных морфологических типов, обладающие неодинаковым температурным режимом. В то же время существование ледников и в значительной мере их режим связаны в первую очередь с циркуляцией атмосферы. Поэтому в основу ледникового районирования следует положить закономерности атмосферной циркуляции и взаимодействия ее с рельефом ледниковых областей. Поскольку основное питание ледников приносят циклоны, естественным генетическим признаком района, как отмечает А.Н. Кренке (1963), служит приуроченность ледников к основным траекториям движения циклонов.

Связь ледников с основными путями циклонов особенно хорошо проявляется в распределении арктических ледниковых куполов. А.Н. Кренке (1963) убедительно показал, что почти все арктические ледники расположены вдоль барических ложбин, причем ледниковые покровы асимметричны и сдвинуты к осям этих ложбин. На склонах ледниковых покровов, обращенных к барическим ложбинам, высотный градиент баланса и скорости движения льда больше, чем на противоположных склонах; граница питания и соответствующие зоны льдообразования располагаются здесь ниже.

Ледниковое районирование должно исходить из соответствия современных ледниковых областей и циркуляции атмосферы, источников питания ледников влагой и условий ее выпадения на ледники. Идею о выделении ледниковых провинций по принципу источников питания высказал еще Д.М. Колосов (1952); он различал Тихоокеанскую и Атлантическую ледниковые провинции. Впоследствии эта идея была развита В.С. Преображенским (1961), который в пределах Тихоокеанской провинции выделил Североазиатский округ, а в нем – Океанический и Субконтинентальный подокруга, объединяющие такие ледниковые районы, как хр. Сунтар-Хаята, Камчатка, Корякское нагорье и др.

Итак, основные районы оледенения Земли находятся в зонах большой повторяемости циклонов, а источниками влаги служат Тихий, Атлантический и Индийский океаны. При этом наибольшее значение имеет Атлантический океан, снабжающий влагой всю арктическую область и большую часть Евразии. Влага с Тихого океана поступает лишь на ледники Северной и Южной Америки, Новой Зеландии и крайнего северо-востока Азии. Наконец, в соответствии с муссонной циркуляцией в северной части Индийского океана влага отсюда переносится в ледниковые районы Центральной Азии. На обширных пространствах континентов происходит трансформация

воздушных масс, причем значительную роль в этом процессе играют горные сооружения, несущие на себе ледники.

Исходя из двух основных факторов, определяющих питание ледников, – циркуляции атмосферы и макрорельефа земной поверхности, в 60-х годах я предложил ледниковое районирование земного шара, где основными таксономическими ступенями были две: провинции и области. Основой для выделения гляциологических провинций служат источник питания ледников влагой и направление ее движения, а ледниковые области совпадают с крупными горными массивами или архипелагами островов, в пределах которых наблюдается некоторое единство режима ледников. Очевидно, любую из названных областей можно разделить на подобласти и районы.

Это районирование послужило отправной точкой гляциологического районирования в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, которое строится по шестиступенчатой схеме с учетом «матричного» положения таксономических единиц. Различаются: пояс – зона – провинция – область – район – бассейн. Пояса и зоны выделяются исходя из общей географической зональности с учетом временного и постоянного развития снежно-ледовых явлений. Каждая из зон подразделяется на гляциологические провинции и области в зависимости от характера циркуляции атмосферы и макрорельефа земной поверхности. При выделении провинций главным следует считать источник влаги и поступление ее к тому или иному континенту, а областей – их совпадение с крупными горами или равнинными территориями, в пределах которых наблюдается определенное единство нивально-гляциальных явлений.

При выделении районов учитываются преобладание определенных видов нивально-гляциальных явлений, степень оледенения и его дисперсность или компактность, высотная поясность гляциологических явлений, особенности их режима и межгодовой изменчивости. В качестве элементарной единицы районирования принимается речной бассейн с той или иной степенью развития в нем нивально-гляциальных явлений, называемый ледниковым бассейном.

Ледниковым бассейном считается такой бассейн, на поверхности которого, вплоть до замыкающего створа, существуют ледники и (или) многолетние снежники. Нижнюю границу ледникового бассейна целесообразно проводить на уровне границы снежников (орографической снеговой линии), т.е. ниже основной массы сезонных и всех перелетовывающих снежников в бассейне. Географически непрерывная и достаточно однородная в балансовом отношении совокупность нивально-гляциальных бассейнов образует гляциологический район, а группа таких районов объединяется в гляциологическую область. Иногда в качестве промежуточной ступени выделяется подобласть.

В основе районирования – пять поясов временных и постоянных нивально-гляциальных явлений в Северном и Южном полушариях (см.

рис. 1.26; более подробно – на с. 38 и 39 в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира). В Северном полушарии они развиты в основном на суше, а в Южном – на море, что приводит к неодинаковому характеру зональности в обоих полушариях. Названия зон даны по основным гляциологическим явлениям в той или иной зоне. Действительный набор нивально-гляциальных явлений в любой из зон значительно сложнее, а в горах, кроме того, встречаются ледники, окаймляемые поясами устойчивого снежного покрова и лавин.

В Северном полушарии выделяются четыре зоны (с севера на юг): покровного, горно-покровного оледенения и морских льдов; многолетней мерзлоты, устойчивого снежного покрова, сезонных морских льдов и горного оледенения; устойчивого снежного покрова, горного оледенения, сезонных морских, озерных и речных льдов; неустойчивого снежного покрова и горных ледников. В Южном полушарии распространены три таких зоны (с юга на север): Антарктического ледникового покрова; морских льдов и горно-покровного оледенения; айсбергов. Отдельно существует разорванный пояс нивально-гляциальных явлений в экваториальном, тропическом и южном умеренном поясах.

Каждый из пяти субширотных поясов включает в себя одну, две или три субширотные зоны.

Пояс А (обозначения даны на карте: рис. 1.26, с 75) – пояс постоянных нивально-гляциальных явлений Северного полушария – охватывает Гренландию, Северный Ледовитый и северные части Тихого и Атлантического океанов, занятые морскими льдами, северные области Евразии и Северной Америки с покровом многолетнемерзлых пород и современным оледенением в горах. Зона АІ включает Гренландский ледниковый щит и Центральный Арктический бассейн с его массивом многолетних морских льдов, зона АІІ – окраинные моря Северного Ледовитого и часть Атлантического океанов с сезонными и многолетними морскими льдами и современным горно-покровным оледенением на островах, зона АІІІ – территории двух материков в пределах распространения многолетнемерзлых пород и замерзающие зимой акватории Белого, Охотского и Берингова морей. Общая площадь пояса 38 млн км². Устойчивый сезонный снежный покров сплошным слоем залегает по всей территории пояса в холодную половину года.

Пояс Б – пояс временных нивально-гляциальных явлений Северного полушария – охватывает распространение снежного покрова в Евразии и Северной Америке на сезонномерзлых грунтах с островами вечной мерзлоты, а также часть Атлантического океана, замерзающую в отдельные годы. В нем выделены зоны устойчивого (зона БІ) и неустойчивого (зона БІІ) снежного покрова. Очертания границы между ними довольно сложны: зона БІ, к которой отнесены Тибет и Гималаи, крупными «заливами» проникает далеко на юг, в зону БІІ,

охватывая территории с современным оледенением горных стран. Общая площадь пояса Б равна 35 млн км².

Пояс В – пояс постоянных нивально-гляциальных явлений Южного полушария – включает Антарктиду (зона ВІ) и часть Южного океана, занимаемую айсбергами, сезонными и многолетними морскими льдами (зона ВІІ). На островах зоны ВІІ распространено современное горно-покровное оледенение, вся поверхность пояса в холодную половину года занята снежным покровом. Общая площадь пояса В равна 35 млн км².

Пояс Г – пояс временных нивально-гляциальных явлений Южного полушария – включает в себя одну зону ГІ распространения айсбергов, продуцируемых ледниковым щитом Антарктиды. На островах зоны имеется современное горно-покровное оледенение. Сезонный снежный покров характерен для поверхности как островов, так и айсбергов. Площадь тех и других примерно одинакова – первые тысячи квадратных километров. Площадь пояса Г достигает 40 млн км².

Пояс Д – пояс нивально-гляциальных явлений в экваториальном, тропическом и южном умеренном поясах – располагается в основном в Южном полушарии. Он представляет собой прерывистый снежно-ледовый ареал на суше (оледенение моря отсутствует), охватывающий все материки, кроме Евразии и Антарктиды. В Северном полушарии в него входят горы севера Южной Америки, Мексики, Карибского бассейна и горы Атласа в Африке. Заснеженные вершины Центральной Африки расположены в непосредственной близости от экватора и в Северном, и в Южном полушариях. В Южном полушарии к поясу Д относятся снежно-ледовые ареалы гор Новой Гвинеи, востока Австралии, юга Африки, запада Южной Америки. К зоне ДІ отнесены ареалы Восточного полушария, к зоне ДІІ – Западного. Общая площадь пояса ДІІ равна 2 млн км².

Пять гляциологических поясов вместе образуют современную гляциосферу Земли, охватывающую примерно 150 млн км², или 30% ее поверхности.

Субмеридиональные границы разделяют материковые и прилегающие к ним морские части гляциологических поясов и зон по принципу источника питания нивально-гляциальных объектов. Таким образом выделены гляциологические провинции, а в их пределах преимущественно по геоморфологическим признакам формируются гляциологические области.

Нивально-гляциальные системы

К нивально-гляциальным относятся такие природные системы, в вещественном составе которых и процессах, определяющих функционирование самой системы и ее взаимодействие с окружающей

средой, ведущая роль принадлежит снежному покрову и льду. Нивально-гляциальные системы включают ряд объектов, сложенных в основном льдом – ледники, наледи, подземные ледяные горизонты, ледяной и снежный покровы, а также их совокупности.

Следует различать нивально-гляциальные системы четырех уровней (Котляков, Кренке, 1979). Высший уровень занимает глобальная нивально-гляциальная система – гляциосфера, представляющая собой часть географической оболочки, связанной с другими планетарными природными системами не только прямыми, но столь же сильными обратными связями.

Следующий уровень – региональные нивально-гляциальные системы. Они формируются в пределах крупных регионов, целых горных областей, архипелагов полярных и субполярных островов. Такие системы охватывают широкий круг снежно-ледовых явлений в большом диапазоне физико-географических условий. Обратные связи, т.е. воздействие оледенения разных видов на климат и рельеф, на этом уровне явно заметны, но все же находятся в подчиненном положении по сравнению с прямым воздействием климата и рельефа на оледенение.

Далее идут местные (локальные) нивально-гляциальные системы, в которых взаимосвязанные снежно-ледовые процессы происходят на относительно обособленных участках крупных регионов. Здесь развит ограниченный круг нивально-гляциальных явлений, в которых главенствующее положение занимает одно из них. Колебания интенсивности процессов, присущих именно этому явлению, накладывают главный отпечаток на особенности развития всей местной нивально-гляциальной системы.

Наконец, низший элементарный уровень занимают системы, образуемые отдельными ледниками, элементами нивально-гляциальных систем: снежниками, наледями и т.п. Их можно рассматривать как самостоятельные замкнутые системы с действующими внутри них процессами, приводящими к изменению системы во времени и пространстве. Обратные связи на этом уровне обнаруживаются либо только за длительное время наблюдений, либо посредством тонких инструментальных исследований.

Нивально-гляциальные системы характеризуются, во-первых, свойствами составляющих их элементов (размерами ледников и наледей, их режимными и физическими характеристиками, распределением толщины снежного покрова, долей подземных льдов в многолетнемерзлых породах и т.д.); во-вторых, числом, концентрацией, распределением этих элементов (числом лавинных очагов, ледников, степенью оледенения, повторяемостью схода лавин и т.д.); в-третьих, взаимосвязями этих элементов между собой и с другими частями природных систем того же или смежных в иерархическом

ряду масштабов; в-четвертых, полями основных параметров в их пределах, т.е. обобщенными представлениями о распределении по территории той или иной характеристики системы. К таким параметрам относятся, например, абсолютные и относительные высоты рельефа, высотное положение границы питания ледников, температура воздуха на ее высоте или на фиксированном уровне, величина аккумуляции–абляции на высоте границы питания ледников. Поля строятся методами проведения изолиний между величинами, вычисленными для отдельных точек территории.

Наиболее совершенный метод исследования – создание физических моделей нивально-гляциальных систем – практически не применим к достаточно сложным системам, состоящим из многих элементов. В этом случае прибегают к одному из излагаемых ниже методов: эталонному, статистическому или методу «полей».

Эталонный метод состоит в изучении «типичного» блока системы, включающего основные виды гляциальных объектов, например, отдельного ледника или горно-ледникового бассейна. Затем полученные результаты переносятся на другие блоки системы. Например, кривая зависимости удельного баланса массы от высоты или от превышения над границей питания, выведенная на одном леднике, переносится на всю ледниковую систему горной страны.

Статистический метод заключается в учете простых свойств всех элементов системы и их взаимосвязи без анализа физической сущности и учета приуроченности этих свойств к конкретным элементам системы и положению их в пространстве. Рассматриваются характеристики распределения и вероятности свойств и интенсивности процессов во времени и пространстве: оценка доли отступающих ледников, вероятности появления наледей перед их концами, изменения энтропии ледниковой системы по разнообразию размеров или типов ледников и т.д.

Метод полей или картографического моделирования состоит в построении полей простых характеристик отдельных элементов с учетом их пространственного положения, например, проведение изохион, в сопоставлении разных полей с определением степени их сходства для выявления взаимосвязей и причинности, а также в выяснении пространственных законов изменения характеристик по конфигурации их полей, в разложении полей на составляющие для выделения определяющих факторов.

Глобальная нивально-гляциальная система включает все снежно-ледовые объекты и явления, из которых наиболее важны следующие: снежный покров, ледники, морские и подземные льды (рис. 2.34). Все элементы системы образуют два генетических ряда: основой первого служит преимущественно сублимационный, а второго – конгеляционный типы льдообразования. Сила взаимосвязей между

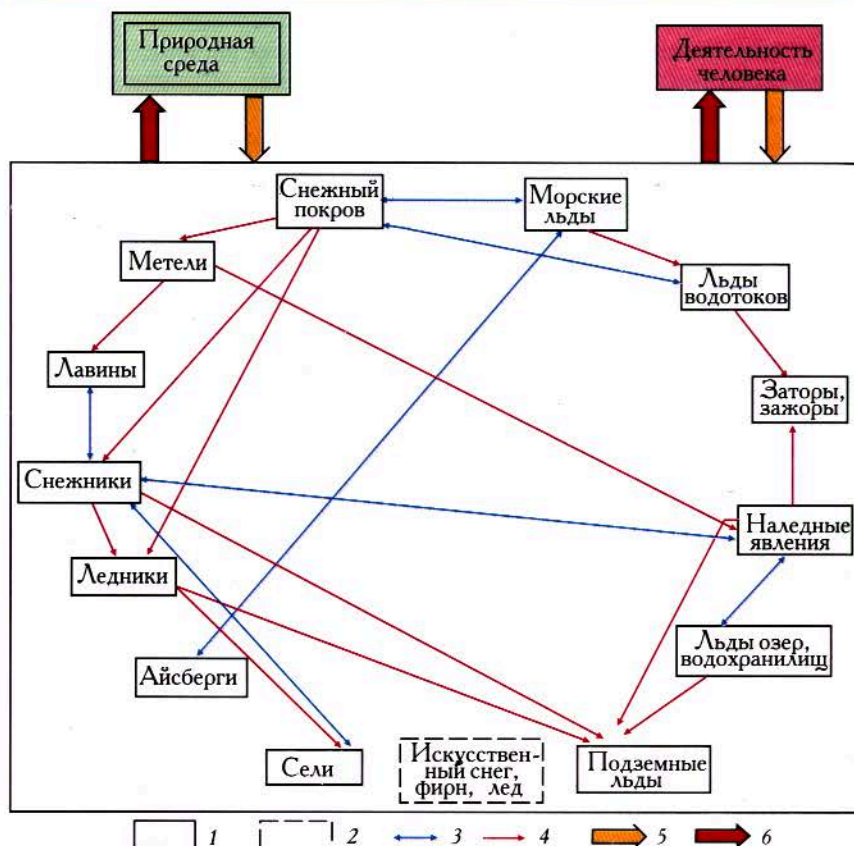


Рис. 2.34. Функциональная схема глобальной нивально-гляциальной системы

1 – элемент нивально-гляциальной системы, 2 – гляциотехнический элемент, 3 – двухсторонние связи, 4 – односторонние связи, 5 – воздействие на систему, 6 – воздействие системы

элементами, как правило, гораздо больше внутри каждого ряда, чем между ними. Это связано с существенно разной силой внешнего воздействия на нивально-гляциальную систему изменчивой во времени частью блока «природная среда» – группы гидрометеорологических явлений. Для элементов ряда сублимационных льдов основу внешнего воздействия составляют атмосферные осадки, температура воздуха и ветер, а для ряда конжеляционных – температура воздуха и режим водоема или водотока. Поглощенная солнечная радиация примерно одинаково важна для элементов обоих рядов.

Нивально-гляциальная система Памира и Гиссаро-Алая

В 1968–1973 гг. в связи с составлением Каталога ледников Советского Союза гляциологической экспедицией Института географии АН СССР под моим руководством были выполнены обширные полевые исследования в областях питания ряда ледников Памира и Гиссаро-Алая. Полученные материалы позволили провести комплексный анализ режима современного оледенения и дать весьма полную характеристику крупной региональной нивально-гляциальной системы, совсем недавно считавшейся малоизученной (Оледенение Памиро-Алая, 1993).

Территорию Памира и Гиссаро-Алая мы выделяем как Памиро-Алайскую гляциологическую область. С севера ее границей служит Ферганская долина, с северо-запада – среднеазиатские пустынные и полупустынные низменности. С юга граница проходит по долинам Пянджа и Вахша, у подножия Гиндукуша, на востоке она отделяет горные хребты от Таримской впадины. Вблизи восточных и южных границ области проходит государственная граница Таджикистана. Памиро-Алайская область, рассматриваемая как единая нивально-гляциальная система, состоит из трех природных составляющих: Западного Памира, Восточного Памира и Гиссаро-Алая.

Есть несколько близких вариантов проведения границы между Восточным и Западным Памиром разными авторами (рис. 2.35). Все они хорошо коррелируют с характеристиками рельефа, прежде всего с относительной глубиной его расчленения. Подобную карту, характеризующую максимальный перепад высот, мы построили путем сопоставления двух других карт: максимальных и минимальных высот рельефа. Геоморфологической границе Западного и Восточного Памира ближе всего соответствует на приводимой карте изолиния в 2000 м. Максимальный перепад высот на Западном Памире составляет 5 км, на Восточном контрасты высот вдвое меньше.

Наши полевые работы включали наземные исследования ледников и наблюдения с борта вертолета при систематических облетах всех ледников того или иного бассейна. В полете проводилось аэровизуальное дешифрирование аэрофотоснимков, выполненных 15–20 лет назад, корректировались границы ледников, выяснялись все случаи их наступания или отступления, отмечалось положение фирновой линии, велись наблюдения за характером питания в фирновых областях ледников и т.п. Особое внимание уделялось изучению режима специально выбранных эталонных ледников.

Наблюдения за режимом фирновых областей ледников были выполнены в 1965 г. на ледниках Медвежий и РГО в верховьях

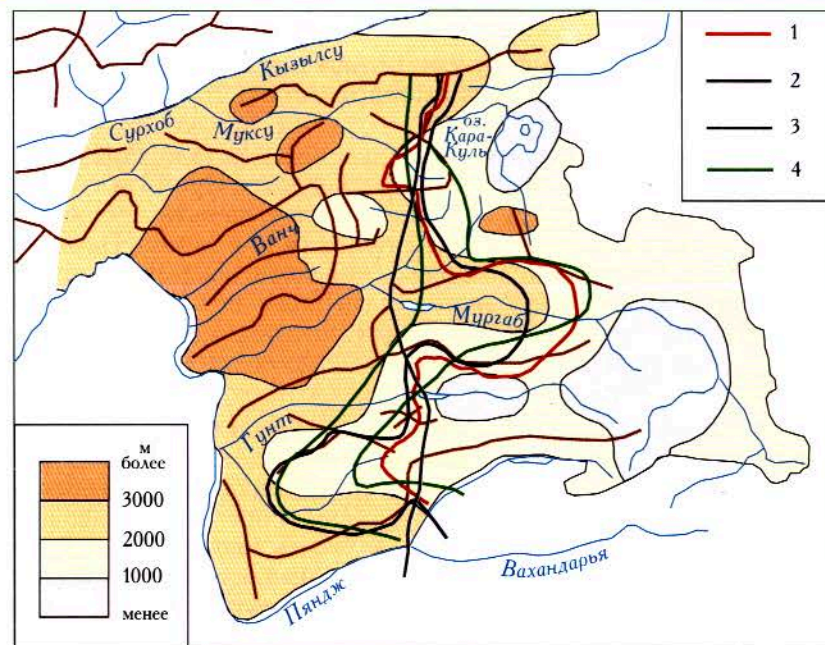


Рис. 2.35. Относительная глубина расчленения рельефа и геоморфологическая граница между Западным и Восточным Памиром
1 – по К.В. Станюковичу (1952), 2 – по Р.Д. Забирову (1955), 3 – по К.К. Маркову (1936), 4 – переходная зона по О.Е. Агаханянцу (1965)

р. Ванч; в 1969 г. на ледниках Иштансалды и Обикомароу на южном склоне Алайского хребта и на ледниках Писода, Скогач и Сытарги на северном склоне Дарвазского хребта; в 1970–1971 гг. на ледниках группы Акбайтал на северном склоне хр. Музкол; в 1972 г. на леднике Бакчигир в верховьях р. Гунт. В фирновые области ледников на высоты 4000–4500 м над ур. моря мы попадали на вертолете, а на высоты около 5000 м пешком.

На каждом из этих ледников работы проводились по крайней мере дважды – в июле и конце августа, а в некоторых случаях еще повторялись на следующее лето. Основной шурф глубиной 4–6 м располагали в центральной, сравнительно ровной части области питания, где дополнительный лавинный и метелевый снег практически отсутствовал. Со дна шурфа бурили скважину, т.е. наблюдения проводились во всей фирновой толще. Данные по шурфам увязывались со снегомерными профилями, пересекавшими всю область питания.

По данным Каталога ледников СССР, в горах Памиро-Алая насчитывается более 10500 ледников общей площадью около

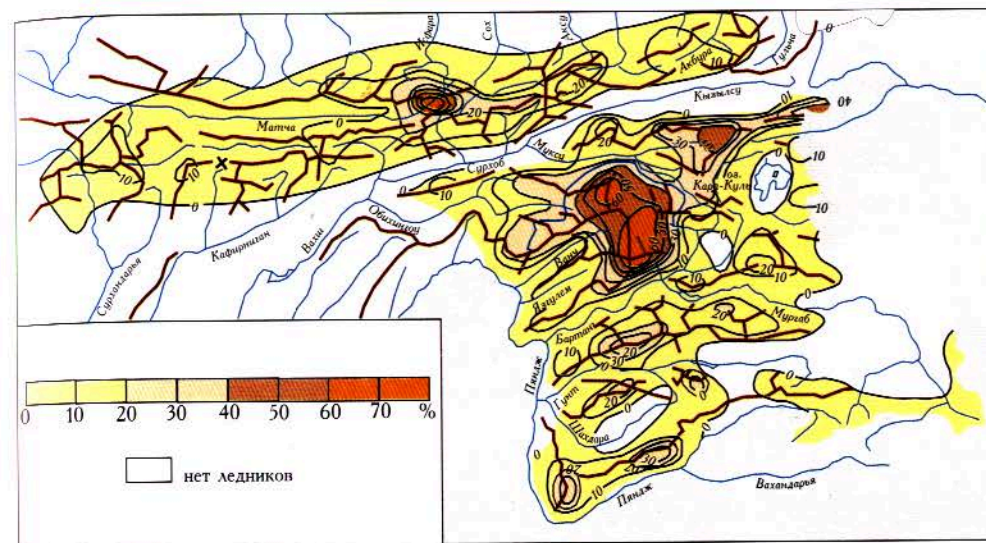


Рис. 2.36. Степень оледенения Памиро-Алая

9830 км², из них около 8,5 тыс. ледников имеют размеры более 0,1 км². Степень оледенения, т.е. доля площади ледников в общей площади рассматриваемого района, очень велика. Для картографирования этой величины мы использовали сетку квадратов со стороной 15 км, как и при построении карт высот гор. В каждом из квадратов по данным Каталога ледников подсчитана суммарная площадь льда, вычислена ее доля в процентах и по полученному полю точек проведены изолинии равной степени оледенения (рис. 2.36).

Размер медианного ледника (Кренке, 1976) на Памире равен 5 км². Сводные данные о распределении ледников по размерам, экспозиции и морфологическим типам приведены на рис. 2.37. Здесь же для сравнения даются аналогичные данные по ледниковой системе Кавказа. Видны значительные различия приводимых параметров в двух памиро-алайских системах и в то же время близкое соответствие между Гиссаро-Алаем и Кавказом. Такое сопоставление приводит к важному выводу о том, что общие закономерности современного оледенения в отдельной ледниковой системе в значительной мере определяются степенью ее зрелости, зависящей от характера рельефа и климата горной страны (они довольно близки на Кавказе и Гиссаро-Алае), чем положением этой страны внутри континента.

Действительно, представленные на рис. 2.37 кривые распределения для Памира характеризуются большим разнообразием, чем для Гиссаро-Алая и Кавказа. При логарифмической шкале площадей с шагом в «е» раз энтропия распределения площадей по размерам для

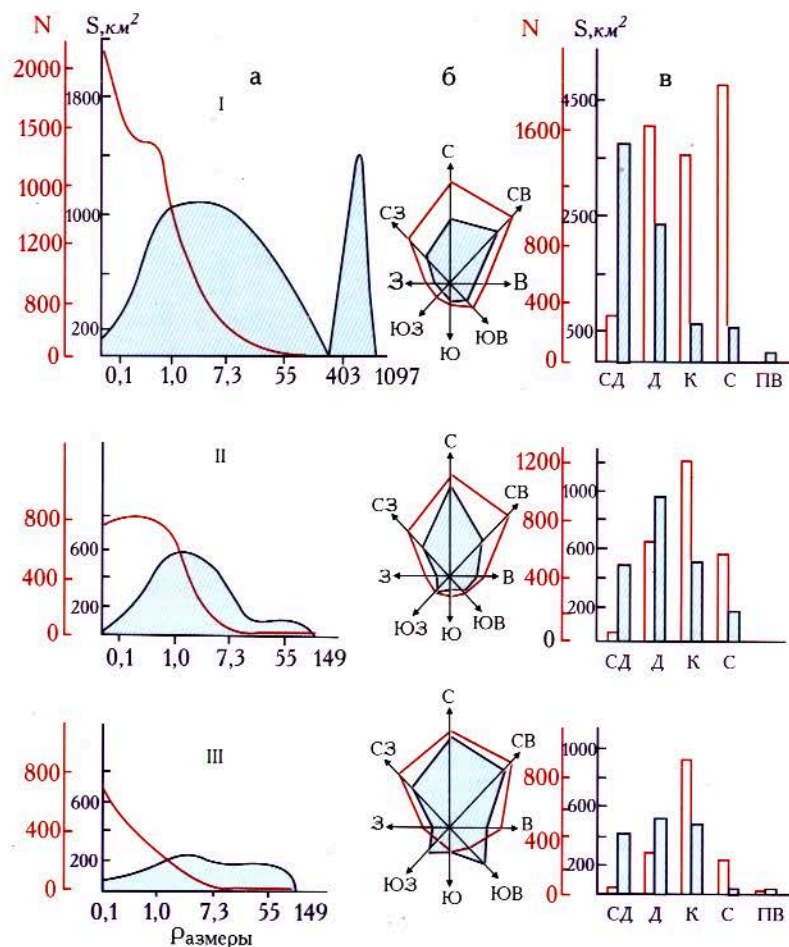


Рис. 2.37. Распределение количества N (красная линия) и площади S , км² (синяя линия с голубой заливкой) ледников по размерам и грациям в логарифмической (натуральные логарифмы) шкале (а), по экспозициям (б) и по группам морфологических типов (в) на Памире (I), Гиссаро-Алае (II) и Кавказе (III)

Группы типов: СД – сложные долинные ледники, Д – долинные, К – каровые, С – ледники на склонах, ПВ – ледники плоских вершин

Гиссаро-Алая выражается в 2,7 бита, Кавказа 2,8, Памира 3,0 бита. Наличие второго максимума на кривой распределения площадей по размерам для Памира – следствие слияния крупных ледников в громадные комплексы. На Кавказе и Гиссаро-Алае отдельные ледниковые комплексы обусловили лишь уступ в правой части кривой, лучше

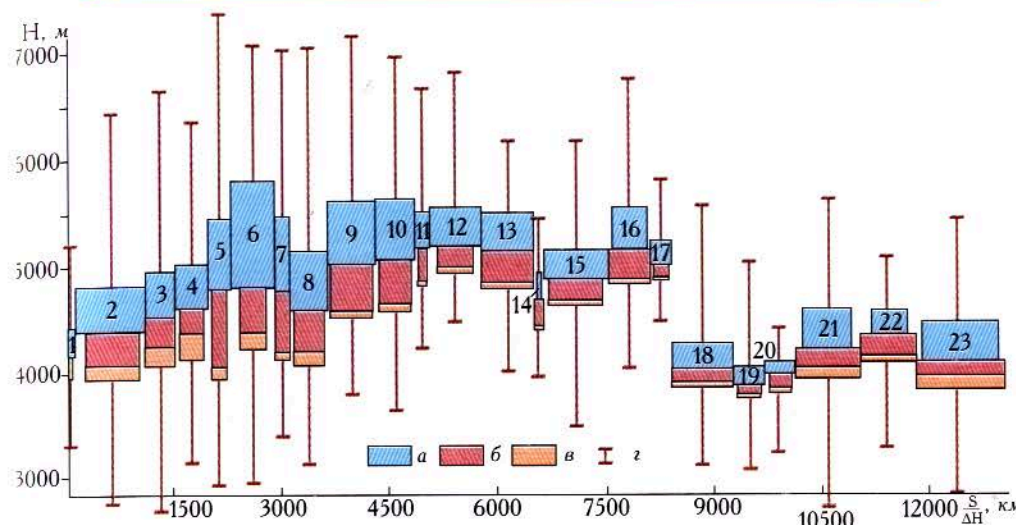


Рис. 2.38. Совмещенная диаграмма высотного положения и соотношения площадей областей аккумуляции и абляции ледников в основных бассейнах Памиро-Алая

1 – нижние правые притоки Пянджа, 2 – Обихингоу, 3 – Ванч, 4 – Язгулем, 5 – Муксу (западная часть), 6 – бассейн ледника Федченко, 7 – Бартанг (западная часть), 8 – Кызылсу (левобережье и правобережье), 9 – Муксу (восточная часть), 10 – Бартанг (восточная часть), 11 – Маркансу, 12 – оз. Каракуль, 13 – Мургаб, 14 – правые притоки Пянджа между устьями Язгулема и Гунта, 15 – Гунт (западная часть), 16 – верховья Пянджа, 17 – Гунт (восточная часть), 18 – Сурхоб, 19 – Кафирниган, 20 – Сурхадарья, 21 – левые притока Сырдарьи ниже Аксу, 22 – левые притоки Сырдарьи между Карадарьей и Аксу, 23 – Зарафшан. а – области аккумуляции; б – области абляции, свободные от моренного покрова; в – часть областей абляции, закрытая мореной; г – диапазон высот крайних точек ледников в бассейне

выраженный на Кавказе, где таких комплексов больше (в том числе ледники конических вершин). Сказанным объясняется намного большая роль на Памире сложных ледников, чем простых долинных. В Гиссаро-Алае сложные ледники сильно уступают долинным – это классическая страна простых долинных ледников.

Большинство главных горных цепей Памиро-Алая вытянуто в широтном направлении, хотя из-за сложного их расчленения встречаются склоны самой разной ориентации. Тем не менее абсолютно преобладают ледники северных румбов. Диапазон высот ледниковой зоны Памиро-Алая достигает максимально 5 км: от 2320 м (самый низкий конец ледника на северном склоне хр. Петра Первого) до 7300 м (начало ледников на склонах пика Исмоила Сомони – бывший пик Коммунизма). Различия в высотном положении ледниковой зоны зависят главным образом от уровня увлажненности и абсолютной высоты гор.

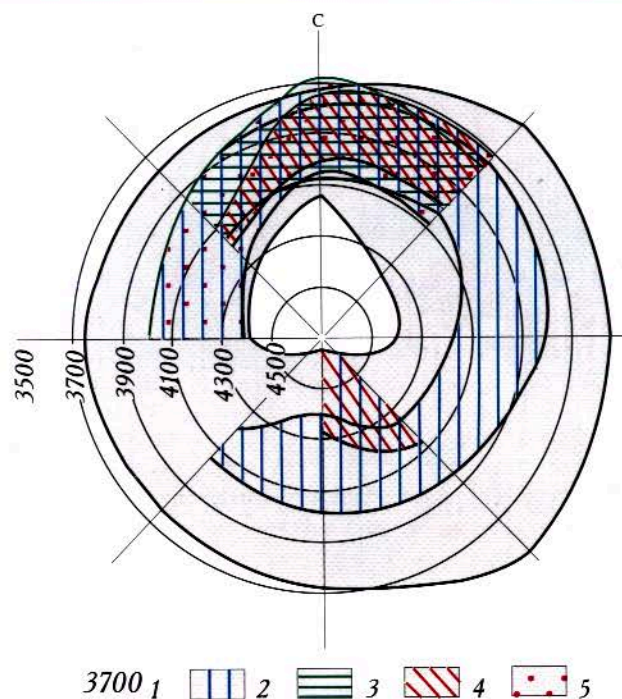


Рис. 2.39. Высотное положение ледников разных морфологических типов на склонах различных румбов в бассейне р. Сурхоб на южном склоне Алайского хребта

1 – высоты, м, 2 – долинные, 3 – склоновые, 4 – каровые, 5 – висячие ледники

Сведения о средних высотах ледников в крупных речных бассейнах Памиро-Алая даны на рис. 2.38. Подобная диаграмма была составлена для гор Средней Азии в целом (Долгушин и др., 1972), но для Памира данных Каталога ледников в то время еще не было. На диаграмме представлены высотное положение и соотношение площадей аккумуляции и абляции в каждом бассейне и сохранена соразмерность величин по осям абсцисс и ординат при отношении вертикального масштаба к горизонтальному как 1:1500. По оси ординат отложены средние для бассейна высоты концов ледников, фирновой линии и высших точек ледников, а также приблизительная граница моренного чехла на языках. На оси абсцисс дано частное от деления площади области аккумуляции или абляции на ее высотный диапазон. Рисунок показывает рост высоты ледниковой зоны с запада по направлению к центральной части Памира, максимальный размах в центре крайних отметок ледников и сужение высоко поднятой зоны оледенения Восточного Памира, а также весьма низкое положение ледниковой зоны на Гиссаро-Алае.

Детальное изучение морфологических типов ледников показало, что они закономерно расположены на склонах разных румбов. В качестве примера приведу данные по бассейну р. Сурхоб (рис. 2.39). Здесь долинные ледники встречаются на склонах всех экспозиций, каровые ледники отсутствуют на западном склоне, склоновые имеют лишь северную и западную экспозиции, висячие встречаются только на склонах западных румбов и очень высоко на северных склонах.

Это объясняется особенностями накопления осадков и таяния. Условия питания долинных ледников мало различаются на склонах разных румбов. Каровые ледники, существующие за счет значительной метелевой и лавинной концентрации снега, отсутствуют именно на западном наветренном склоне, где такая концентрация затруднена. Склоновые ледники, отличающиеся, наоборот, отсутствием концентрации, приурочены либо к наветренному западному склону, либо к северному, получающему меньше энергии солнечной радиации, но встречаются они и на сравнительно пологих южных склонах. Наконец, для висячих ледников наиболее удобен северный склон, меньше освещенный солнцем, а также западный наветренный склон.

Сказанное подкрепляется данными о ледниковом коэффициенте. Большая величина коэффициента означает, что, при прочих равных условиях, т.е. при близком к нулевому балансе массы или при одном и том же характере этого баланса у сравниваемых ледников, концентрация снега в областях питания меньше.

Возьмем для примера бассейн р. Коксу (рис. 2.40). Наибольший коэффициент (2–2,5) здесь имеют склоновые и висячие ледники. Склоновые потому, что лежат на открытых, незагороженных склонах и имеют очень низкую концентрацию снега на поверхности; висячие отличаются частыми обвалами льда с крутого языка, что служит причиной небольшой области абляции. Наименьший коэффициент (1,4–1,5) имеют каровые ледники, которые отличаются максимальной концентрацией снега. Средние значения ледникового коэффициента у долинных ледников (1,6–1,7), что свидетельствует о средних условиях их питания и режима. Это говорит в пользу того, что долинные ледники являются самыми репрезентативными. Вот почему в качестве эталонных ледников, на которых мы проводили полустационарные наблюдения, были выбраны долинные или карово-долинные ледники.

На основе полученных данных выполнены детальные расчеты элементов внешнего массообмена в области питания шести ледников, приведенные в табл. 2.16. Примененная методика исходит из понимания внутреннего инфильтрационного питания и его составляющих, изложенного в предыдущей главе. Исходными служат три величины, получаемые в результате наблюдений в поле: нестаявший остаток снега s , внутреннее инфильтрационное питание Y и общее таяние A . Нестаявший остаток снега получаем как произведение толщины годового слоя в конце периода абляции и средней плотности

Таблица 2.16
Поверхностный режим некоторых ледников Памиро-Алая, $g/(cm^2 \cdot год)^*$

Ледник (речной бассейн)	Абсолютная высота, м		С	Е	А	s	Y	I	R	I	2
	г.п.	г.с.с									
Северо-западная часть											
Обикомароу (Сурхоб)	3650	3650	208	10	150	48	60	108	90	ИРТ	5-6
Иштансалды (Сурхоб)	3840	3850	187	10	130	47	70	117	60	И	3-4
Писода (Обихингоу)	3980	4000	182	10	130	42	34	76	96	И+ИКК	1-2
Центральная часть											
Скогач (Обихингоу)	4290	4300	211	10	131	70	89	159	42	ИРТ	4-5
РГО (Ванч)	4000	4000	142	10	90	42	89	120	12	И	2
Медвежий (Ванч)	4250	4250	150	10	54	86	78	140	0	ИРХ	8
Южная часть											
Бакчигир (Гунт)	4920	4950	90	10	56	24	21	45	35	И	3-4
Ляджуар (Гунт)	5030	5050	100	10	63	27	24	51	39	И+ИКК	1-4
Восточный Памир											
Краснослободцева (Маркансу)	4920	4950	102	10	55	37	33	70	22	И	2-4

*г.п. – граница питания, г.с.с. – граница сезонного снега в конце балансового года, С – годовая аккумуляция, Е – испарение, А – таяние, s – нестаявший остаток снега, Y – внутреннее инфильтрационное питание, I – годовой приход, R – сток; 1 – преобладающий тип льдообразования: И – инфильтрационно-конгеляционный, ИК – инфильтрационно-конгеляционный, ИРТ – теплый инфильтрационно-рекристаллизационный, ИРХ – холодный инфильтрационно-рекристаллизационный; 2 – продолжительность льдообразования, лет

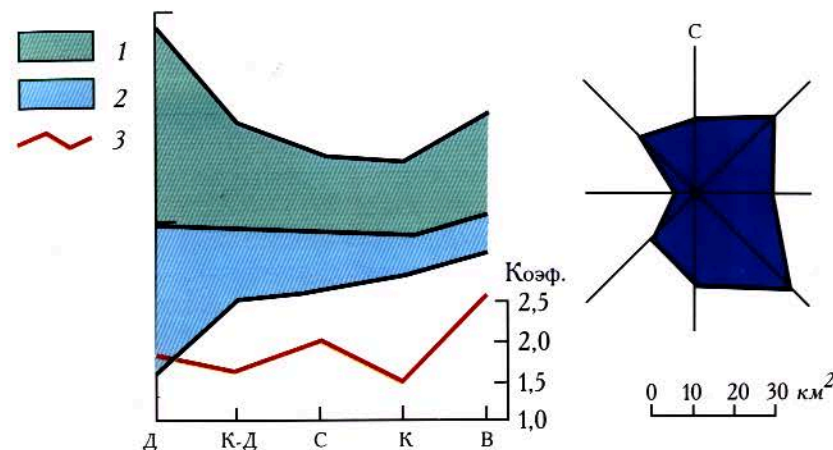


Рис. 2.40. Высотное положение и средние значения ледникового коэффициента долинных (Д), карово-долинных (К-Д), склоновых (С), каровых (К) и висичих (В) ледников в бассейне р. Коксу на южном склоне Алайского хребта. Справа – распределение площадей оледенения по румбам в этом бассейне

1 – положительная разность оледенения, 2 – отрицательная разность оледенения, 3 – ледниковый коэффициент (коэф.)

снега перед началом таяния (на основе наблюдений она принята равной $0,35 g/cm^3$). Величина внутреннего питания вычисляется по изменению стратиграфии и плотности нескольких годовых горизонтов, в которые просачивается вода в текущее лето. Величину общего таяния рассчитываем на основе измерений таяния по рейкам на протяжении периода абляции.

Сумма нестаявшего остатка снега и внутреннего питания дает годовой приход I. Разность между общим таянием и внутренним питанием, представляющая часть талой воды, задержанной в фирновой толще, дает величину стока R. Годовая аккумуляция С получается как сумма трех составляющих: нестаявшего остатка снега, общего таяния и летнего испарения Е. Величину испарения за лето мы приняли равной $10 g/cm^2$ на основе наблюдений в фирновой области ледника Федченко на высоте более 4000 м.

Данные таблицы показывают, что элементы режима ледников закономерно изменяются от хорошо увлажняемой северо-западной периферии Памиро-Алайской ледниковой области к ее юго-восточной внутриконтинентальной части (рис. 2.41). В целом с северо-запада на юго-восток абсолютные величины годовой аккумуляции, таяния

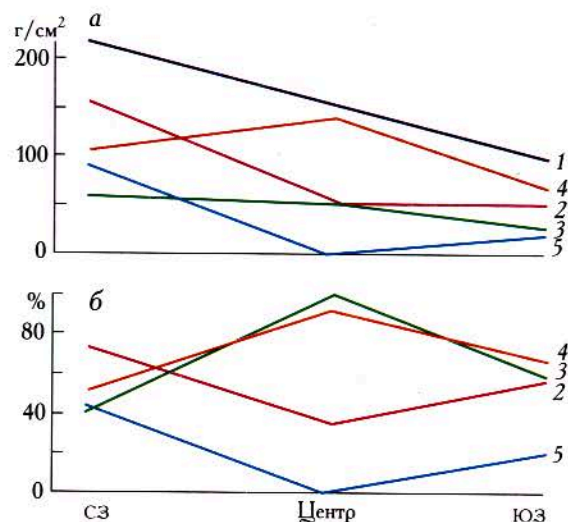


Рис. 2.41. Изменение основных показателей режима ледников Памиро-Алая с северо-запада на юго-восток

1 – годовая аккумуляция $С$, 2 – общее таяние A , 3 – внутреннее инфильтрационное питание Y , 4 – годовое питание I , 5 – сток R ; а – абсолютные величины, $г/см^2$, б – доля внутреннего питания от общего таяния, %

и внутреннего питания уменьшаются. Однако годовое питание больше всего на ледниках центральной части Памиро-Алая. Это обусловлено тем, что относительная величина таяния здесь меньше, чем на северо-западе и юго-востоке. В центральном районе при значительном снежном остатке и минимальном стоке наиболее благоприятны условия для внутреннего питания (до 100% объема талых вод). Поэтому здесь годовое питание вещества почти равен годовой аккумуляции за год.

Результаты расчетов составляющих баланса массы ледников приведены на рис. 2.42. По соотношению элементов режима эти ледники можно объединить в четыре группы, характеризующие разные участки территории Памиро-Алая. О западной части Памиро-Алая дают представление ледники Обикомароу, Иштансалды и Писода, о центральной части Памира – ледники Скогач, Русского географического общества и Медвежий. Южная часть Памира представлена ледниками Ляджуар и Бакчигир, а Восточный Памир – ледником Краснослободцева.

Общее климатологическое значение имеют измерения и расчеты годовых сумм осадков и аккумуляции на ледниках, которые, как показывает наше исследование, весьма велики в гляциальной зоне и значительно превышают дававшиеся ранее оценки. Теперь ясно, что

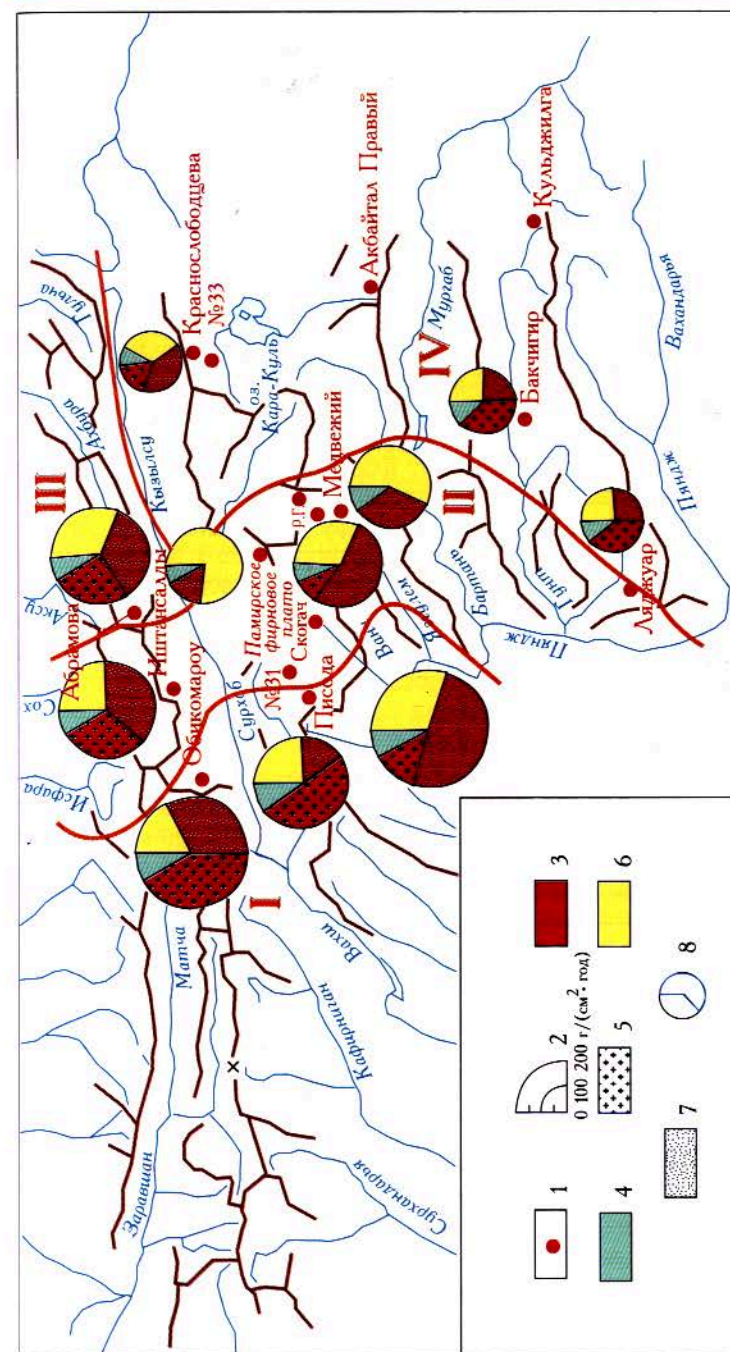


Рис. 2.42. Составляющие водно-ледового баланса областей питания ледников (в процентах от годовой аккумуляции) 1 – ледники с исследованным режимом, 2 – диаметр круга пропорционален годовой аккумуляции, $г/см^2$, 3 – таяние и жидкие осадки, 4 – испарение, 5 – сток, 6 – недостающий остаток снега, 7 – внутреннее инфильтрационное питание, 8 – годовое питание массы; районы с различным режимом ледников: I – Передовой (западный), II – Центральный, III – Северо-восточный, IV – Восточный

годовые суммы осадков в ледниковой зоне на северо-западе Памиро-Алая достигают 2500 мм, на Центральном Памире – 1500 мм, а на Восточном Памире – 1000 мм.

Весьма велико и таяние памирских ледников даже в областях их питания. На основании анализа соотношения величин таяния, внутреннего питания и стока из фирновых областей выявлены большая величина внутреннего инфильтрационного питания на ледниках Центрального Памира и значительный сток талых вод на северо-западе и юго-востоке этой ледниковой области.

Выясненные различия в режиме областей питания ледников позволяют выделить на территории Памиро-Алая четыре района, каждый из которых характеризуется своеобразным сочетанием условий существования и режима ледников (см. рис. 2.42).

I. Передовой (западный) район отличается двумя главными особенностями: самым низким положением ледниковой зоны и наибольшим на Памиро-Алае количеством осадков. Горы поднимаются здесь до высоты 4,0–4,4 км, самые высокие вершины – до 4,6 км. Мощный поток влаги приходит с юга и юго-запада долин Вахша и Сурхоба, принося с собой обильные осадки. Преобладают каровые и мелкие долинные ледники, существующие за счет высокой концентрации на них снега, приносимого лавинами, а также метелевого переноса на подветренные северо-восточные склоны. Аккумуляция на ледниках превышает 200 г/см^2 и на некоторых из них достигает 350 г/см^2 . Граница питания лежит на высоте 3,6–4,0 км. В низких областях питания 75% накопившегося снега стаивает и более 60% талых вод уходит в сток. Из-за малого запаса холода в ледниках лишь от 25 до 40% талых вод вновь превращается в лед. Годовой приход в фирновых областях наименьший для ледников Памиро-Алая; он составляет не более половины отложившихся за зиму осадков. Основной тип льдообразования – теплый инфильтрационно-рекристаллизационный, который весьма устойчив. Зона ледяного питания занимает лишь узкие краевые части областей питания ледников.

II. Центральный район наиболее ярко представлен высоким горным узлом в центре Памира с высочайшими оледенелыми гребнями, где берут начало самые крупные ледники Памиро-Алая, включая ледник Федченко. С запада на восток быстро нарастает высота гор; из-за перехвата юго-западных потоков влаги горными хребтами аккумуляция в областях питания ледников постепенно убывает к востоку и северо-востоку от 200 до 100 г/см^2 и в среднем здесь равна 150 г/см^2 . Большая часть талых вод в высоких фирновых областях остается в толще фирна, годовой приход особенно велик и возрастает с высотой. Высота границы питания колеблется от 4,8 км на Памире до 4,2 км на Гиссаро-Алае. В памирской части района широко распространена холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона, в гиссаро-алайской части она встречается лишь на самых высоких ледниках.

III. Северо-восточный район занимает значительную восточную часть Алайского хребта, увлажнение которой в отличие от более западных районов зависит от воздушных потоков, поступающих с запада, северо-запада и севера. Эти потоки влаги, идущие над Ферганской долиной, разгружаются в тылу долины перед поперечным Ферганским хребтом. Аккумуляция снега на ледниках северных периферийных отрогов Алайского хребта превышает 150 г/см^2 , а в осевой части главного хребта встречаются и участки малой аккумуляции – до 50 г/см^2 ; высота границы питания соответственно занимает положение от 4,0 до 4,4 км. Распространены по большей части простые долинные ледники, фирновые области которых находятся на высотах 4,3–4,6 км. Абсолютно преобладает инфильтрационный тип льдообразования.

IV. Внутренний район имеет наиболее резко выраженные черты континентальности. Юго-западные воздушные потоки достигают его, потеряв основной запас влаги. Ледники – в основном каровые и склоновые – существуют лишь благодаря большой абсолютной высоте гор. Они, как правило, расположены вдоль гребней хребтов на высотах 4,8–5,4 км. Аккумуляция в областях питания ледников не превышает 100 г/см^2 . Маломощные фирновые толщи летом целиком промачиваются талыми водами, а большой запас холода в толще сокращает цикл льдообразования до 1–3 лет. Льдообразование происходит в основном по инфильтрационному типу. Очень широко распространена здесь и зона ледяного питания. Границы зон на ледниках в отдельные годы могут смещаться на значительные расстояния.

Несмотря на указанные различия, территория Памира и Гиссаро-Алая обладает гляциологическим единством, обусловленным одним источником влаги, приходящей с запада, и общей горной системой Памиро-Алая, что позволяет говорить о единой нивально-гляциальной системе Памира и Гиссаро-Алая.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г.А.** Ледники плоских вершин // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 45. 1950. С. 15–44.
- Авсюк Г.А.** Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников / Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 56. 1953. С. 5–43.
- Авсюк Г.А.** Температурное состояние ледников // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 1. С. 14–31.
- Авсюк Г.А., Котляков В.М.** Дискуссионные вопросы современной гляциологии // Гляциол. исследования. № 13. 1964. С. 126–142.
- Агаханянц О.Е.** Основные проблемы физической географии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР. Ч. 1. 1965. 240 с.; Ч. 2. 196. 244 с.
- Адаменко В.Н.** Некоторые вопросы изучения теплового баланса ледников (на примере Полярного Урала) // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 115–123.
- Антропова У.И.** Некоторые радиационные и температурные характеристики снеготаяния зимой 1959–60 г. // Тр. САНИГМИ. Вып. 11 (26). 1963. С. 73–93.
- Бажев А.Б.** Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 21. 1973. С. 219–230.
- Бажев А.Б., Бажева В.Я.** Строение фирново-ледяной толщи на южном склоне Эльбруса // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 10. 1964. С. 94–100.
- Варданыц Л.А.** Метеорологический фактор в развитии оледенения // Изв. Госуд. геогр. об-ва. Т. 67. Вып. 4. 1935. С. 460–470.
- Великанов М.А.** Гидрология суши. Изд-е 5-е. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 403 с.
- Волошина А.П.** Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М.: «Наука», 1966. 149 с.
- Гаврилова М.К.** Радиационный и тепловой баланс таяния ледников северного полушария // Гляциол. исследования. № 13. 1964 а. С. 97–105.
- Гаврилова М.К.** Тепловой режим таяния ледника в районе Сунтар-Хаята (Южное Верхоянье) // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964 б. С. 149–153.

Литература

- Гросвальд М.Г.** Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенения, вулканизм, неотектоника). М.: «Наука», 1965. 166 с.
- Давидович Н.В.** О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли // Гляциол. исследования. № 6. 1961. С. 123–129.
- Давидович Н.В.** Влияние короткопериодических колебаний климата на тип льдообразования в центральных районах Новой Земли // Гляциол. исследования. № 9. 1963. С. 82–93.
- Диких А.Н.** Вопросы метелевого переноса снега на леднике Кара-Баткак // Гляциол. исследования на Тянь-Шане. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции АН КиргССР. Вып. 6. Фрунзе, 1964. С. 41–45.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., Ротомарева О.В.** Морфометрическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 20. 1972. С. 169–184.
- Дюнин А.К.** Испарение снега. Новосибирск: Изд-во Сибирск. отделения АН ССР, 1961. 118 с.
- Дюнин А.К.** Механика метелей. Новосибирск: Изд-во Сибирск. отделения АН СССР, 1963. 378 с.
- Живкович Л.А.** Оценка расходной части вещественного баланса ледников Полярного Урала по методам водного и теплового баланса // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964. С. 218–222.
- Забиров Р.Д.** Оледенение Памира. М.: Географгиз, 1955. 372 с.
- Иваньков П.А.** Оледенение Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 2. С. 42–53.
- Калмынкина Е.М.** Результаты наблюдений за поверхностной абляцией на Малоалмаатинских ледниках // Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау. Вып. 1. Алма-Ата, 1961. С. 52–59.
- Калмынкина Е.М.** К вопросу об условиях и закономерностях таяния Малоалмаатинских ледников // Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау. Вып. 3. Алма-Ата, 1963. С. 79–89.
- Козик С.М.** О влиянии метелевого переноса снега над наклонной поверхностью на силу ветра // Тр. САНИГМИ. Вып. 8 (23). 1963. С. 100–104.
- Колосов Д.М.** Развитие тихоокеанской древнеледниковой провинции СССР // Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 3. 1952. С. 214–216.
- Комаров А.А.** Повышение эффективности снегозащитных средств на железных дорогах Сибири. Новосибирск: Областное изд-во, 1959. 106 с.
- Комаров В.Д.** О расчете водоотдачи тающего снежного покрова // Тр. Центр. ин-та прогнозов. Вып. 44 (71). 1956. С. 89–94.

- Корейша М.М.** Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Изд-во АН СССР, 1963 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 11). 170 с.
- Котляков В.М., Кренке А.Н.** Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 35. 1979. С. 25–33.
- Котляков В.М., Плам М.Я.** Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбрусе) // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965. С. 87–117.
- Кренке А.Н.** К методике расчета теплового баланса поверхности ледника в период абляции // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 2 1961. С. 63–65.
- Кренке А.Н.** Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы // Гляциол. исследования. № 9. 1963. С. 57–71.
- Кренке А.Н.** Об уровнях гляциологических исследований и о предмете ледниковедения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 27. 1976. С. 27–36.
- Кренке А.Н., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г.** Накопление и преобразование снежного покрова на вершине ледникового купола Чурляниса (Земля Франца-Иосифа) // Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 2. 1962. С. 50–65.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г.** О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 12. 1966. С. 153–164.
- Кручинин Ю.А.** Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л.: Гидрометеоздат, 1965. 180 с.
- Кузьмин П.П.** Процессы теплообмена, абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан // Тр. ГГИ. Вып. 3 (57). 1948. С. 91–160.
- Кузьмин П.П.** Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1957. 179 с.
- Кузьмин П.П.** Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 171 с.
- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 344 с.
- Лебедева И.М.** Процессы таяния на леднике МГУ // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 8. 1963. С. 64–72.
- Лебедева И.М.** Тепловой баланс ледника Дугава (Алайский хребет) и возможности искусственного усиления его таяния // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: «Наука», 1965. С. 187–192.
- Лебедева И.М.** Суммарная радиация в июле–августе в гляциальной зоне Средней Азии и юго-восточного Казахстана // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 18. 1971. С. 41–52.

- Лебедева И.М.** Испарение с ледников Средней Азии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 20. 1972. С. 94–105.
- Ледник Федченко.** Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. Т. 1. 247 с. Т. 2. 198 с.
- Лосев К.С.** Лавины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза). Л.: Гидрометеоздат, 1966 а. 130 с.
- Лосев К.С.** Роль лавин в бюджете массы ледников // Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 20. 1966 б. С. 178–182.
- Лосева И.А.** Значение летних снегопадов как фактора аккумуляции и абляции ледников Эльбруса // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 10. 1964. С. 74–79.
- Любомирова К.С.** Влияние экспозиции и крутизны склонов на таяние ледников Эльбруса за счет прямой солнечной радиации // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 10. 1964. С. 204–208.
- Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н.** Результаты наблюдений над снежным покровом на Туюксуйских ледниках в Заилийском Алатау // Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 1. 1961. С. 168–184.
- Малых В.А.** Современное оледенение Корякской горной системы // Изв. Всес. геогр. об-ва. Т. 90. № 6. 1958. С. 507–520.
- Марков К.К.** Геоморфологический очерк Памира и Вахии по наблюдениям 1932–1933 гг. // Тр. ледниковых экспедиций. Вып. 1. Памир: Северный Памир и ледник Федченко. Л., 1936. С. 267–485.
- Мельник Д.М.** О законах переноса снега и их использовании в снегоборьбе // Техника железных дорог. 1952. № 11. С. 5–7.
- Москалев Ю.Д.** Возникновение и движение лавин. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 152 с.
- Оледенение Земли Франца-Иосифа.** М.: «Наука», 1973 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 26). 348 с.
- Оледенение Новой Земли.** М.: «Наука», 1968 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 18). 332 с.
- Оледенение Памиро-Алая.** М.: «Наука», 1993. 256 с.
- Оледенение Урала.** М.: «Наука», 1966 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 16). 307 с.
- Оледенение Эльбруса.** М.: Изд-во МГУ, 1968. 343 с.
- Пальгов Н.Н.** Сокращение ледников в зависимости от положения фирновой линии и обусловленные им закономерности (на примере Центрального Туюксуйского ледника) // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964. С. 73–78.
- Пеев Х.Д.** К вопросу об образовании современных форм оледенения в горах Пирин // Гидрология и метеорология. 1961. № 3 (болг.).
- Попов Ю.Н.** Ледники горного массива Буордах // Геогр. сборник. № 4. Гляциология. М.–Л., 1954. С. 41–58.

- Преображенский В.С.** Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М.: Изд-во АН СССР, 1960 (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 4). 74 с.
- Преображенский В.С.** Современное оледенение гор северо-востока Азии // XIX Междун. геогр. конгресс в Стокгольме. М., 1961. С. 118–122.
- Псарева Т.В.** Преобразование снежно-фирновой толщи и типы льдообразования на Эльбрусе // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 10. 1964. С. 79–86.
- Ревякин В.С.** Численная характеристика влияния затененности на абляцию ледника М. Актру // Гляциология Алтая. Вып. 2. Томск, 1962. С. 211–216.
- Ревякин В.С.** О ледниках плоских вершин в Северо-Чуйских Альпах // Гляциология Алтая. Вып. 3. Томск, 1964. С. 78–84.
- Рихтер Г.Д.** Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 40. М.–Л., 1948. 171 с.
- Руководство** по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
- Русин Н.П.** Метеорологический и радиационный режим Антарктиды // Л.: Гидрометеиздат, 1961. 447 с.
- Сватков Н.М.** Особенности питания новоземельского ледникового покрова за последние 25–30 лет // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 5. 1962. С. 51–60.
- Станюкович К.В.** Еще раз о том, что называть Памиром // Изв. Всес. геогр. об-ва. Т. 84. Вып. 4. 1952. С. 407–410.
- Тронов М.В.** Очерки оледенения Алтая. М.: Географиз, 1949. 376 с.
- Тронов М.В.** Вопросы горной гляциологии. М.: Географиз, 1954 (Зап. Всес. геогр. об-ва. Новая серия. Т. 15). 276 с.
- Тронов М.В.** Проблема развития ледников. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1960. 114 с.
- Тронов М.В.** Основные черты связей между климатом и оледенением на Алтае // Гляциология Алтая. Вып. 2. 1962. С. 59–77.
- Тронов М.В.** О роли летних снегопадов в колебаниях ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964. С. 145–149.
- Тушинский Г.К.** Лавины. Возникновение и защита от них. М.: Географиз, 1949. 215 с.
- Тушинский Г.К.** Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Географиз, 1963. 311 с.
- Хлопчатник.** Т. 2. Климаты и почвы хлопковых районов Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957.
- Ходаков В.Г.** Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965. С. 81–86.
- Цомая В.Ш.** Методика производства маршрутных снегосъемок и анализ материалов наблюдений // Тр. ТбилНИГМИ. Вып. 3. 1958. С. 48–73.
- Цыкин Е.Н.** Маршрутное термозондирование и выделение гляциологических зон на Эльбрусе // Геофиз. бюллетень. № 12. М., 1962 а. С. 69–73.
- Цыкин Е.Н.** Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). М.: Изд-во АН СССР, 1962 б (Результаты исслед. по программе МГГ. Гляциология. № 8). 93 с.
- Черкасов П.А.** Тепловой баланс и абляция на поверхности ледников бассейна реки Баскан хребта Джунгарский Алатау // Гляциол. исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау. Вып. 1. Алма-Ата, 1961. С. 183–233.
- Чижов О.П., Энгельгардт В.В.** Перенос снега ветром на новоземельском ледниковом покрове // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965. С. 142–160.
- Швер Ц.А.** Повторяемость количества осадков различного вида // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 131. 1962. С. 37–44.
- Швер Ц.А.** Продолжительность периода с твердыми и смешанными осадками на территории СССР // Тр. Главной геофиз. обсерватории. Вып. 149. 1963. С. 72–80.
- Шульц В.Л.** Таяние снежников. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952. 100 с.
- Шумский П.А.** Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географиз, 1947. 60 с.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П.А.** К методике определения скорости внутреннего питания ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964. С. 276.
- Яблоков А.А.** Некоторые итоги Чирчикской гляциологической экспедиции // Изв. Всес. геогр. об-ва. Т. 95. № 4. 1963. С. 353–355.
- Adkins C.J.** The summer climate in the accumulation area of the Salmon Glacier // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 23. 1958. P. 195–206.
- Ahlmann H.W.** The Styggeidal Glacier in Jotunheim, Norway // Geogr. Annaler. Arg. 22. H. 3–4. 1940. P. 95–130.
- Ahlmann H.W.** Glaciological research on the North Atlantic coasts. Royal Geogr. Ser. № 1. London, 1948. Русск. пер.: Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. М., 1962. Вып. 4. С. 161–183. Вып. 5. С. 171–196. Вып. 6. С. 181–204.
- Ball F.K.** The catabatic winds of Adélie Land and King George V Land // Tellus. Vol. 9. № 2. 1957. P. 201–208.

- Balsein R.** La part de neige dans les précipitations en montagne // Rev. géogr. Pyrénées et sud-ouest. T. 2. № 2. 1957.
- Barrère P.** Le rôle de l'exposition dans la fusion nivale // Rev. géogr. Pyrénées et sud-ouest. T. 33. № 2. 1962. P. 129–136.
- Bergeron T.** The possible role of snowdrift in building up High Inland icesheets // Progress Oceanography. Vol. 3. Pergamon Press, 1965. P. 385–390.
- Carter A., Atherton D.** Milton Mt. McKinley range expedition, 1960 // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 30. 1961. P. 1123–1132.
- Flint R.F.** Glacial and Pleistocene Geology. New-York – London, 1957. XIII. 553 p. Русск. пер.: Р.Ф. Флинт. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. литературы, 1963. 575 с.
- Haefeli R.** The ablation gradient and retreat of a glacier tongue // Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Scient., № 58. 1962.
- Heybrock W.** Zu den heutigen Firnverhältnissen auf Korsika // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. 3. № 1. 1954. S. 75–78.
- Hoinkes H.** Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern // Geogr. Annaler. Arg. 35. H. 2. 1953. S. 116–140.
- Hoinkes H.** Measurements of ablation and heat balance on alpine glaciers // Journ. of Glaciology. Vol. 2. № 17. 1955. P. 497–501.
- Hoinkes H., Rudolph R.** Mass balance studies on the Hintereisferner, Ötztal Alps, 1952–1961 // Journ. of Glaciology. Vol. 4. № 33. 1962. P. 266–280.
- Klebsberg R.** Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien. Bd. 1. 1948. XII, 403 S. Bd. 2. 1949. X, S. 408–1028.
- Kraus H.** Freie und bedeckte Ablation // Ergebn. Forsch. Unternehmen Nepal Himalaya. Lief. 3. 1966.
- Kuhn W.** Der Firnzuwachs pro 1954/55 (1955/56, 1958/59, 1959/60) in einigen schweizerischen Firngebietten // 42 (43, 46 und 47) Berichten. Vierteljahrsschriften d. Naturforsch. Gesellschaft in Zürich. Bd. 100. № 4. 1955; Bd. 101. № 3. 1956; Bd. 104. № 6. 1959; Bd. 105. № 4. 1960.
- La Chapelle E.** Energy exchange measurements on the Blue glacier, Washington // Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Scient. № 54. 1961.
- Lauscher F.** Klimatologische Probleme des festen Niederschlags // Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Ser. B. Bd. 6. № 1–2. 1954. S. 60–65.
- Lister H.** Glacier regime in North-East Greenland // Geogr. Journal. Vol. 122. Pt. 2. 1956.
- Lliboutry L.** The origin of penitents // Journ. of Glaciology. Vol. 2. № 15. 1954. P. 331–338.
- Lliboutry L.** Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Santiago de Chile, 1956.
- Loewe F.** The amount of rime and snowdrift as factors in the mass balance of glaciers // Assoc. Hydrol. Scient. Bulletin № 23. Riga, 1938.

- Loewe F.** Das grönländische Inlandeis nach neuen Feststellungen // Erdkunde. Bd. 18. № 3. 1964. S. 189–202.
- Manley G.** On the occurrence of ice domes and permanently snow-covered summits // Journ. of Glaciology. Vol. 2. № 17. 1955. P. 453–456.
- Mayo L., Pévé T.L.** Ablation and net total radiation, Gulkana Glacier, Alaska // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. № 73. 1963.
- Meier M.F.** Mass budget of South Cascade Glacier, 1957–60. Geol. Surv. Profess. Paper. № 424-B. 1961.
- Meier M.F.** Proposed definitions for glacier mass budget terms // Journ. of Glaciology. Vol. 4. № 33. 1962. P. 252–261. Русск. пер.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М.: «Прогресс», 1964. 318 с.
- Meier M.F., Post A.** Recent variations in mass net budgets of glaciers in Western North America // Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Scient., № 58, 1962.
- Miller M.M.** Dynamics of propagated water in the névé of the Juneau ice field // Journ. of Geophys. Research. Vol. 67. № 9. 1962. P. 3581.
- Müller F.** Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada // Journ. of Glaciology. Vol. 4. № 33. 1962. P. 302–310.
- Nobles L.H.** Surface features of the ice-cap margin northwestern Greenland // Geol. Arctic. Vol. 2. Toronto, 1961.
- Orvig S.** Glacial-meteorological observations of ice capes in Baffin Islands // Geogr. Annaler. Arg. 36. H. 3–4. 1954. P. 193–318.
- Osmaston H.A.** Notes on the Ruwenzori glaciers // Uganda Journ. Vol. 25. № 1. 1961.
- Østrem G.** Glacio-hydrological investigations in Norway // Journ. of Hydrology. Vol. 2. № 2. 1964. P. 101–115.
- Päscher V.** Die Eiszeit ein meteorologischer Zyklus // Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. 13. 1923.
- Péguy Ch., Corbel J.** Chronique arctique // Norois. Vol. 8. № 32. 1961.
- Schytt V.** Scientific results of the Swedish glaciological expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen, 1957 and 1958 // Geogr. Annaler. Vol. 46A. H. 3. 1964. P. 243–281.
- Sheard J.W.** Seasonal weather trends in relation to fluctuations of the Jan Mayen glaciers since 1920 // Journ. of Glaciology. Vol. 5. № 42. 1965. P. 805–811.
- Slupetzky W., Slupetzky H.** Die Veränderungen der Sonnblick Ödenwikel und Unteren Riffelkeeses in den Jahren 1960–1962 // Wetter und Leben. Bd. 15. № 3–4. 1963. S. 60–72.
- Smith J.** Glacier problems in South Georgia // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 28. 1960. P. 707–714.
- Tollner H.** Die Änderungen des Sommer-Bergwetters in den letzten Jahren und die Reaktion der Ostalpengletscher // Berichte d. Deutsch. Wetterdienstes. Bd. 8. № 54. 1959.

- Untersteiner N.** Glazial-meteorologische Untersuchung im Karakorum. I. Strahlung. II. Wärmehaushalt // Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Ser. B. Bd. 8. 1957. Ht. 1. S. 1–30. Ht. 2. S. 137–171.
- Wagner G.** Diamirtal und Diamirgletschern // Geographische und glaziologische Beobachtungen am Nanga Parbat (Deutsche Diamir-Expedition 1961) // Mitt. Geogr. Gesellschaft München. Bd. 47. 1962.
- Wallén C.C.** Glacial-meteorological investigations on the Kårsa Glacier in Swedish Lappland, 1942–1948 // Geogr. Annaler. Arg. 30. H. 3–4. 1948. P. 451–672.
- Ward W.H., Orvig S.** The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. Part IV: The heat exchange at the surface of the Barnes Ice Cap during the ablation period // Journ. of Glaciology. Vol. 2. № 13. 1953. P. 158–168.
- Wdomik S.** Współczesne resztkowe lodowce firnowe Wysokich Tatr // Przegl. geol. T. 7. № 8. 1959.
- Wood W.** The Icefield Ranges research project // Explorers Journ. Vol. 42. № 1. 1964.

Часть третья ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СУДЬБА ЛЕДНИКОВ

*С горы скатившись, камень лег в долине.
Как он упал? Никто не знает ныне –
Сорвался ль он с вершины сам собой,
Иль был низринут волею чуждой?
Столетье за столетьем пронеслося:
Никто еще не разрешил вопроса.*

Ф.И. Тютчев

*Много лет размышлял я над жизнью земной,
Непонятного нет для меня под луной.
Мне известно, что мне ничего не известно!
– Вот последняя правда, открытая мной.*

Омар Хайям

Глава 1

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЛАЗИОЛОГИИ

Возможности космических методов

Особые свойства снега и льда, широкая распространенность и высокая контрастность этих объектов позволяют для наблюдений за ними с успехом использовать космическую информацию. В гляциологии в соответствии с размером снежно-ледовых объектов, скоростью протекания природных процессов и разрешающей способностью космических материалов стоят три главные задачи, решение которых уже немыслимо без использования космической информации: 1) исследование снежности земного шара, ледовитости морей и изменчивости этих явлений во времени; 2) исследование формирования и изменчивости снежно-ледовых явлений в горах; 3) наблюдения за режимом снега и льда на конкретных территориях.

Первая задача имеет глобальный аспект и основывается на массовых космических материалах, получаемых для Северного и Южного полушарий. Достаточны сравнительно мелкомасштабные съемки; они позволяют исследовать глобальную изменчивость границы сезонного снега, ареала морских льдов, траектории крупных айсбергов, а в инфракрасном диапазоне – температуру поверхности и ареалы таяния. Возможно решение и практических вопросов, например, выбора айсбергов и путей для их транспортировки к населенным территориям для получения пресной воды.

Вторая задача может решаться с применением среднемасштабных снимков с разрешением порядка 50–70 м. При многократной повторности космической съемки за период таяния обратным путем можно найти максимальные удельные массы снега, а также наледей. Возможно становится построение карт снегозапасов горных и труднодоступных районов.

Третья задача решается при использовании крупномасштабных изображений с разрешением 10–20 м. Они позволяют исследовать гляциологические объекты с большой детальностью, в том числе сели, лавины, наледы, заторы льда на реках, заносы дорог и поселков, трещиноватость и другие структуры поверхности ледников, динамику пульсирующих ледников и многолетние колебания ледниковых языков, особенности распределения снежного покрова на сельскохозяйственных полях, в том числе качество снегопахания и других мелиораций. Получаемые результаты могут быть использованы в оперативной практике.

Большая обзорность космических снимков позволяет успешно выполнять общегеографическое и тематическое картографирование ледников и снежных лавин, а возможность многократного повторения наблюдений и съемок обеспечивает систематический контроль за динамикой ледников, установлением и сходом снежного покрова, появлением и исчезновением морских льдов. Однако гляциология предъявляет ряд ограничений на использование космической информации: 1) необходимо разделить изображение снежно-ледовых образований и облачности, для чего разрабатываются специальные методы, например, способ фильтрации облачности путем анализа изображений за несколько дней с выбором минимальной яркости изображения при автоматизированной обработке данных метеоспутников; 2) нужны снимки, полученные в заранее определенное время: для наблюдений за ледниками в конце летнего периода, для оценки лавинной опасности в начале лета, когда еще сохраняются лавинные снежники; 3) наконец, очень важна повторность съемок, чтобы оценить весьма динамичные гляциологические явления, например, резкие подвижки ледников и их опасные последствия.

Этап методических работ по использованию космической информации для изучения снежного покрова завершен. Ясна возможность

применения космических снимков для расчета талого стока рек по изменению относительной величины заснеженности бассейна и положению в нем границы сезонного снега (Делеур, 1980).

Космические снимки используются для составления карт динамики границы сезонного снега в течение года. Такие карты на малоизученные территории Сибири и Северо-Востока России точнее составленных по наземным данным и требуют значительно меньших затрат для их построения. Только на основе космических снимков была построена карта средней продолжительности залегания снега в Средней Сибири, и характер контуров на этой карте оказался более сложным, чем на аналогичной карте в «Климатическом атласе СССР», построенной по наземным данным (Осокин, 1976).

Основной формой залегания снежного покрова в горах, особенно с началом снеготаяния, служат снежники. Использование космической съемки среднего разрешения позволяет по наличию снежников приблизительно оценивать снежность слабоизученных районов, лавиноопасность территории, наличие водоснежных потоков и их примерный объем по объему оставшегося снежника, направление метелевого переноса. Использование снимков за несколько лет позволяет следить за изменением природной среды, так как любое изменение поверхности или строительство сооружений ведет к нарушению структуры ветрового потока и изменению характера снегоотложения.

Разработаны методы, позволяющие использовать космическую информацию для расчета ряда режимных параметров гляциологических объектов, а не только их контуров. Например, метод теплового проявления снегозапасов, о котором говорилось в 1-й главе первой части этой книги, основан на том, что процесс весеннего таяния снега и льда наглядно (в видимом диапазоне) вскрывает многие их закономерности и свойства, сформировавшиеся на протяжении зимы, и особенности их изменения от места к месту. По космическим снимкам можно устанавливать, анализировать, картографировать сами гляциологические объекты и некоторые их свойства на территориях, практически недоступных не только для наземных, но и аэроисследований.

На космических снимках, полученных в летнее время, почти всегда опознается граница сезонного снега, а в тех случаях, когда съемка совпадает с концом периода абляции, можно отдифференцировать границу питания, где накопление снега за год равно его расходу. На местности это граница между снегом и льдом; она хорошо видна в горах с космических кораблей, а на полярных ледниках даже на телевизионных снимках с метеорологических спутников. Точность ее высотного определения по снимкам масштаба 1:1 250 000 составляет около 100 м, что лишь немногим хуже, чем при съемках с самолета.

На полученной высоте границы питания можно несколькими способами рассчитать среднюю летнюю температуру воздуха, а по

ней и величину таяния с помощью простой эмпирической формулы (Кренке, Ходаков, 1966), анализ которой я дал во 2-й главе второй части этой книги. Таяние же на этой высоте равно аккумуляции снега. Таким образом, на основе данных по многим ледникам и с помощью космических снимков можно определить поле аккумуляции для крупных горных систем. Подобный анализ сейчас уже проведен для нескольких горных систем, наиболее подробно – для Памира (Оледенение Памиро-Алая, 1993).

Полученные по космическим и другим материалам данные о высоте границы питания и аккумуляции на этом уровне говорят о ряде неизвестных до этого параметрах: интенсивности массообмена и скорости оборота влаги в ледниковых системах, направлении потоков влаги, питающих ледники. А если в этом районе были отдельные наземные наблюдения, то с помощью космических данных можно получить сведения о всех составляющих водно-ледового баланса ледников.

Это огромный вклад космических методов в гляциологию, позволяющий говорить о новом, практически важном направлении науки – космической гляциологии, которая дает ростки в смежные науки, прежде всего в климатологию и гидрологию. Полученные с помощью космической информации величины аккумуляции на ледниках позволяют перейти к твердым осадкам, используя известный в гляциологии коэффициент концентрации осадков на ледниках. В результате мы получаем информацию об осадках в нивально-гляциальной, т.е. самой верхней зоне гор, где данные о них недостоверны в связи с малой сетью осадкомеров и большими ошибками непосредственного измерения осадков из-за господствующих здесь сильных ветров. Жидкие осадки в этой зоне малы и могут быть рассчитаны легче, в результате чего мы получаем годовую сумму осадков.

Следующий шаг – к стоку. Для этого вспомним, что на уровне границы питания абляция равна известной нам аккумуляции и целиком дает сток, а на внеледниковой территории коэффициент стока составляет 80–85%. Итак, мы можем рассчитать сток в горах по космическим снимкам, используя минимум наземных наблюдений. Причем этот метод хорошо использовать и для малоизученных районов. В данном случае коэффициент стока со всей нивально-гляциальной зоны можно принять за единицу, а среднюю аккумуляцию на всем леднике считать равной аккумуляции на его границе питания. Эти допущения подтверждены на ряде ледников.

Используя изложенную здесь методику, мы пришли к парадоксальному результату – теперь мы знаем осадки, снеготпасы и сток на высоте ледников лучше, чем ниже в горах. Поэтому пришлось работать над проблемой экстраполяции данных не вверх, как это делали раньше, а вниз. И здесь помогает космическая информация,

а именно, анализ последовательной серии снимков о движении летом вверх границы сезонного снега. Такая серия дает возможность применить к горам, где эта линия весной и в начале лета поднимается от подножия гор до ледников, уже упоминавшийся метод теплового проявления снеготпасов.

На границе сезонного снега, совпадающей на снимке с зоной 50%-ной покрытости земли снегом, снеготпасы равны таянию снега, которое может быть оценено по сумме градусо-суток положительной температуры до даты снимка. Предлагаемый путь открывает возможность построения весьма точных карт осадков для разных высотных уровней и физической поверхности гор, карт, которые раньше строились с большими ошибками.

Эффективными для гляциологии оказались визуально-инструментальные наблюдения космонавтов с борта орбитальной станции «Салют-6», выполнявшиеся по специальной гляциологической программе. В 70-е годы космонавты проходили небольшой курс обучения по гляциологии, включавший полеты над гляциологическими объектами на самолете Ту-134. В качестве района-полигона был выбран Памир, где выполнялись подспутниковые эксперименты с использованием самолетов и вертолетов.

У космонавтов имелась схема ледника Бивачного, притока ледника Федченко (рис. 3.1). Ее поле разбито на 40 квадратов, которым присвоены условные номера. Экипаж сообщал о результатах своих наблюдений по каждому квадрату, а оперативная группа проверяла эти сообщения во время вертолетного патрулирования района. Сопоставляя эти данные, можно судить о возможностях визуального различения элементов внешнего облика ледника и его обрамления. Установлено, что при высоком контрасте протяженных объектов, например моренных гряд, глаз различает детали поперечником 15–20 м, а при низком контрасте объектов компактной формы, например термокарстовых воронок, – 100 м.

В 1977 г. космонавты вели наблюдения за пульсирующим ледником Ванчдара в долине р. Гармо на Памире. Они видели полосы дробления льда по краям ледника во время повышения уровня его поверхности при нагнетании льда к концу языка. В феврале 1977 г. по скорости распространения этих полос, оцененной по наблюдениям космонавтов, было спрогнозировано их смыкание у нижней точки к началу июня. Было высказано предположение, что такое развитие событий вызовет начало движения ледника по долине, – прогноз подтвердился.

Успехи космической гляциологии послужили одним из толчков к началу работы над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира. В составлении серий карт на горно-ледниковые территории широко использован метод теплового проявления снеготпасов и другие упомянутые здесь методы, давшие возможность построить карты



Рис. 3.1. Схема бассейна ледника Бивачного, составленная на основе дешифрирования космических снимков 1973 г.

1 – заснеженная и свободная от морены поверхность ледников; 2 – моренный покров ледников, отображенный на космических снимках фототонном: а) темно-серым, б) серым, в) светло-серым; 3 – срединные морены; 4 – крупные трещины; 5 – озера; 6 – водоразделы; 7 – склоны, свободные от снега и льда; 8 – лавинные лога и конусы выносов; 9 – водотоки; 10 – номера ледников по Каталогу ледников СССР

осадков, температур, аккумуляции и абляции для ледников Памира, Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня, Альп. Со станции «Салют-6» получены данные по ледникам Азии и Южной Америки.

Опыт работ над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира показал, что в наших руках явно недостаточно данных прямых наблюдений за режимом снежно-ледовых явлений и получить их необходимое количество можно, лишь используя космическую информацию. Большое научное и практическое значение материалов по снегу и льду ставит в качестве важной задачи необходимость организации наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом, которая должна входить в систему мониторинга природной среды (рис. 3.2).

Наземная часть службы – это ряд постоянных станций, выполняющих гляциогидрометеорологические наблюдения по особой программе, периодические наблюдения на избранных ледниках, экспедиционные исследования.

Воздушная часть службы – это дистанционные фотографические и геофизические наблюдения с борта самолета или вертолета, оборудованных под летающую гляциологическую лабораторию. Путем дистанционных наблюдений с воздуха могут решаться такие задачи: фотографирование территории, расчеты снегозапасов, оценка колебаний ледников и измерения их толщины, изучение физических свойств и структуры ледников, обнаружение жидкой воды внутри и под ледниками, оценка теплового баланса поверхности снега и льда, наблюдения за морскими льдами и айсбергами.

Космическая часть службы – это многозональная съемка определенных участков земной поверхности с искусственных спутников Земли и орбитальных станций, а также визуально-инструментальные наблюдения за снежно-ледовыми явлениями, проводимые космонавтами с борта космического корабля или орбитальной станции. Первый опыт таких наблюдений выполнен в 1978 г. космонавтами Ю.В. Романенко и Г.М. Гречко, В.В. Коваленком и А.С. Иванченковым на орбитальной станции «Салют-6» по нашей программе.

Длительность эксплуатации станции «Салют-6» позволила выполнить два этапа гляциологических исследований: предварительный и основной. На первом этапе выяснялись возможности космо-

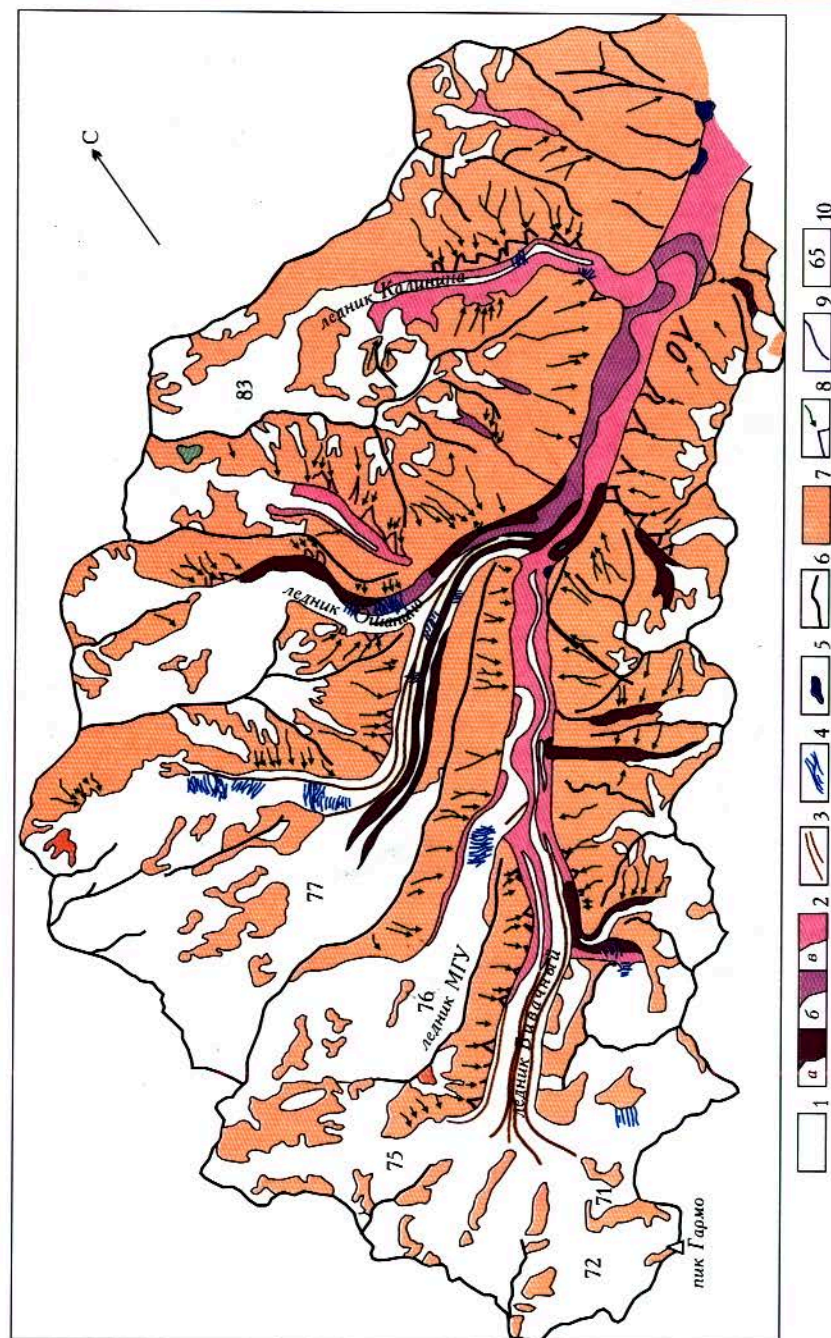




Рис. 3.2. Структура наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом, соотношение элементов службы с существующей программой наблюдений за колебаниями ледников

наводов при наблюдениях за снежным покровом, морскими льдами и ледниками и оценивалась эффективность визуальных наблюдений за гляциологическими объектами в зависимости от уровня предварительной подготовки экипажей, сезонного состояния природной среды, длительности полетов и особенностей управления ими.

На этом этапе космонавтам предстояло определить реальные возможности решения следующих задач: а) оценки распределения снежного покрова на поверхности суши, выявления пятнистости и асимметрии снегонакопления на разных склонах хребтов (крупные надувы и карнизы), а также особенностей аккумуляции снега в овражно-балочной сети; б) обнаружения промышленного загрязнения снежного покрова; в) фиксации изменений границы снежного покрова на равнине и в горах по мере его стаивания; г) определения характера оледенения на отдельно стоящих горных вершинах (в частности, на вулканических конусах); д) обнаружения мелких и средних ледников на фоне горного обрамления в разные сезоны года и оценки морфологических типов ледников и преобладающего типа оледенения; е) слежения за границей ледников в их верховьях и на языках, в том числе покрытых обломочным материалом, а также определения положения фирновой линии и границы сезонного снега на леднике;

ж) оценки ледовой обстановки на море и направления движения айсбергов разных размеров.

Со станции «Салют-6» проводились визуально-инструментальные наблюдения за снежным покровом и льдами с помощью 6- и 12-кратных биноклей, фотографирование земной поверхности двумя камерами с форматом кадра 6 x 6 см, снабженными комплектом сменных объективов с фокусным расстоянием 50, 80, 150 и 180 мм. Как правило, для фотографирования ледников использовались два последних объектива, а при съемке снежного покрова и морских льдов – короткофокусная оптика.

Во время этого эксперимента преследовалась и другая цель – оценить реальные возможности наблюдения и съемки ледников с борта пилотируемого корабля. Вероятность успешного обследования из космоса разных горных районов Земли неодинакова. Во-первых, зона наблюдения ограничена углом наклона орбиты спутника к плоскости экватора, который для станции «Салют-6» составлял 51,6°. Это значит, что с помощью стационарных камер можно было фотографировать земную поверхность в пределах от 53° с.ш. до 53° ю.ш., а визуальные наблюдения и фотографирование с помощью переносных камер возможны в пределах 60°. Во-вторых, успех наблюдений зависит от облачности и светотеневой обстановки. Вероятность малооблачной погоды над горами колеблется очень существенно: например, горы Кавказа экранированы облаками в 10–12 раз чаще, чем Памир. В утренние и вечерние часы отбрасываемые горами тени так глубоки, что дешифрирование снимка невозможно.

Ряд наблюдений за гляциологическими объектами и их фотосъемка выполнялись космонавтами в штатном режиме орбитальной ориентации, когда стационарные фотоаппараты МКФ-6М и КАТЭ-140 были ориентированы строго перпендикулярно поверхности Земли. Снимки этими камерами отличаются высокими измерительными свойствами. Полоса обзора поверхности Земли у МКФ-6М составляла около 250 км, у КАТЭ-140 – 440 км; масштаб съемки – соответственно 1:2 800 000 и 1:2 400 000; формат кадра – 80 x 55 и 180 x 180 мм. Оба аппарата оснащались черно-белыми пленками. Камера МКФ-6М, имеющая шесть независимых каналов съемки, работающих синхронно, давала возможность получить изображения местности в узких интервалах спектрального диапазона от 0,4 до 0,84 мкм. Последующее дешифрирование изображений одного и того же участка поверхности позволило точнее различать отдельные элементы нивально-гляциальных ландшафтов, например, мокрый и сухой снег на поверхности ледников, снежники, ярко освещенные и находящиеся в тени склонов.

Важная особенность орбиты станции «Салют-6» заключалась в том, что за сутки она смещалась почти на половину межвиткового расстояния. Это означает, что через каждые двое суток станция

совершала полет над одними и теми же территориями, а это позволяло получать информацию о динамике снежного покрова и ледников, о путях движения айсбергов.

Основная трудность экспериментов заключается в малом интервале времени, когда можно наблюдать объекты. Поскольку скорость полета станции над Землей близка к 7,8 км/с, время наблюдения объекта, как правило, не превышает 1 мин. За это время космонавт должен опознать участок местности и «привязать» его к карте, по характерным ориентирам найти заданный объект исследований, провести наблюдения, осмыслить увиденное и выполнить фотосъемку. Для облегчения поиска исследуемых объектов в бортовой документации содержались карты местности и космические снимки, на которых были нанесены названия долин, ледников, отдельных вершин и другие необходимые пояснения. Территория, изображенная на снимке, выделялась на карте контуром; направления, по которым станция может подойти к исследуемому району на восходящей и нисходящей ветвях траектории, были указаны яркими стрелками.

Серьезной помехой для визуальных наблюдений и фотосъемки служит облачный покров. Более чем в 70% случаев запланированная для обзора местность оказывалась закрытой облаками. Это заставляло изменить сроки экспериментов по программе и проводить наблюдения за намеченными объектами в другое время, при более благоприятных метеоусловиях. Например, чтобы увидеть ледовую обстановку в районе Антарктического полуострова летом 1978 г., пришлось ждать 10 недель. Установлено, что когда район исследований закрыт облачностью более 5 баллов, эффективность визуально-инструментальных наблюдений снижается почти до нуля, а при облачности около 3 баллов возможно решение почти половины перечисленных ранее гляциологических задач. Облачность около одного балла практически не мешает выполнению экспериментов.

На первом этапе экспериментов почти на все поставленные вопросы получены положительные ответы. Во время второго, основного этапа исследований первостепенное внимание было обращено на изучение динамики горных ледников и морфологии их поверхности, определение реальной разрешающей способности глаза и максимально допустимого времени наблюдения различных горных ледников. Время наблюдений нивально-гляциальных объектов с орбиты, естественно, зависит от их величины. Крупнейшие гляциальные образования, например Северное и Южное ледниковые плато Патагонии, с борта орбитальной станции можно изучать на протяжении 3–4 мин. Такая же возможность открывается при исследовании заснеженности равнинных территорий, морских льдов. Крупнейшие горные ледники (Федченко на Памире или Сиачен в Каракоруме) можно эффективно наблюдать в течение 1 мин, а крупные ледники, залегающие в тесных долинах (Сугран,

Фортамбек на Памире) удастся видеть в лучшем случае лишь 15–20 секунд.

С высоты космического полета в течение нескольких секунд можно выявить границу сезонного снега на леднике. В начале лета она проявляется пятнами белого снега и голубого льда, вытянутыми в линию, а в конце периода абляции на смену голубым оттенкам приходят серые и стальные тона. Четко прослеживаются особенности проективного покрытия ледников моренным чехлом и дифференцируются цветовые оттенки обломочного материала.

В летнее время, в период активного таяния ледников, космонавты уверенно обнаруживают контуры ледникового языка и крупнейшие бергшруды. Исключение составляют только окраины языков деградирующих ледников, покрытых моренным чехлом, маскирующим их на фоне окружающей местности. Как правило, в этих случаях у ледника отсутствует и хорошо выраженная объемная форма.

Наступающие ледники легко «читаются» глазом по всему контуру. Так, нижняя точка ледника Мушкетова на Памире, уже много лет продвигающегося в направлении р. Муксу со скоростью 20–40 м/год, была обнаружена на малоконтрастном фоне ущелья вследствие характерной объемности формы ледникового языка.

На фронтальных участках пульсирующих ледников легко обнаруживаются линии надвигов и следы обвалов льда. При наличии крупных разломов льда вдоль борта ледника они видны как сочетание темных полос, а в области крупных трещин в зоне растяжения – как зоны потемнения светло-серой поверхности льда. В тех случаях, когда экипажу было точно известно о существовании на леднике резкого перегиба профиля поверхности, перемещающегося вниз по леднику при его активизации, космонавтам удавалось правильно указать положение такого участка. Наблюдая на леднике Бивачном подобную зону нагнетания льда, располагавшуюся в начале лета 1978 г. перед левым притоком – ледником Ошанина, космонавты отметили, что в начале октября эта область активизации находилась ниже по леднику у другого левого притока – ледника Калинина. Эти сообщения полностью соответствовали действительной обстановке.

Индикация пульсирующих ледников Памира по спутниковым данным

С орбитальных высот при каждом прохождении космического корабля над горным районом фотографируется полоса шириной от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Поскольку период обращения спутника вокруг Земли составляет около 90 минут,

за сутки он 16 раз огибает планету, смещаясь от витка к витку на расстояние около $22^{\circ}30'$. Обычно орбиты космических кораблей, оснащаемых фотоаппаратурой, выбираются таким образом, что в каждый последующий день обеспечивается возможность съемки маршрута с небольшим поперечным перекрытием по отношению к полосе, сфотографированной на сутки раньше. Таким образом, даже в том случае, когда горная страна простирается на сотни километров в широтном направлении, требуется всего одно или несколько проходов спутника над ней. При этом существует возможность один и тот же район сфотографировать дважды в день с интервалом в несколько часов: вначале на восходящей ветви траектории, когда корабль в Северном полушарии движется от экватора на север, а затем на нисходящем участке траектории, когда он совершает полет в южном направлении.

В 1973–1977 гг. во время полетов пилотируемого космического корабля «Союз-12» и орбитальных пилотируемых станций «Салют-3», «Салют-4» и «Салют-5» ледниковый район Центрального Памира фотографировался в периоды абляции. Дешифрирование космических снимков позволило исследовать развитие подвижек на крупных ледниках в бассейнах рек Муксу и Обихингоу и установить ряд интересных особенностей.

Как известно, ледниковые пульсации имеют периодический характер и обусловлены динамической неустойчивостью самих ледниковых систем. Периодические автоколебания ледников приводят к скачкообразному перераспределению вещества без изменения его общей массы. Резкое увеличение скорости движения льда в стадию подвижки деформирует тело ледника и существенно меняет его морфологический облик, что обнаруживается с помощью повторных космических фотосъемок, иногда в сочетании с аэро- и наземными. Существует ряд визуальных признаков пульсирующих ледников, заметных и из космоса, например, зигзагообразные гряды морен, фотографируя которые можно судить об основных чертах поведения пульсирующего ледника.

Ледник Бивачный. На рис. 3.1 представлена схема дешифрирования бассейна ледника Бивачного по космическому снимку 1973 г. На схеме отражены такие элементы морфологии поверхности ледников, как трещины, ледопавы, моренный материал, озёра на леднике и т.п. Благодаря этому по повторным съемкам можно наблюдать движение составляющих потоков льда, определять скорость и направление движения. Зигзагообразные моренные гряды, присущие ледникам пульсирующего типа, указывают на различную динамику основного ствола ледника Бивачного и его левых притоков – ледников МГУ (№ 76), Ошанина (№ 77) и Калинина (№ 83) [номера по Каталогу ледников СССР. Т. 14. Вып. 3, часть 8А. Л., 1968].

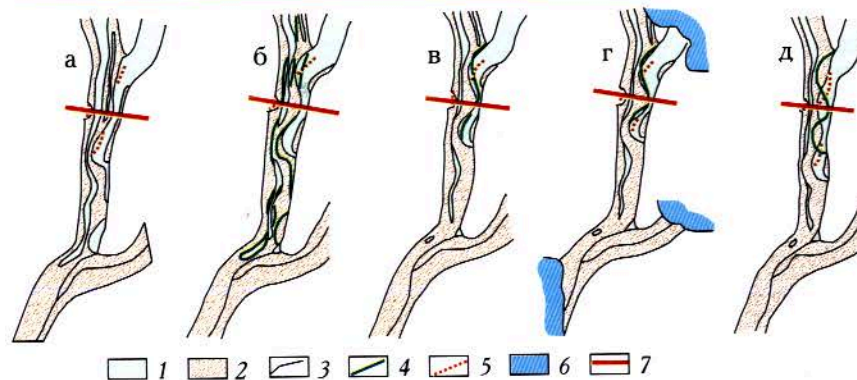


Рис. 3.3. Изменения структуры поверхности в среднем течении ледника Бивачного, выявленные по аэрокосмическим материалам разных лет: а – 1958 г., б – 1972 г., в – 1973 г., г – 1974 г., д – 1976 г.

1 – свободная от морены поверхность ледников, 2 – моренный покров, 3 – границы ледников и отдельных ветвей, 4 – состояние ледников на предыдущих схемах, 5 – крупные разломы потоков ледника МГУ, 6 – облачный покров на космических снимках, 7 – условный створ у ледника Сурового

На рис. 3.3 показаны схемы дешифрирования среднего течения ледника Бивачного по аэрофотоснимкам 1958 и 1972 гг. и космическим снимкам 1973, 1974 и 1976 гг. Сравнение положения моренных гряд и участков открытого льда в месте впадения ледника МГУ в ледник Бивачный дает представление о развитии сёрджа на первом из них и о характере взаимодействия двух ледников. Для оценки величины перемещений фронтов ледяных потоков и петель морен на рис. 3.3 проведен условный створ. Точность такой оценки по космическим снимкам составляет около 50 м.

На снимке 1958 г. в среднем течении ледника Бивачного легко дешифрируется поток ледника МГУ (рис. 3.3, а), за створом расплывающийся в виде плоской «капли». Срединная морена ледника Бивачного была деформирована фронтальной частью этого потока. Узкая полоса потока ледника МГУ прослеживалась на протяжении 1100 м ниже фронта потока вдоль левого борта долины.

На аэрофотоснимке 3 сентября 1972 г. (рис. 3.3, б) вновь видна головная часть потока льда, пришедшего из-под склонов пика Гармо, – это след новых гляциологических событий, происшедших здесь в предшествующие годы. Полевые наблюдения 1969 г. и аэровизуальные наблюдения 1975–1976 гг. позволили установить, что поверхность этой части ледника на протяжении более 10 км представляет собой сочетание многих тысяч пирамид льда средней высотой около 15 м. При возникновении новой мощной подвижки в верховьях

ледника такие «надолбы» препятствуют перемещению пульсирующей ветви, что приводит к распространению потока в направлении бортов долины и образованию петлевидных морен.

Космический снимок, полученный в сентябре 1973 г. (рис. 3.3, в), схема дешифрирования которого показана на рис. 3.1, позволил установить неподвижность фронта первой волны ледника МГУ и отсутствие продольных перемещений элементов поверхности ледника Бивачного ниже створа. За год фронт второй волны переместился вниз по долине на 250 м, обе петли срединной морены стали более выпуклы по отношению к правому борту, а продольная ось потока развернулась на 12–15° влево по направлению движения.

Космический снимок второй декады июля 1974 г. (рис. 3.3, г) фиксирует продвижение фронта ледника МГУ еще на 150 м. Главная срединная морена ледника Бивачного в тех местах, где в нее упирается фронт первой волны, покрылась сетью трещин. На космическом снимке первой половины июля 1975 г. видны появление более густой сетки трещин в устьевом ледопаде ледника МГУ и увеличение общей трещиноватости петель срединной морены.

Разительную картину изменения обстановки дал космический снимок 1976 г. (рис. 3.3, д): фронт неподвижной до этого времени в плане первой волны переместился на 800 м, фронт второй волны достиг створа, а срединная морена заняла свое место там, где она располагалась в 1958 г. (рис. 3.4). Вокруг продвинувшегося фронта первой волны на петлях срединной морены образовались тангенциальные трещины длиной в несколько сотен метров. Петли продвинулись вместе с потоком ледника МГУ. Переместились и элементы поверхности главного ледника у его правого борта. Это обстоятельство заставляет предположить взаимовлияние движения ледника МГУ и подвижек ледника Бивачного.

Выход ледника МГУ в долину ледника Бивачного создает подпруду для движения последнего. Достигнув критической массы выше этого места, ледник Бивачный ускоряется и увлекает уже вложенный поток ледника МГУ. Это происходит регулярно, через каждые 20–25 лет. В 1975–1976 гг. началась очередная подвижка основного ствола (т.е. ледника Бивачного), завершившаяся в 1978–1980 гг. (Осипова, Цветков 1999).

За 18 лет на леднике Бивачном ниже места впадения ледника Ошанина в результате интенсивной эрозии усилились термокарстовые процессы, образовались дополнительные озера на всей площади ледника, особенно в краевых ложбинах. Снимки разных лет фиксируют периодическое их заполнение и осушение. Особенно существенна убыль льда при впадении ледника Бивачного в ледник Федченко. В дальнейшем на фоне периодической активизации верховьев ледника Бивачного возможно его отчленение от ледника Федченко и образование здесь озера.



Рис. 3.4. Среднее течение ледника Бивачного в середине июля 1976 г.

Ледник Гандо. Впервые признаки резкой подвижки на леднике Гандо были отмечены в 1931 г. В 1948 г. ледник был подробно описан Е.В. Тимашевым (1949), который составил схему всего ледникового комплекса (рис. 3.5, а). Судя по фотоснимкам участников спортивных экспедиций 1959 г., поверхность ледника была разбита многочисленными трещинами, имелись и другие признаки активной фазы подвижки. В летние сезоны 1973–1976 гг. получены космические снимки этого района, на которых отражена обстановка, сложившаяся здесь после подвижки конца 50-х годов, когда наступавший поток льда распространился по всей ширине долины. На рис. 3.5, б представлена схема дешифрирования оледенения долины Гандо по космическому снимку 1973 г.

Сравнение приводимых схем выявило существенные изменения, которые претерпели большие и малые ледники бассейна. Бросается в глаза значительное сокращение площади основного ледника, конец языка которого за 25 лет отступил на 2,2 км. Очертания ледников левого борта также изменились; только два (№ 3 и № 6) из девяти ледников сохранили свои размеры. Ледник № 1 продвинулся более чем на 400 м, а ледник № 2 изменил свое положение на 1800 м, и его фирновая область теперь заметно превышает площадь области абляции. В сочетании с интенсивным лавинным питанием это создает условия для накопления здесь избыточных запасов фирна и льда. Ледник № 4 продвинулся на 150 м, а ледник № 5 разделился на две части. Левая часть отступила на 700 м, а правая выдвинулась на

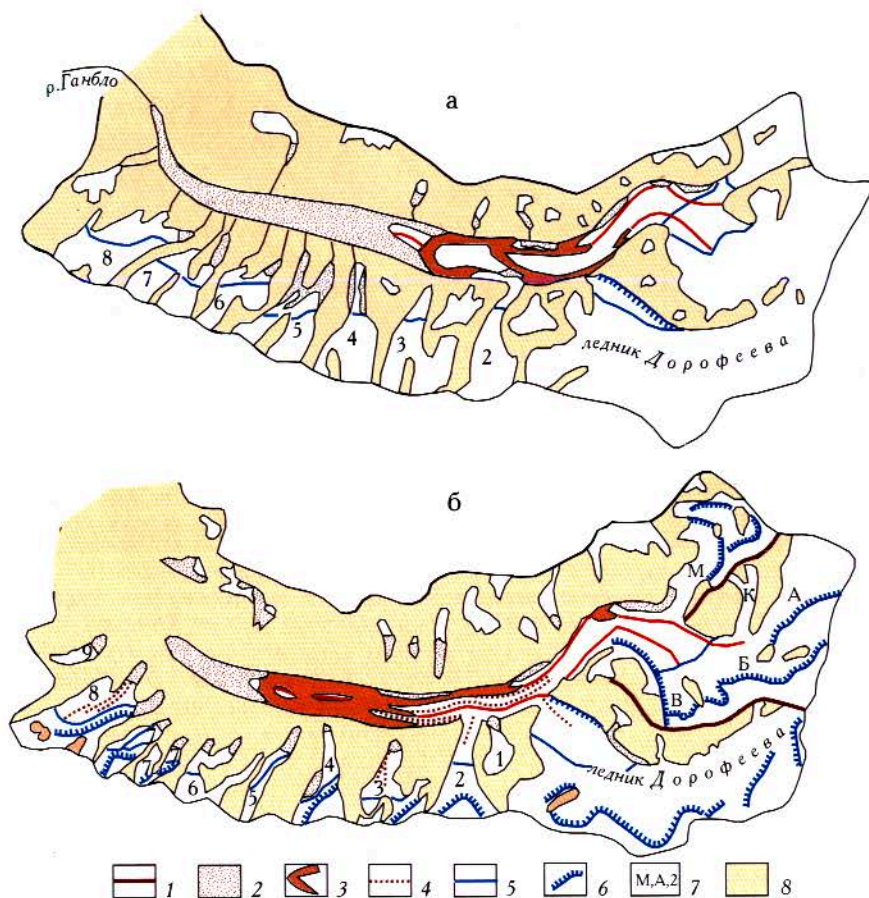


Рис. 3.5. Схема оледенения долины р. Гандо: а – по наблюдениям Е.В. Тимашева в 1948 г., б – по результатам дешифрирования космических снимков 1973 г.

1 – водоразделы, 2 – моренный покров, 3 – валы поверхностных морен, 4 – ледниковые ручьи, 5 – фирновая граница, 6 – основные бергшрунды, 7 – обозначения отдельных ветвей ледника Гандо и ледников его левого борта, 8 – склоны, свободные от снега и льда

200 м в сторону главной долины. Ледник № 7 отступил, распавшись на три небольших ледника. Язык среднего из них остался на том же месте, а два других сократились на 300 и 600 м. Концы обоих языков ледника № 8 отошли на 150 м; на 250 м сократился и ледник № 9.

Среди ледников Памира ледник Гандо выделяется хорошо развитыми поперечными моренными образованиями, что, как известно, служит ярким признаком пульсирующих ледников. Поперечные

моренные валы, располагавшиеся на его поверхности в 1973 г. в 1,5 км выше и ниже устья ледника № 4, служат хорошими индикаторами фронтов наложенных потоков, привнесенных сюда из фирновых областей главного ледника и ледника Дороева. Поперечный вал морены, находившийся в 1973 г. против устья ледника № 6 (см. рис. 3.5, б), соответствует валу, расположенному на схеме Е.В. Тимашева (см. рис. 3.5, а) против ледника № 3.

Поперечная моренная гряда, расположенная в 1 км выше и маркирующая распространение потока льда из цирков К, А, Б и В во время подвижки конца 50-х годов, позволяет оценить его среднюю за 14 лет скорость в 560 м/год. Если предположить, что от устья ледника № 3 до ледника № 5 моренная гряда при пассивном движении перемещалась со скоростью 170 м/год (как это следует из расчета скорости движения нижнего поперечного вала, отмеченного в предыдущем абзаце), то активный перенос льда из фирновой области к леднику № 3 произошел всего за один год. Это подтверждается данными, полученными при дешифрировании космических снимков 1974–1975 гг., показавших зарождение кинематической волны в области аккумуляции ветви Б и последующее распространение фронта подвижки ниже устья ледника Дороева.

На летних снимках уверенно дешифрируются и области вспучивания поверхности ледника – участки, откуда начинаются подвижки. Например, на космическом снимке 1974 г. поблизости от ледопада в верховьях ветви Б четко дешифрируется ледовый купол, разорванный густой сетью трещин. Как было отмечено выше, именно отсюда началась подвижка ветви Б в 1974 г. К 1975 г. наложенный поток этого ледника достиг устья ледника Дороева, а в 1976 г. космические снимки показали распространение его вместе с активизировавшимся потоком ветви В до конца ледника № 1.

Ко всему сказанному следует добавить, что недавний анализ памирских космических материалов (Осипова, Цветков, 2001) уточнил трактовку событий, происходивших в этом узле оледенения до 1972 г.: вполне вероятно, что в конце 1950-х годов ледник Гандо испытал мощную подвижку, следы которой все еще заметны на съемке 1972 г.

Ледник Русского географического общества. В работе Л.Д. Долгушина и Г.Б. Осиповой (1971) отмечалось, что в начале 70-х годов «ледник РГО вступил в активную фазу пульсации». Вместе с тем авторы этой работы говорили, что «дальнейшие исследования позволят... дать прогноз – вызовет ли эта пульсация продвижение конца ледника». Такое осторожное заявление оказалось оправданным – интерпретация космических снимков 1973–1976 гг. не дает основания прогнозировать скорую подвижку всего ледника, хотя следы активизации в прошлом отдельных его ветвей хорошо проявляются. Так, в 600 м от грота ледника у левого борта четко дешифрируется вал

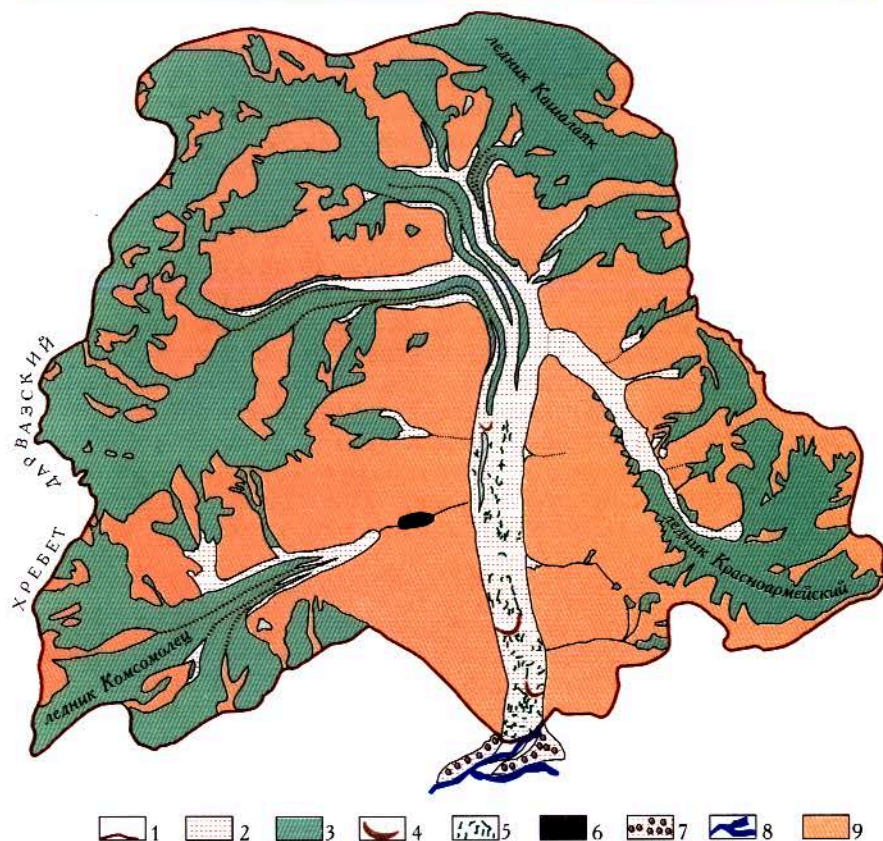


Рис. 3.6. Схема бассейна ледника Русского географического общества, составленная по космическому снимку 1973 г.

1 — водоразделы, 2 — моренный покров, 3 — заснеженная и свободная от морены поверхность ледника, 4 — валы поверхностных морен, 5 — термокарст, 6 — мертвый лед, 7 — конечные морены, 8 — основные протоки р. Абдукагор, 9 — склоны, свободные от снега и льда

конечной морены, которая является фронтом активизации потока, пришедшего с плато Кашалаяк. На всем протяжении ледника РГО этот поток «просвечивает» сквозь толщу моренного покрова.

Вторым по мощности истоком ледника РГО служит ледник, стекающий с Дарвазского хребта и юго-западных склонов пика Гармо (рис. 3.6). В 1970 г. он, так же как и главный исток, был разбит густой сетью трещин на призматические блоки от места поворота до ледника Красноармеец. По-видимому, на этой ветви происходило быстрое перемещение массы льда, отражением чего на космических снимках служит фронт подвижки. В 1973 г. этот фронт располагался в 1200 м

выше устья водотока, стекающего с ледника Комсомолец. В последующие годы он пассивно перемещался вместе с ледником РГО со средней скоростью около 150 м/год (450 м за три года).

Очевидно, что оба основных истока ледника РГО подвержены подвижкам. Не следует сбрасывать со счетов также ледник Кашалаяк и ледник, расположенный западнее. Синхронная активизация всех ветвей или нескольких из них может вызвать перемещение конца языка ледника РГО.

Верховья долины р. Сауксай. В этой долине на южном склоне Заалайского хребта расположены крупные сложные долинные ледники Вали (площадь 11,9 км²; длина 7,6 км), Дзержинского (19 км²; 14,9 км) и Малый Саукдара (23,5 км²; 14,3 км).

На рис. 3.7 представлена обобщенная схема дешифрирования аэрофотоснимков 1972 г. и космических снимков 1973–1977 гг. Она иллюстрирует динамику продвижения фронтов активизации на ледниках и перемещения ледниковых языков. Мы установили, что ледник Малый Саукдара в начале 1972 г. стал активно продвигаться вниз по ущелью вскоре после того, как фронт активизации достиг конца языка. К сентябрю 1973 г. язык ледника продвинулся по своему ущелью на 600 м, а к июлю 1974 г. — еще на 700 м. Летом 1975 г. этот пульсирующий ледник достиг ледника Большой Саукдара, залегающего в долине р. Сауксай, и распластался на его поверхности, что вызвало нарушение гидрологического режима реки.

Активное движение ледника Дзержинского также началось в начале 1972 г. В это время наблюдалось обрушение глыб льда на его лобовой части и приближение к ней вдоль левого борта фронта активизации. К сентябрю 1973 г. язык ледника продвинулся на 500 м. На фоне активизации левой части ледника и смещения его нижней точки правая часть изменилась менее существенно: она покрылась поперечными трещинами и поднялась. В июле 1975 г. язык выдвинулся в долину и распластался в виде характерной «львиной лапы» на расстояние более 100 м от скал противоположного борта долины р. Сауксай. Можно предположить, что подвижка ледника Дзержинского прекратилась во второй половине лета 1975 г.

В отличие от первых двух ледников кульминация подвижки на леднике Вали произошла на год позже. В 1972 г. активизировались два правых основных потока, поделивших всю ширину ледника и продвигавшихся синхронно из обоих фирновых бассейнов. В 1973 г. на фоне отступления языка ледника продвижение фронтов активизации этих потоков продолжалось, а в июле 1975 г. нижняя точка языка ледника лишь на несколько сотен метров не достигала главного русла р. Сауксай.

Активные стадии подвижек сауксайских ледников не были синхронными. В то время как ледник Вали наступал, ледники

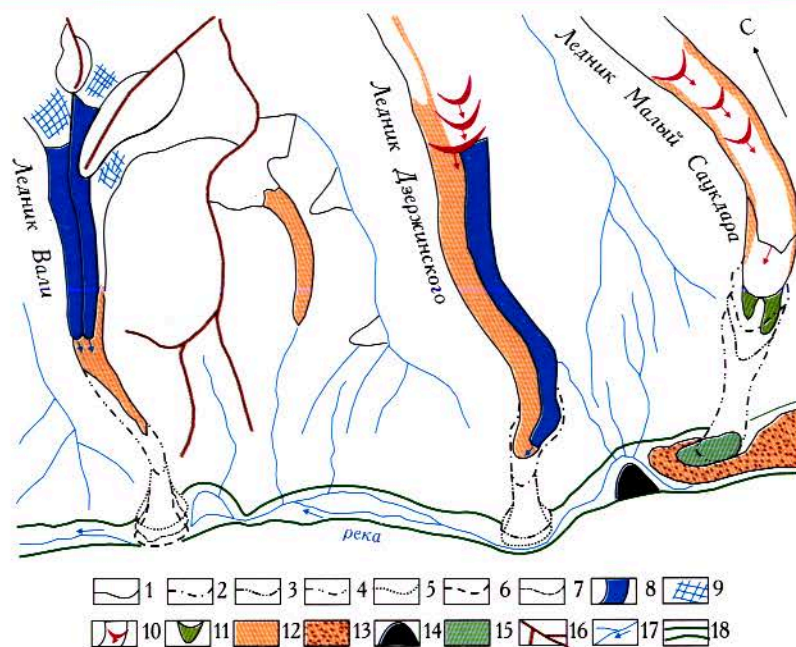


Рис. 3.7. Подвижки на ледниках Малый Саукдара, Дзержинского и Вали в 1972–1977 гг.

Границы ледников: 1 – в 1972 г., 2 – в 1973 г., 3 – в 1974 г., 4 – в 1975 г., 5 – в мае 1976 г.; границы ледника Вали: 6 – в августе 1976 г., 7 – в феврале 1977 г.; 8 – волны напряжений на ледниках в 1972 г., 9 – ледопавы, 10 – положение фронтов потоков льда в 1972 г., 11 – участки конца языка ледника Малый Саукдара, через которые в 1972 г. перетекал поток, и зоны распространения его по трогам, 12 – моренный покров на ледниках, 13 – омертвевший язык с термокарстовыми западинами, 14 – погребенный лед, 15 – линза открытого льда на поверхности ледника Большой Саукдара – след предыдущей подвижки ледника Малый Саукдара, 16 – основные водоразделы, 17 – основные водотоки, 18 – граница поймы р. Сауксай

Дзержинского и Малый Саукдара уже прошли кульминационную точку и вступили в стадию деградации. Продолжительность активной стадии у ледника Малый Саукдара составила около 3,5 лет, у ледника Дзержинского около 4 лет и у ледника Вали около 2 лет. Косвенные признаки дают основание датировать предыдущую подвижку ледника Малый Саукдара 1966–1967 гг. Общий прирост площади у всех трех ледников составил 3,3 км², или 6% от первоначальной. Суммарный выброс льда в долину р. Сауксай оценивается почти в 220 млн м³.

20 сентября 1976 г. Памир был сфотографирован с борта космического корабля «Союз-22» многозональной установкой МКФ-6. Сравнение полученных снимков с более ранними космическими материалами позволило выявить резкую подвижку крупного сложно-

долинного ледника Шокальского – левого притока ледника Гармо в бассейне р. Обихингоу. В конце сезона абляции 1976 г. ниже границы питания на леднике отмечены нарушение поверхности полигональной системой трещин и значительное увеличение спектральной яркости этой зоны. Два небольших притока, впадающих в ледник Шокальского справа и слева, в 1975 г. упирались своими языками в его тело и формировали моренные валы. Космическая съемка 1976 г. фиксирует продвижение льда этих притоков на расстояние около 1300 м вместе с продвигающимся главным стволом пульсирующего ледника.

Таким образом, в результате эксперимента с использованием аэрокосмической информации были получены новые данные о динамике ледников значительной территории Памира, на основе которых выработаны общие методические приемы индикации пульсирующих ледников. К числу общих признаков активизации ледников относятся: изменения очертаний ледников, их продольного и поперечного профилей, каплевидная форма языка или его растекание в виде конуса выноса («львиная лапа»), наличие в непосредственной близости от языка ледника отторгнутых масс льда, шлейфов обрушения льда по периметру языка ледника, краевых разломов и зон дробления льда на контакте со склоном долины, появление на ледниковой поверхности большого количества трещин, наложенных потоков льда, надвигание языков ледников на другие ледники и склоны, образование ледниково-подпрудных озер.

Один из предвестников назревающей подвижки ледника – изменение морфологии его поверхности. Наряду с изменением форм продольного и поперечного профилей главным признаком динамической неустойчивости ледника служит появление на его поверхности большого числа трещин и разрывов, возникающих в связи с увеличением скорости движения льда. При этом поперечные трещины захватывают всю ширину ледника, маркируя зоны растяжения. По мере развития подвижки система трещин распространяется на всю пришедшую в движение часть ледника. Наибольшая деформация льда наблюдается в конечной части языка ледника, поверхность которой представляет собой обычно хаотическое нагромождение ледяных блоков.

В кульминационную фазу подвижки, когда ледник целиком захвачен глыбовым скольжением, в его краевых частях образуются крупные продольные разрывы и зоны дробления льда. Как показывают наблюдения, по характеру и распространению трещин могут быть выявлены не только сами пульсирующие ледники, но и их активные зоны. Чаще всего в подвижке сложного ледника участвуют лишь отдельные его составляющие. Одним из наиболее легко распознаваемых на снимках признаков ледниковой подвижки служит изменение рисунка поверхностных морен – их смещение, изгибы, образование характерных петель.

Способность пульсирующих ледников за короткое время продвигаться на сотни и тысячи метров порою приводит к существенным изменениям морфологии и гидрографической сети ледниковых бассейнов, что хорошо фиксируется повторными космическими снимками. Одним из наиболее опасных проявлений ледниковых пульсаций служит образование подпрудных озер в боковых долинах, краевых ложбинах и в местах слияния ледников. Воды этих временных озер неизбежно прорываются и вызывают иногда катастрофические гляциальные сели. Следы прохождения селей в виде проранов в аллювиальных отложениях, «замочек» на склонах долины и подрезанных конусов выноса могут быть выделены на снимках по особенностям изменения фототона.

Таким образом, при анализе космических снимков можно обнаружить не только сами пульсирующие ледники, но определить период и фазу их пульсации, динамику смежных ледников, их взаимодействие, изменения морфологии и гидросети в ледниковых бассейнах. Наилучшие результаты при оценке и прогнозе динамики ледников даст учет всего комплекса выделенных признаков.

Гляциологические эксперименты на орбитальной станции «Салют-6»

Наблюдения за ледниками Каракорума

Орбитальные фотосъемки ледников принесли важный исходный материал для создания Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, так как литературные сведения о некоторых ледниковых областях крайне скудны. К таким областям относятся и горы Центральной Азии. Наиболее подробная информация об этом районе содержится в монографической сводке (Wissman, Flohn, 1959), положенной в основу подробного обзора Г.И. Коноваловой (1972). Однако для составления гляциологических карт Атласа этих данных было недостаточно.

Для сбора сведений о морфологии и динамике ледников Каракорума был подготовлен специальный эксперимент на орбитальной станции «Салют-6». Основным методом исследований служили дистанционные орбитальные наблюдения и фотосъемка. При дешифрировании космических фотоснимков было принято допущение, что по основным чертам внешнего облика ледники Каракорума близки к ледникам Памира.

Летом 1978 г., с начала августа по конец сентября, Каракорум фотографировали около 20 раз. Наиболее удачными оказались снимки, на которых с небольшим перекрытием отдельно изображены

западная, центральная и восточная части этой горной страны. Проекция снимков близка к плановой. Для оценки динамики ледников космические снимки 1978 г. дешифрировали совместно с изображениями, полученными с борта станции «Салют-6» в летние периоды 1979–1980 гг., а затем сравнивали со снимками, полученными во время полета советских космических кораблей и орбитальной станции в 1971–1976 гг.

При дешифрировании и анализе космических снимков мы использовали географические сведения из упомянутых работ Г. Виссмана и Г.И. Коноваловой, а также статьи К. Хьюита (Hewitt, 1969) и многочисленных публикаций участников научных и спортивных экспедиций. Особенно полезными оказались описания района оледенения швейцарского ученого и альпиниста Г.О. Диренфурта (1970) и итальянского исследователя А. Дезио (1959).

Полученные по снимкам данные в основном подтверждают представления Г. Виссмана об общем характере оледенения Каракорума. Значительная степень оледенения этой территории определяется главным образом большой высотой гор, сильной заснеженностью территории и морфологией ледниковых долин. Для Каракорума типичны глубоко врезанные долины, в которых лежат ледниковые языки. Крупные ледники Каракорума относятся, как правило, к гималайскому и туркестанскому типам. Среди небольших ледников преобладают долинные, карово-долинные, каровые и висячие. Используя дешифровочные признаки памирских ледников, по космическим снимкам легко составить карту морфологических типов ледников длиннее 500 м.

Большая часть ледников Каракорума имеет ледниковый коэффициент меньше единицы. Дешифрирование снимков дает возможность подсчитать этот показатель для каждого конкретного ледника, однако для выполнения таких расчетов пригодны лишь снимки, полученные в августе или начале сентября, так как, по опыту съемки 1978 г., аккумуляция свежего снега на ледниках начинается с 20-х чисел сентября. Нам удалось получить данные о наивысшем положении границы сезонного снега и сделать общие выводы о положении границы питания на ледниках.

С запада на восток граница питания ледников поднимется от 4800–5050 м в районе ледника Батура до 5700–5800 м на ледниках группы Сасир. С юга на север она повышается от 5000 м на ледниках южных периферийных хребтов до 5600–6000 м в районе перевала Шахсгам. Самое низкое положение границы питания – 4400 м обнаружено на леднике Минапин в массиве Ракапоши, а самое высокое на леднике Римо – 6000 м.

Все исследователи Каракорума отмечают нестационарность и высокую динамичность здешних ледников. Дешифрируя космические

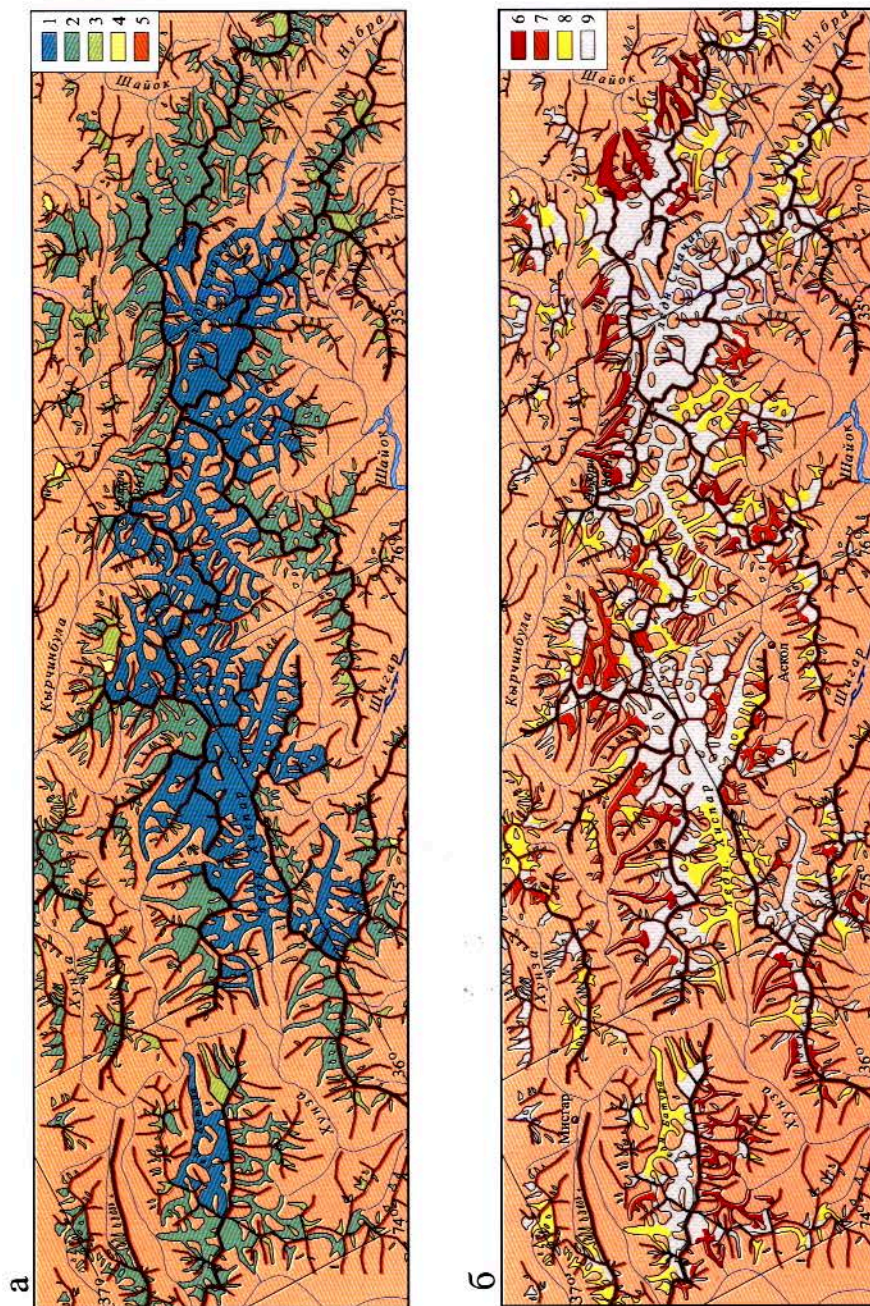


Рис. 3.8. Современное оледенение Каракорума: а – морфологические типы ледников, б – пульсирующие ледники

1 – дендритовые, 2 – сложно-долинные, 3 – долинные, 4 – карово-долинные и каровые, 5 – висячие долинные; 6 – пульсирующие с установленными неоднократными подвижками, 7 – с явными морфологическими чертами неустойчивости, 8 – с отдельными признаками пульсаций, 9 – признаки пульсаций не выявлены

снимки, невозможно описать и датировать наступания ледников Каракорума, происходившие в XIX в. или в первой половине XX столетия; накопленных сведений пока недостаточно и для реконструкции пульсаций середины XX в. Однако на основе аналогий с Памиром мы провели оценку современного состояния пульсирующих ледников Каракорума и построили две карты, характеризующие морфологические типы ледников и возможные их подвижки (рис. 3.8).

На карте выделены те активные ледники, у которых признаки пульсаций обнаруживаются по зигзагообразным моренным грядам, характерной форме концов языков – «львиной лапе», по совокупности других показателей. Отдельно показаны ледники, внешние признаки которых позволяют прогнозировать их быстрое наступание в ближайшие годы. Отмечены также ледники, внешний облик которых не позволяет отнести их к числу пульсирующих. Например, мы не отнесли к числу ледников с признаками пульсаций ледники Мутшуал и Чиспар в Западном Каракоруме, хотя, по данным К. Мейсона, в 1892–1893 гг. они сливались, образуя единый ледник Хасанабад, который во время катастрофического наступания продвинулся на 10 км (см.: Коновалова, 1972). Австро-германская экспедиция в 1954 г. обнаружила здесь два самостоятельных, отступающих ледника. На космических снимках 70-х годов отчетливо видно, что они сливаются.

Последовательное изучение фотоснимков с орбитальной станции «Салют-6», сопоставление серии фотографий на ряд районов Каракорума и в особенности анализ снимков, сделанных во второй половине и в конце периода абляции, впервые позволили определить размеры и высотное положение 70 крупнейших каракорумских ледников и рассчитать наивысшее для 1978 г. положение на них границы сезонного снега, близкое к высоте границы питания ледников.

Используя метод аналогии с хорошо изученным Памиром, при дешифрировании космических снимков удалось получить обширную информацию о динамике ледников в 70-е годы. Выяснено широкое распространение в Каракоруме пульсирующих ледников. Ярким внешним признаком пульсаций здесь служат петли срединных моренных гряд, – особенно много таких ледников в Западном и Центральном Каракоруме. Подвижки боковых ледников часто выносят лед в главную долину и на ствол основного ледника, что приводит к формированию наложенных и вложенных потоков льда. При этом

происходит растекание льда в форме «львиной лапы». Количество пульсирующих ледников постепенно уменьшается вместе с сокращением осадков от влажной западной оконечности Каракорума к его засушливой восточной части.

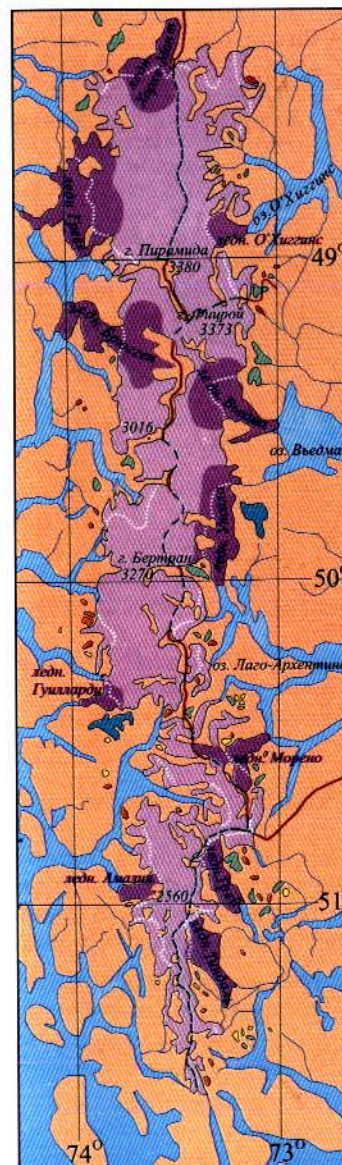
Наблюдения за Южным Патагонским ледниковым плато

Для выяснения возможностей визуальных исследований с борта орбитальной станции динамики крупной ледниковой системы было выбрано Южное Патагонское ледниковое плато (рис. 3.9). В качестве материалов для сравнения использована сводка И.А. Лосевой (1968). С борта станции «Салют-6» было выполнено более 30 сеансов наблюдений над Южными Андами и получено около 40 снимков. Работы были начаты 22 декабря 1977 г. и продолжались более полутора лет. В летнее для ледников Патагонии время интервал между наблюдениями сокращался до нескольких суток, а в отдельные дни удавалось выполнить такие работы на 2–3 соседних витках. Таким образом были получены уникальные данные; некоторые из них приведены ниже.

Интересны результаты изучения ледника О'Хиггинс, стекающего с Южного Патагонского ледникового плато на восток, в оз. Сан-Мартин. С 1935 по 1963 год этот ледник отступил на 8 км. Казалось бы, медленное отступление ледника должно сопровождаться образованием небольших айсбергов и обтаиванием языка. Многочисленные небольшие отторженцы льда, продуцированные окрестными ледниками, отмечались всеми исследователями этого района.

22 декабря 1977 г. экипаж первой экспедиции на борту станции «Салют-6» обратил внимание на то, что нижняя часть ледникового языка отделена от основного ствола узкой полосой воды (рис. 3.10). В результате длительной абляции языка выводного ледника как сверху, так и снизу, а также гидродинамического воздействия воды в ослабленном месте произошел откол обширного ледяного поля, площадь которого превышала 12 км². 30 декабря айсберг был отнесен ветром и резко деформирован, а 1 января 1978 г. разрушился на сотни обломков разной величины. На рис. 3.10 показаны стадии разрушения этого отторженного ледяного поля. 10 марта на поверхности озера сохранялось лишь несколько небольших айсбергов. Таким образом, космонавтам удалось зафиксировать рождение грандиозного айсберга от горного ледника и оценить быстроту его распада.

По данным И.А. Лосевой (1968), в 1935 г. ледник О'Хиггинс был далеко выдвинут в акваторию озера. С учетом наших измерений



Типы ледников и ледниковых комплексов



Рис. 3.9. Южное Патагонское ледниковое плато

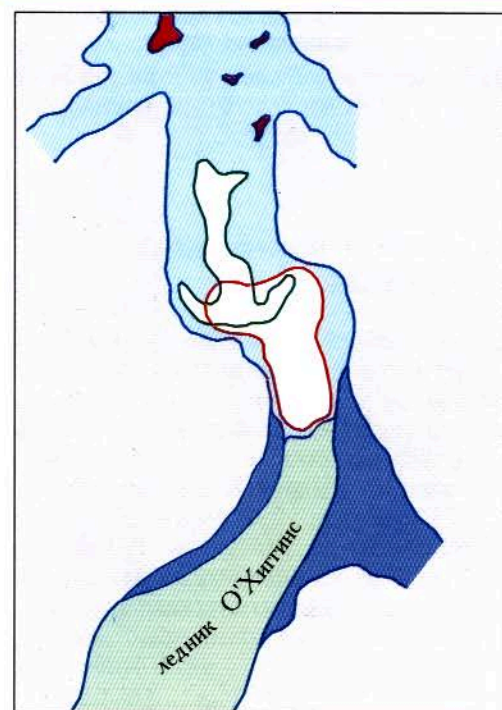
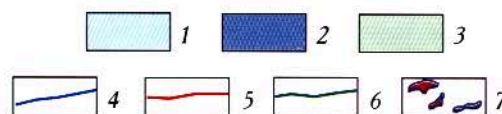


Рис. 3.10. Отторжение крупного айсберга от ледника О'Хиггинс в 1977–1978 гг.

1 – акватория оз. Сан-Мартин, 2 – нижняя часть долины ледника, 3 – поверхность льда, 4 – береговая черта оз. Сан-Мартин, 5 – граница отторженной части 22 декабря 1977 г., 6 – граница отторженной части 30 декабря 1977 г., 7 – небольшие айсберги на водной поверхности озера 1 января 1978 г.



сокращение ледника за 43 года составило около 14 км, что свидетельствует о его большой динамичности, которую необходимо принимать во внимание при оценках изменчивости патагонских ледников.

На рис. 3.11 показаны известные изменения положения края ледника Морено, стекающего с Южного Патагонского ледникового плато. Только с 1935 по 1958 год ледник 9 раз перегораживал канал Темпанос, образуя рукава Рико и Рока. В 1977–1979 гг. язык ледника Морено вновь наступил, закрыв канал. Этот факт тоже характеризует большую изменчивость патагонских ледников.

Отличается динамичностью и ледник Брагген (Пия XI), стекающий с того же ледникового плато на запад, во фьорд Эйре. На рис. 3.12 показаны колебания фронтальной части ледника в 1925–1945 гг. в месте сужения долины и прогрессивное увеличение площади ледника до 1978 г. За 33 года ледник удлинился на 9 км, а площадь языка возросла на 65 км². На космических снимках видно растекание ледника в обе стороны по поперечной долине фьорда Эйре.

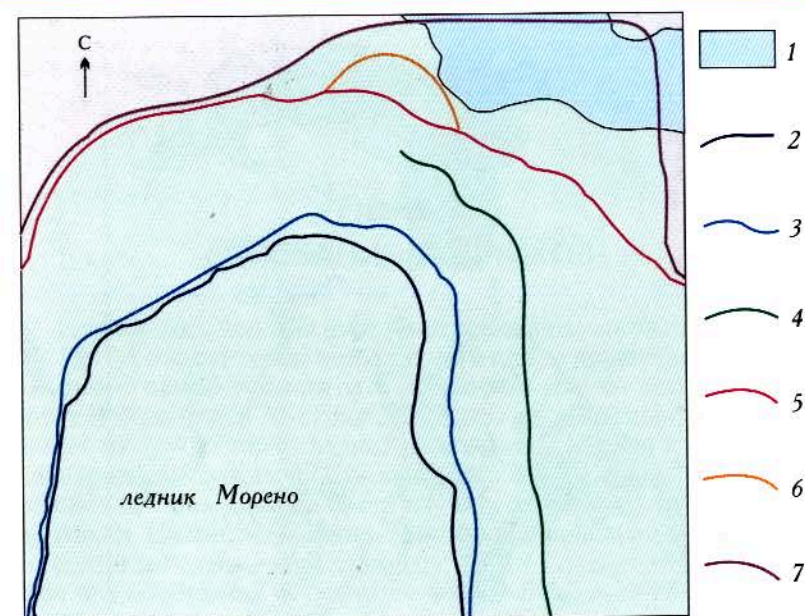


Рис. 3.11. Положение фронта ледника Морено в 1899–1978 гг.

1 – акватория оз. Рико; границы ледника: 2 – в марте 1899 г., 3 – в марте 1900 г., 4 – в марте 1908 г., 5 – в марте 1914 г., 6 – в ноябре 1939 г., 7 – в октябре 1978 г.

1 сентября 1978 г. в конечной части южного языка ледника обнаружена большая трещина, отделившая часть ледника треугольной формы, длина основания которого около 4 км. На снимках конца сентября – начала октября 1978 г. зафиксирован отход отторженца от ледника.

Таким образом, вместе с медленной деградацией Южного Патагонского ледникового плато в XX в. его выводные ледники отличаются чрезвычайной динамичностью, выражающейся в частых и резких наступаниях, обусловленных огромной энергией оледенения (за год здесь выпадает до 5000 мм осадков, а местами и больше) и соседством ледниковых языков с водоемами (фьорды на западной стороне и крупные озера – на восточной).

Периодическая съемка на соседних витках одного дня Патагонских ледниковых плато дала возможность установить, что в утренние часы почти повсеместно в озерах и фьордах этого района наблюдается скопление внутриводного льда, который в виде шуги покрывает значительную часть их акватории, особенно у берегов и островов. Съемка в полуденные часы и во второй половине дня не фиксирует таких явлений.

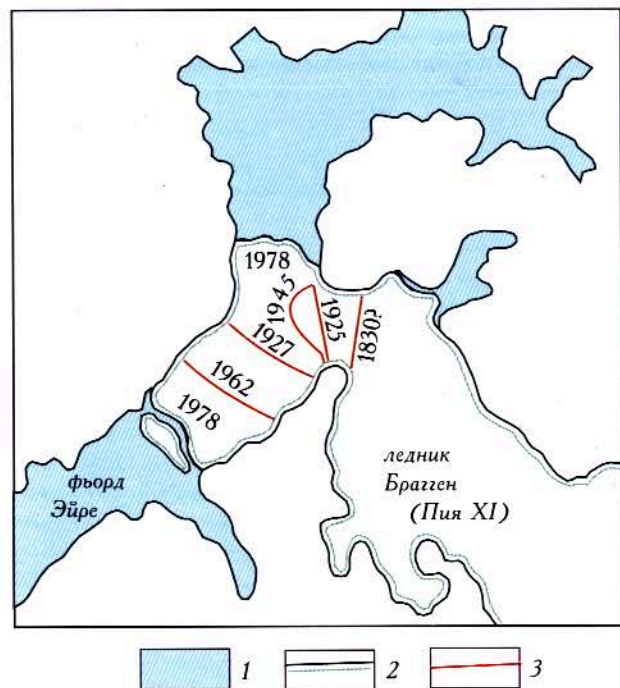


Рис. 3.12. Динамика фронтальной части языка ледника Брагген

1 – акватория фьорда Эйре, 2 – граница ледника Брагген в 1978 г., 3 – границы конца ледника в разные годы по данным Дж. Мерсера

Опыт работы российских космонавтов и полученные материалы говорят о перспективности космической информации для гляциологических целей и о важности космического звена в создании наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом.

Глава 2 КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледники постоянно испытывают колебания массы и размеров, что отражает прежде всего климатические изменения. Систематические наблюдения за колебаниями концов ледников были начаты в Швейцарии в 70-е годы XIX в. и затем постепенно распространились на другие горно-ледниковые районы. В 1894 г. на Шестом международном геологическом конгрессе была создана ледниковая комиссия, которая должна была изучать колебания современных ледников. В 1960-е годы была сформулирована новая программа наблюдений за колебаниями ледников, а в 1967 г. создана Постоянная служба для обобщения результатов этих наблюдений во всемирном масштабе, впоследствии преобразованная во Всемирную службу мониторинга ледников. Традиционно она находится в Цюрихе (Швейцария).

История создания системы наблюдений за колебаниями ледников в нашей стране приведена в табл. 3.1. В России наблюдения за колебаниями отдельных ледников Кавказа, Алтая и гор Средней Азии проводились еще в XIX столетии. Как и в Альпах, они состояли в основном из наблюдений за специальными марками (реперами, камнями) у края ледника. В 1963 г. в СССР были введены постоянные наблюдения за колебаниями почти 200 ледников, а спустя 10 лет была принята новая программа (Основные..., 1973), в которую включены наблюдения трех классов. Первый класс – это детальные круглогодичные наблюдения на нескольких ледниках, позволяющие исследовать поля распределения по леднику многих его физических характеристик, что необходимо для функционального анализа изменений ледника как физической системы. Второй класс – это периодические (от двух раз в год до одного раза в пять лет) измерения на ледниках нескольких основных параметров, также дающих возможность изучать механизм колебаний ледников. Наиболее массовый – третий класс включает фиксацию положения концевой части ледника и получение нескольких других простейших данных, характеризующих его изменения. Пик подобных наблюдений пришелся на конец 70-х – начало 80-х годов, причем широко использовались аэро- и космические съемки.

Современная гляциология различает четыре вида колебаний ледников: 1) вынужденные колебания, обусловленные изменениями внешней нагрузки, т.е. скорости аккумуляции–абляции льда; 2) высоко-

Таблица 3.1

Программы исследований колебаний ледников и главные организационные события в области гляциологии в России и бывшем СССР

Год	Название документа или события	Авторы или лидеры
1892	Краткая программа наблюдений за ледниками России	И.В. Мушкетов
1905	Учреждение Русской ледниковой комиссии	Председатель Ю.М. Шокальский
1907	Инструкция для маркирования ледников	А.К. фон Мекк
1934	Краткая программа сбора данных о существующих ледниках	С.В. Калесник
1957	Основные методические указания для гляциологических исследований в период МГТ	Г.А. Авсюк и др.
1961	Образование Советской секции гляциологии	Пред. Г.А. Авсюк
1963	Международная программа постоянных наблюдений за колебаниями ледников	Г.А. Авсюк
1966	Руководство по составлению Каталога ледников СССР	О.Н. Виноградов, А.Н. Кренке
1970	Программа исследований ледников в период МГД–МГП	А.Н. Кренке
1973	Инструкция по организации и выполнению наблюдений за колебаниями ледников	П.А. Шумский и др.
1977	Программа и методические указания по созданию Атласа снежно-ледовых ресурсов мира	В.М. Котляков
1982	Инструкция по составлению Каталога пульсирующих ледников СССР	В.М. Котляков и др.
1992	Образование Гляциологической ассоциации (в СНГ)	Президент В.М. Котляков

частотные колебания скорости скольжения, вызываемые изменениями шероховатости ложа ледника под влиянием интенсивного таяния льда и подледникового стока; 3) низкочастотные колебания, связанные с проникновением температурных колебаний в толщу ледника; 4) релаксационные автоколебания, возникающие из-за нестационарности нелинейных кинематических связей в леднике; они выражаются в резких подвижках ледников.

Среди перечисленных колебаний ледников первый и последний виды – основные. В соответствии с ними ледники делятся на нормальные, подвергающиеся вынужденным колебаниям, и пульсирующие,

на которых время от времени резко ускоряется движение, лед дробится и конец ледника быстро продвигается вперед или происходит перераспределение массы лишь в пределах контура ледника (внутренняя подвижка). Правда, пока не найдены критерии, позволяющие определить граничные условия существования этих двух классов ледников. Известны, например, ледяные потоки, стекающие с Гренландского ледникового покрова. Они движутся очень быстро (до 10 м в сутки) и сильно раздроблены на всем протяжении языка. Но эти ледники, за редкими исключениями, не относятся к пульсирующим.

Механизм вынужденных колебаний изучается путем наблюдений за процессами внешнего (между ледником и атмосферой) и внутреннего массоэнергообмена ледников. Особенно детальные наблюдения, не имеющие аналогов во всем мире, выполнялись в 60–70-е годы на ледниках Обручева (Полярный Урал), Шумского (Джунгарский Алатау) и Центральном Туюксуйском (Зайский Алатау). Выяснилось, что колебания этих ледников обусловлены изменениями аккумуляции, абляции и скорости скольжения по ложу. Таким образом, вынужденные колебания представляют собой реакцию ледников на изменение внешних условий и проявляются как изменения баланса массы.

Баланс массы и колебания ледников

Баланс массы ледников начали анализировать с начала XX столетия, и первый вклад в решение этой проблемы внесли Х. Альман (Ahlmann, 1948) и представители его школы. Уже в 30-х годах Альман проводил расчеты баланса массы ледников побережья Северной Атлантики, в 40-х годах были начаты ежегодные измерения баланса на единичных, специально избранных ледниках, например, Стур в Швеции и Центральный Туюксуйский в Зайском Алатау, а в период МГТ такие работы стали выполнять повсеместно.

Особое значение масс-балансовым наблюдениям было придано в рамках Международного гидрологического десятилетия (1965–1974) и продолжающей его Международной гидрологической программы. В указанный десятилетний период основные наблюдения были сосредоточены в избранных горно-ледниковых бассейнах, объединенных в трех обширных цепях: двух широтных – в поясе 60–70° с.ш. от Аляски через Канаду, Исландию и Скандинавию до Полярного Урала и в поясе 40–60° с.ш. от западного побережья Северной Америки через Европу к Памиру и Тянь-Шаню и одной меридиональной – от Аляски до Антарктического полуострова вдоль западных хребтов Америки. В этих бассейнах накоплены сравнительно длинные ряды наблюдений (рис. 3.13).

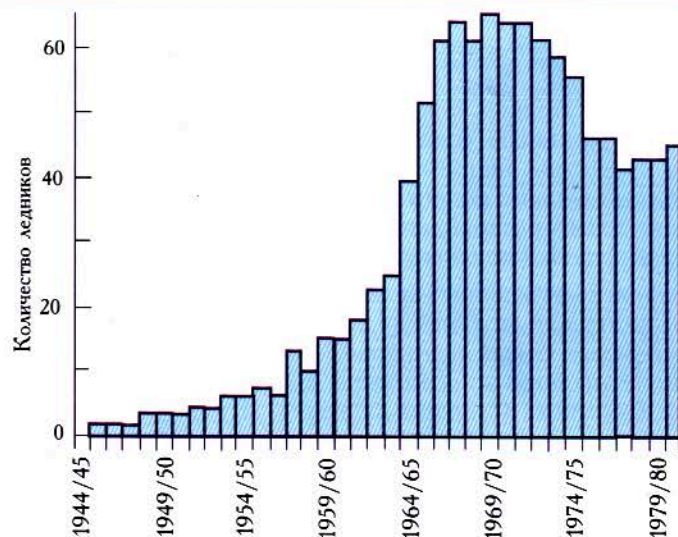


Рис. 3.13. Количество ледников, на которых измерялся баланс массы с 1945/46 по 1980/81 год

В начале 70-х годов рабочая группа по изучению балансов тепла, льда и воды на избранных горно-ледниковых бассейнах под руководством М. Майера детально разработала терминологию баланса массы ледников и инструкцию по комбинированному использованию двух систем измерений его величин: стратиграфической и системы фиксированных дат (Новое..., 1973; Combined..., 1970; Mayo et al., 1972). Рассмотрим кратко этот подход, как он был изложен в моей статье о балансе массы ледников в Гляциологическом словаре (1984) и ряде других публикаций.

Изменение массы ледника, определяемое процессами аккумуляции и абляции, происходящими в основном на его поверхности, в гляциологии принято называть **балансом массы**. Его можно вычислять для любой точки ледника, отдельных его частей и для ледника в целом. Чаще всего он выражается **удельным балансом массы** – в точке или по площади – и имеет размерность миллиметры водного эквивалента, з/см^2 или т/м^2 (обозначение – b). Реже используется понятие полного баланса массы (единицы измерения – тонны или км^3 воды, обозначение – B).

Существуют две системы определения баланса массы ледника: **стратиграфическая** и **фиксированных дат**. В первой из них предполагаются измерения аккумуляции и абляции (в шурфах и по рейкам) относительно последней летней поверхности – физической поверхности ледника конца предыдущего балансового года. Система

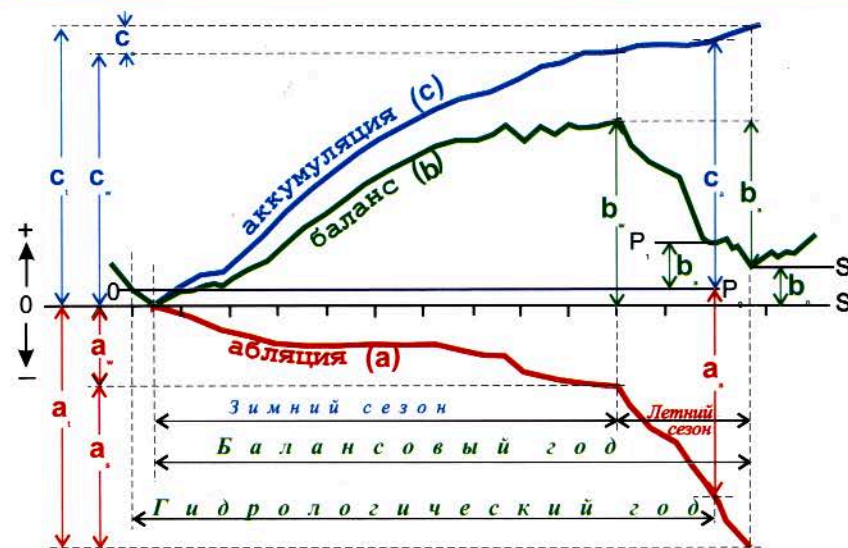


Рис. 3.14. Основные термины и определения при измерении баланса массы на леднике:

S_0 и S_1 – летние поверхности начала и конца балансового года, P_0 и P_1 – поверхности начала и конца гидрологического года. Остальные обозначения см. в тексте

фиксированных дат не привязана к определенной маркирующей поверхности – измерения годового баланса массы производятся в одну и ту же дату, всегда через 365/366 дней – в начале и конце **гидрологического года**. В зависимости от избранной для каждого конкретного ледника системы измерений используются свои понятия и терминология, разработанные М. Майером (Mass-balance terms, 1969) и принятые в отечественной гляциологии (Новое в терминологии..., 1973; Котляков и др., 1992). Основные масс-балансовые соотношения и обозначения приводятся на рис.3.14.

В стратиграфической системе основным элементом времени служит **балансовый год** – промежуток времени между двумя последовательными минимумами массы ледника. Итоговая величина за этот интервал называется **чистым балансом массы ледника за год** b_n . Она может быть получена (в зависимости от исходных данных) одним из трех путей – как алгебраическая сумма: 1) **зимнего** b_w и **летнего** b_s балансов массы, 2) **общей аккумуляции** c_i и **общей абляции** a_i (включающих зимние и летние составляющие, соответственно – c_w , c_s и a_w , a_s), 3) чистого прироста фирна, определяемого для области аккумуляции, – «**чистой аккумуляции**» b_{ni} , а также чистой убыли льда, определяемой для области абляции, – «**чистой абляции**» b_{ni} .

Расчеты, проводимые в системе фиксированных дат, почти аналогичны описанным выше. Исключение составляет способ определения баланса массы через зимний и летний балансы массы, поскольку никакого деления на сезоны в этой системе не существует. Результирующей величиной в системе фиксированных дат служит *годовой баланс массы* b_a . Он определяется через алгебраическую сумму: 1) *годовой аккумуляции* c_a и *годовой абляции* a_a или 2) годового прироста фирна – «*чистой годовой аккумуляции*» b_{af} и годового убыли льда – «*чистой годовой абляции*» b_{ai} .

Приведенные выше масс-балансовые понятия учитывают лишь процессы, происходящие в текущем годовом слое. Это правильно для снежной и снежно-фирновой зон, где таяние почти полностью отсутствует; наиболее суровых частей холодной фирновой зоны, где вода не проникает ниже годового слоя; зоны ледяного питания, где снег превращается в лед за один балансовый год, и для зоны открытого ледникового льда в области абляции ледника. Однако для остальных зон, занимающих достаточную площадь горных ледников, и особенно для ледников с хорошо развитой инфильтрационной зоной льдообразования, необходимо учитывать *внутреннее питание* – талую воду, проникающую в нижние фирновые слои и замерзающую там. Эта величина должна входить с положительным знаком (как приходная составляющая) в любую приведенную выше схему расчета баланса массы ледника. При этом следует помнить о двух вариантах расчета внутреннего питания. В случае, когда абляция рассматривается как убыль массы всего текущего годового слоя, нужно учитывать повторное замерзание талых вод в нижележащих слоях фирна, а в случае, когда под ней подразумевают лишь убыль массы поверхностного слоя, необходимо кроме того учитывать и величину льдообразования в нестывшем остатке текущего года.

Методика натуральных масс-балансовых измерений по рейкам и шурфам впервые была детально разработана Г. Эстремом в 1969 г., а позже была представлена в специальном руководстве (Østrem, Brugman, 1991). В этом случае определяют две главные составляющие баланса массы ледника: аккумуляцию и абляцию. При этом баланс массы может быть вычислен по любой из приведенных выше схем в зависимости от принятой на леднике системы работ. Так, на ледниках Полярного Урала в результате измерений в конце максимума снегонакопления и в конце балансового года получали зимний баланс b_w , чистую аккумуляцию b_{af} и чистую абляцию b_{ai} . При вычислении по двум последним составляющим баланса массы ледников b_n учитывалось внутреннее питание, полученное расчетным путем (Оледенение Урала, 1966).

Для расчета баланса массы ледника, измеряемого по рейкам, нужно иметь точечные данные по всей его площади. С этой целью Х. Альман (Ahlmann, 1948) вычислял баланс массы по высотным

зонам, деля ледник на равновысотные промежутки. Г.Н. Голубев (1976) предложил проводить расчет по высотно-морфологическим зонам, которые выделяются в неравновесных промежутках с учетом морфологических особенностей ледника: наличия крутых ледопадов, пологих фирновых бассейнов, ледниковых уступов и пр.

Однако наиболее точно полный или средний удельный баланс массы ледника можно получить путем построения его поля, т.е. картирования баланса массы на всей площади ледника на основе интерполяции и экстраполяции имеющихся речных данных. В случае их недостатка используются балансовые кривые, т.е. кривые баланса массы как функции абсолютной высоты. На большинстве долинных ледников средних широт они имеют, грубо говоря, форму параболы, что определяется характерной конфигурацией высотных кривых аккумуляции и абляции (первая – слегка выпуклая, а вторая – сильно вогнутая).

Как было выяснено еще в период МГГ, форма балансовой кривой на конкретном леднике, а иногда и на группе близлежащих однотипных ледников мало изменяется год от году. В зависимости от абсолютной величины баланса массы такая кривая лишь перемещается влево или вправо от кривой, соответствующей стационарному состоянию ледника. Это связано с устойчивым характером высотных градиентов аккумуляции–абляции на леднике и, следовательно их суммы, называемой энергией оледенения (по Шумскому) или индексом активности ледника (по Майеру). Высотным положением и климатическими особенностями конкретных ледников определяется место балансовых кривых на графике (рис. 3.15), причем высотный градиент баланса массы, как правило, в области абляции круче, чем в области аккумуляции. Если мы знаем энергию оледенения E и смещение высоты границы питания в данном году от ее среднего положения z_r , то отмеченная закономерность позволяет вычислить баланс массы $b_i = Ez_i$.

Для ледников с длительным периодом измерений баланса массы получены тесные эмпирические связи его значений с высотой границы питания и ледниковым коэффициентом (или долей области питания). Эти связи действуют как для момента окончания абляции, когда граница питания занимает наивысшее положение в данном балансовом году, так и для любого другого момента периода абляции (Дюргеров, 1993). Учитывая, что положение границы питания или границы сезонного снега (для любого текущего момента) хорошо видны на аэрокосмических снимках, последние могут служить основой для расчета баланса массы ледников.

Исследованиями на избранных горно-ледниковых бассейнах МГД выяснено, что средняя за год интенсивность аккумуляции и абляции на конкретных ледниках изменяется незначительно, но их суммарные величины, необходимые для подсчета баланса массы, оказываются

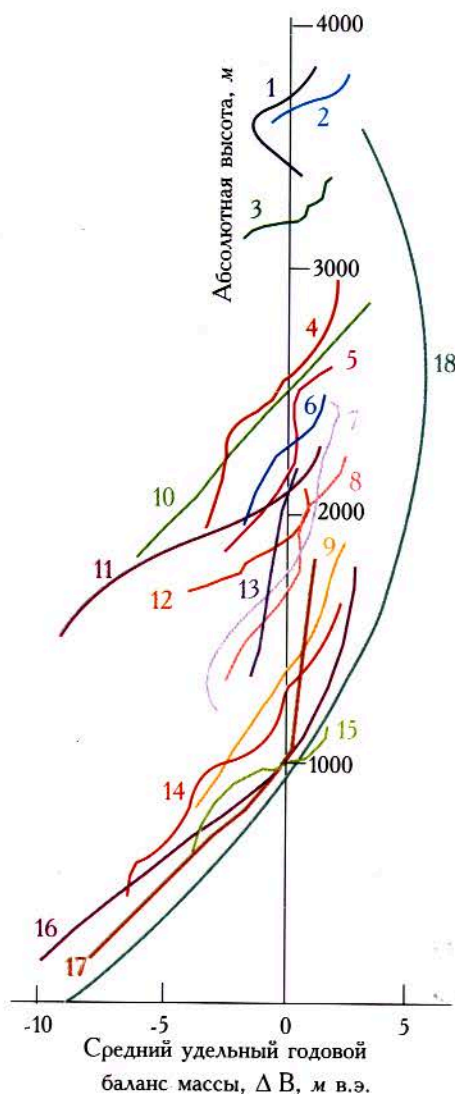


Рис. 3.15. Изменение среднего удельного годового баланса массы (в метрах водного эквивалента) с абсолютной высотой на ряде ледников Северной Америки

По Л. Майо (Маю, 1984)

1 — Динвуди, 2 — Маклюр, 3 — Грасхонер, 4 — Пейто, 5 — Плейс, 6 — Вулси, 7 — Гулкана, 8 — Блу, 9 — Берендон, 10 — Саскачеван, 11 — Нискуолли, 12 — Южный Каскадный, 13 — Маккол, 14 — Вулверин, 15 — Лемон-Крик, 16 — Таку, 17 — Сьард-Маласпина, 18 — Колумбия

однажды изученном леднике можно восстановить не только средние составляющие баланса для данного года, но и поля этих составляющих. Таким образом, сейчас есть возможность анализировать баланс массы ледников и его составляющие путем использования дистанционной аэрокосмической информации при минимуме исходных наземных данных*.

Особое значение для ледников имеют годы с экстремальными условиями. В такие годы может нарушаться упомянутая выше параллельность балансовых кривых для одного и того же ледника, и резко вскрывается связь баланса массы ледника с влиянием летних либо зимних условий. Так, после многоснежных зим в 3/4 случаев летнее таяние более слабое, и годовой баланс ледника оказывается положительным. Это особенно ярко проявляется в районах морского климата — на ледниках Аляски, западных хребтах Северной Америки, в Альпах, где межгодовая изменчивость снегонакопления меньше изменчивости таяния.

Наоборот, на ледниках, лежащих в глубине континента, — на Тянь-Шане или Памире — годовой баланс массы определяется в первую очередь условиями теплого периода. Здесь в балансе массы главенствующую роль играет абляция, и ее изменчивость существенно выше изменчивости аккумуляции. В «промежуточных» климатических условиях, в которых, например, находятся ледники Полярного Урала, многолетние данные не подтвердили ведущей роли абляции или аккумуляции в годовом балансе массы ледников.

Реакция на изменения баланса массы различна для разных ледников и зависит от длительности периода с повторными, накапливающимися значениями баланса одного знака и амплитуды отклонений от нормы в годы экстремальных условий. Даже если долгие годы баланс массы ледника незначительно отличается от равновесного, один год с очень малым снегонакоплением, за которым следует необычно теплое лето, может дать резко отрицательный баланс массы. Точно так же год с избыточным снегонакоплением, после которого обычно снижается абляция, приводит к резко положительному балансу. Такие годы могут быть критическими для состояния ледника, что лишний раз показывает, сколь необходимы долгосрочные наблюдения за балансом массы эталонных ледников.

Накопленные фактические сведения о балансе массы ледников могут быть дополнены расчетными данными. С этой целью используются корреляции основных составляющих баланса — аккумуляции и

* В сравнительно недавней публикации М.Б. Дюргерова и Д. Бара (Dyurgerov, Bahr, 1999) на большом статистическом материале показана достаточно слабая корреляция энергии оледенения и высоты границы питания с балансом массы ледников, однако, по мнению авторов, существует ряд параметров ледников, хорошо связанных с балансом массы, что позволяет вести мониторинг режима ледников дистанционными методами.

различными из-за неодинаковой продолжительности периода абляции и изменений год от году площадей питания и расхода. Однако соотношение этих площадей хорошо видно на снимках, и следовательно, аэрокосмическая информация вновь создает возможности для определения баланса массы и его составляющих.

В результате исследований на ряде ледников установлено подобие полей аккумуляции и абляции год от году, а это значит, что по видному на снимке положению границы питания на

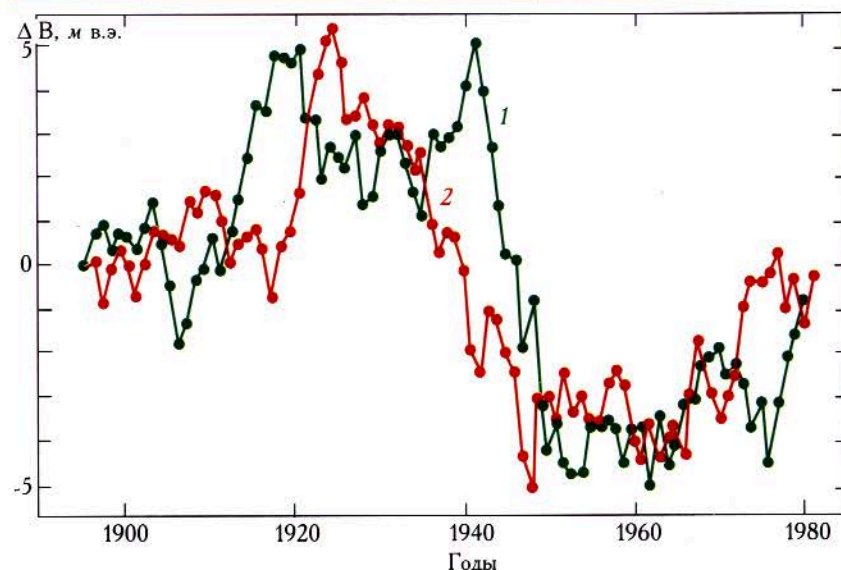


Рис. 3.16. Отклонения от среднего удельного годового баланса массы ΔB (в метрах водного эквивалента) ледников Саренн (1) во Французских Альпах и Фольгифонни (2) в Скандинавских горах

абляции – с метеорологическими, прежде всего с температурными, показателями соседних метеостанций. На основе корреляции составляющих баланса массы с метеорологическими показателями реконструированы величины баланса массы отдельных ледников за XX столетие (Raynaud et al., 1984). Например, во Французских Альпах и в Норвегии величина баланса массы синхронно росла в 20–40-х годах, резко падала в 50–60-х годах и снова росла в 70-е годы (рис. 3.16). Этот ход отклонений баланса массы отражает общую тенденцию развития горного оледенения в XX столетии, хотя за короткие периоды в разных районах возможны существенные различия.

При совместном измерении баланса массы по рейкам и геодезическим наблюдениям за положением и высотой реек возможно определять абсолютную скорость перемещения изохронной и физической поверхностей ледника, которая зависит, с одной стороны, от скорости течения льда, а с другой – от величины аккумуляции или абляции. Это позволяет в полной мере проанализировать вертикальную составляющую движения льда и перемещения поверхностей (Шумский и др., 1972).

Учитывая сказанное, на леднике следует различать две системы областей питания и абляции с границей между ними, в общем случае не совпадающих друг с другом. Область питания, или точнее внешняя область питания, характеризуется положительным, а область абляции

(внешняя область абляции) – отрицательным годовым балансом массы. Эти области разделяются границей питания, где в целом за год аккумуляция равна абляции. Вместе с тем на леднике выделяются кинематические области: питания, где линии тока льда направлены в глубь ледника, и абляции, где они выходят наружу. Эти области разделяет кинематическая граница питания, где линии тока проходят параллельно поверхности ледника. В отличие от внешних, кинематические области формируются в результате многолетних процессов и характеризуются осредненным балансом массы за ряд лет.

Существующие данные прямых измерений баланса массы и колебаний концов ледников вряд ли можно использовать для надежных суждений о современной эволюции горно-ледниковых систем. Однако ход балансовых характеристик шести ледников из разных районов весьма показателен (рис. 3.17). В большинстве случаев колебания баланса массы ледников в пределах одной и той же горной системы происходят в целом синхронно, но общие выводы из этих конкретных наблюдений пока делать рано.

На Полярном Урале (ледник Обручева) и в Евразийской Арктике (ледниковый купол Вавилова на Северной Земле) состояние ледников во второй половине 60-х годов заметно улучшалось, но вновь ухудшилось в последующие годы. На Кавказе (ледник Джанкуат) в 60-х и 70-х годах доминировала тенденция к отступанию, но со второй половины 80-х годов баланс массы явно стал улучшаться. Аналогична и ситуация на Алтае: ледник Малый Актру на грани 80-х и 90-х годов стал увеличивать свою массу. Ситуация на Камчатке (ледник Козельский) сложнее, но и здесь отмечен период с преобладающим положительным балансом массы в начале 70-х годов и отрицательным балансом в начале 80-х годов и далее. Наконец, резкая деградация оледенения в современную эпоху отмечена в Средней Азии (ледник Центральный Туяксу).

Таким образом, современная эпоха характеризуется продолжающейся деградацией оледенения, особенно резкой в низких широтах и в Тихоокеанском секторе Евразии.

Наряду с измерениями баланса массы продолжают наблюдения за колебаниями ледниковых языков. Современными колебаниями ледников я называю их изменения за последние 20–25 лет. В целом за это время горные ледники во всех районах Северного полушария преимущественно отступали. Но в последние годы проявилась тенденция замедления темпа отступания и перехода к стабилизации ряда ледников, а некоторые из них даже активизировались. Эта тенденция особенно заметна в районах со значительным количеством осадков – в Альпах, на западных хребтах Северной Америки и др. В то же время ледники сухих внутриконтинентальных областей продолжают отступать (рис. 3.18). Большинство из них сокращается в длину на 1–10 м в год.



Рис. 3.17. Результаты синхронных наземных наблюдений за балансом массы и колебаниями концов на избранных ледниках в разных районах бывшего СССР

1 – зимний (b_w) и летний (b_s) баланс или общая аккумуляция (c) и общая абляция (a), g/cm^2 ; 2 – годовой баланс, b_n , g/cm^2 ; 3 – нарастающий баланс массы, Σb_n , g/cm^2 ; 4 – нарастающие колебания конца ледника, $\Sigma \Delta L$, м

Исследования баланса массы ледников представляют значительные трудности в районах, где период абляции совпадает с периодом аккумуляции. К таким районам в первую очередь относятся горы Центральной Азии, на которых максимум аккумуляции приходится на июнь–август. Сравнивая результаты исследований в Непальских Гималаях с полученными в других районах мира, Ю. Агета и К. Хигучи (Ageta, Higuchi, 1984) предложили классификацию типов годового хода значений баланса массы в зависимости от годовой изменчивости температуры воздуха и осадков (рис. 3.19).

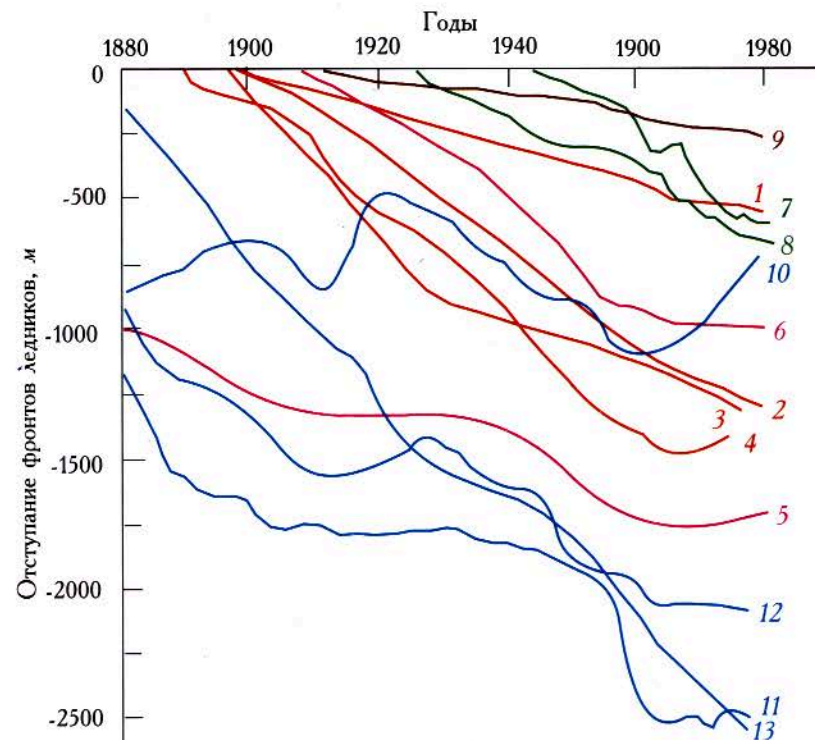
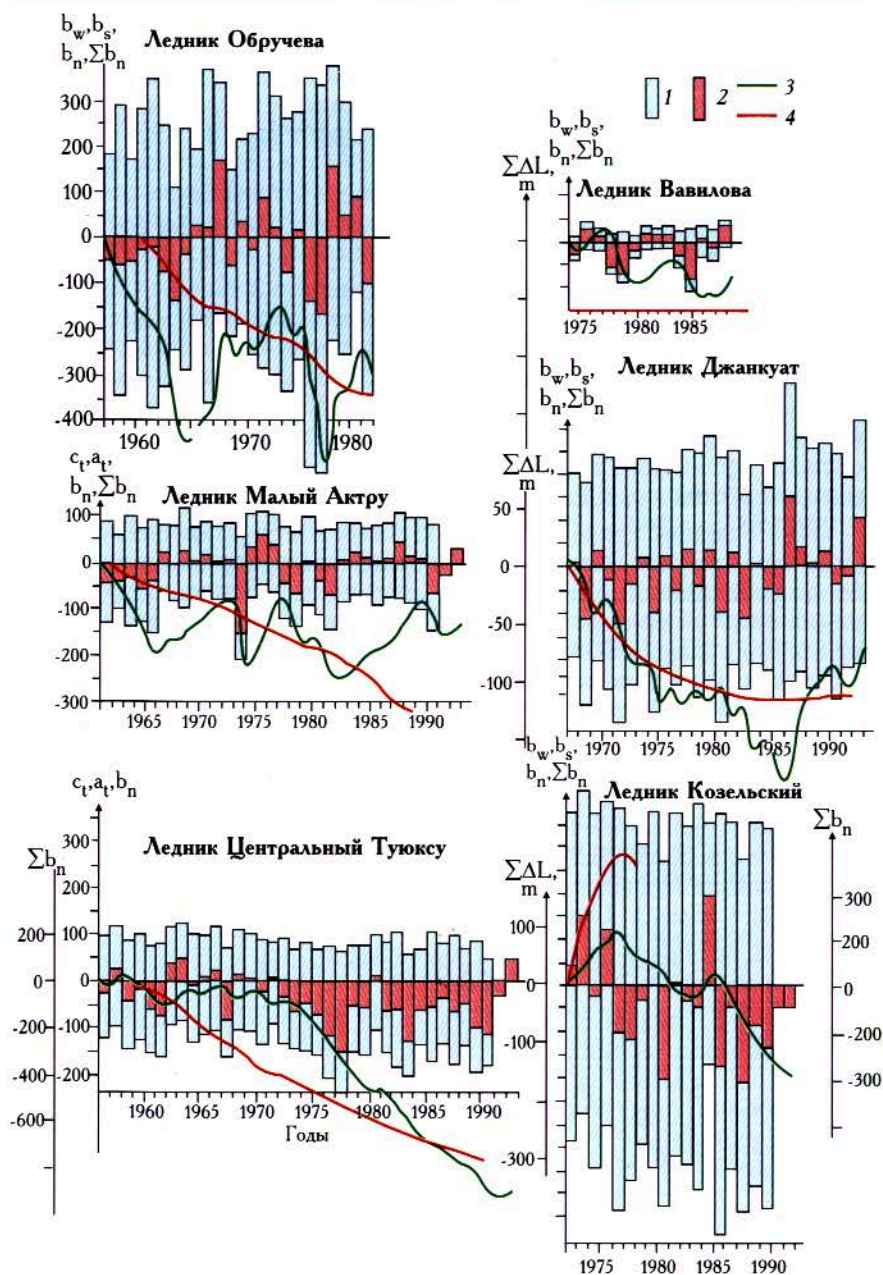


Рис. 3.18. Нарастающие колебания ледниковых языков с конца прошлого века

1–4 – Западный Кавказ, 5–6 – Восточный Кавказ, 7 – Кунгей Алатау, 8 – Заилийский Алатау, 9 – Алтай, 10–13 – Альпы

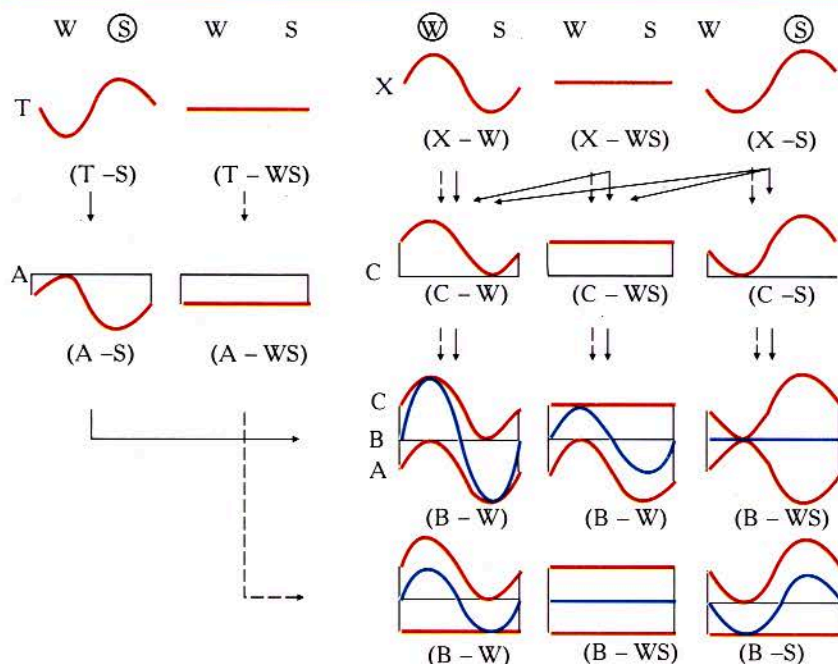


Рис. 3.19. Упрощенные графики изменений температуры воздуха T , осадков X , аккумуляции C , абляции A и баланса массы B на всей площади ледника зимой (W) и летом (S)

Графики формирования баланса массы, где температура максимальна летом, показаны сплошными стрелками, где максимума нет – штрих-пунктирными стрелками

Годовой ход температуры, как правило, характеризуется летним максимумом и зимним минимумом, хотя в экваториальных районах может быть и два максимума. Таким образом, ход температуры может быть изображен двумя типами графиков: ход с летним максимумом (тип $T-S$) и ход без максимума (тип $T-WS$) – последний характерен для приэкваториальных районов, где в течение года колебания температуры невелики. В соответствии с каждым температурным типом может быть выделен и тип абляции: $A-S$, $A-WS$.

Годовое количество осадков в разных районах мира изменяется более сложно, чем температура. Упрощая, годовой ход осадков можно свести к трем типам: $X-W$, $X-WS$ и $X-S$, соответственно выделяют и три типа аккумуляции.

В то время как связь между годовым ходом температуры и абляции очень тесна, соотношение между количеством осадков и аккумуляцией довольно сложно. Во многих случаях количество твердых осадков далеко не совпадает с суммарным количеством осадков. Количество

выпадающих осадков и аккумуляция хорошо соответствуют друг другу при типе $T-WS$ и холодном типе $T-S$, когда летние осадки выпадают преимущественно в твердом виде. В то же время тип $C-W$ может получаться из всех вариантов хода осадков, даже при типе $X-S$, если ему соответствует теплый тип $T-S$, когда летние осадки выпадают в основном в жидком виде.

Сочетание трех типов аккумуляции и двух типов абляции дает шесть комбинаций, характеризующих ход формирования баланса массы. В этом числе три типа баланса массы могут быть выделены как основные (пунктирная стрелка на рис. 3.19): $B-W$, $B-WS$ и $B-S$. Из шести вариантов баланса три относятся к типу $B-W$, а тип $C-S$ определяет два типа баланса: $B-WS$ и $B-S$.

Ю. Агета и К. Хигучи исследовали баланс массы ледника с летними максимумами аккумуляции (тип $C-S$) и температуры воздуха (тип $A-S$). В этом случае баланс массы ледника не имеет явно выраженных максимума и минимума (тип $B-WS$). При таком типе кривой небольшое изменение температуры воздуха значительно влияет на ход баланса массы. Точность же измерений аккумуляции и абляции в таких условиях низка, поэтому и приходится искать какие-то косвенные методы их расчета.

Величину аккумуляции можно определить по общему количеству осадков, если мы знаем, какая их доля выпадает в твердом виде. На основе зависимостей между температурой воздуха и количеством твердых осадков по семи метеорологическим станциям в разных районах и данным полевых работ на леднике в Непале (рис. 3.20, а) авторы (Ageta, Higuchi, 1984) получили эмпирическую формулу зависимости доли твердых осадков в их годовой сумме p от средней (за полмесяца наблюдений) температуры воздуха t (рис. 3.20, б): $p = -24t + 85$.

На рис. 3.21 представлены сглаженные кумулятивные кривые аккумуляции, абляции и баланса массы за балансовый год для исследованного ледника с летним максимумом аккумуляции. Хорошо видно, что амплитуда колебаний величины баланса очень мала, так как аккумуляция и абляция происходят в одно и то же время. В этом случае понятия зима, лето и балансовый год (продолжительность и время наступления), которые определены классификацией ЮНЕСКО (Combined..., 1970), не стабильны и очень зависят от изменений температуры воздуха, что видно при сравнении сплошной и штрих-пунктирной линий на этом рисунке. Отсюда следует, что для ледников с летним максимумом аккумуляции требуется уточнение терминов баланса массы.

Заклучая краткий обзор проблемы баланса массы ледников, перечислю несколько центральных вопросов, с ответами на которые связаны перспективы этих исследований: 1) нужно ли обновлять используемые сейчас методы стандартных измерений баланса массы

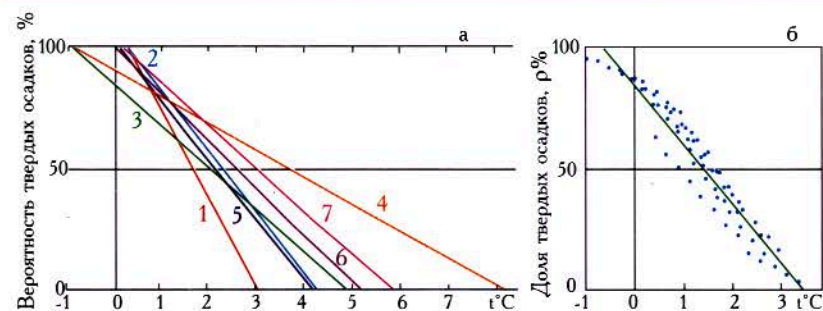


Рис. 3.20. Связь выпадающих осадков с температурой воздуха
а – вероятность выпадения твердых осадков при данной температуре t : 1 – Непальские Гималаи, 4958 м над ур. моря; 2 – гора Богда в Восточном Тянь-Шане, 3640 м; 3 – Западный Тянь-Шань, 1780 м; 4 – Западный Тянь-Шань, 3670 м; 5–7 – Япония (внутренняя равнина, побережья Тихого океана и Японского моря). **б** – доля твердых осадков в общем количестве осадков ρ при данной средней температуре воздуха t за полмесяца

ледников? 2) удовлетворительно ли географическое распределение существующей сети масс-балансовых наблюдений? 3) какие специфические методы должны разрабатываться для определения баланса массы ледников в разных климатических условиях, особенно в случае муссонного или тропического климата? 4) каковы возможные пути использования косвенных методов определения баланса массы ледников, включая космическую информацию? 5) какие численные модели можно использовать для масс-балансовых расчетов? 6) в

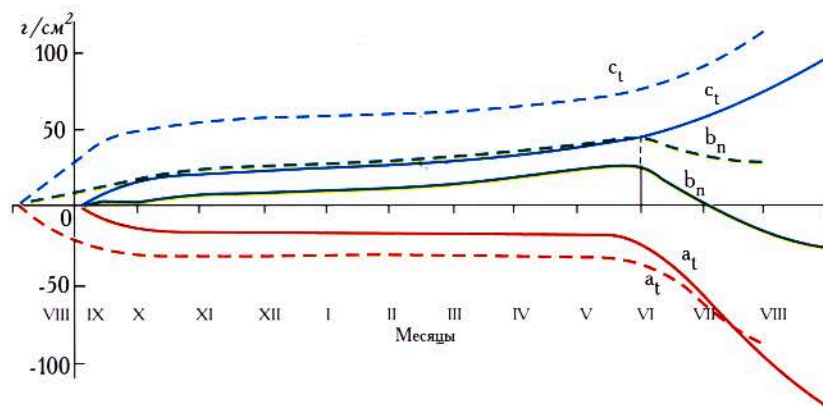


Рис. 3.21. Годовой ход аккумуляции c , абляции a и баланса массы b для ледника с летним максимумом абляции
 Штрих-пунктирные линии – при понижении средней годовой температуры на $0,5^\circ$

каком направлении следует развивать изучение взаимосвязей баланса массы и других параметров, характеризующих колебания ледников? 7) каким образом следует учитывать баланс массы ледников в расчетах водного баланса ледниковых бассейнов?

Мониторинг нестабильных ледников

Динамически нестабильные ледники отличаются от обычных тем, что скорость их движения может изменяться на порядок и более за сравнительно короткий период времени (от нескольких дней до нескольких лет). В результате в леднике возникает перераспределение льда, сопровождающееся геометрическими и структурно-тектоническими изменениями. В некоторых случаях такая динамическая нестабильность может привести к существенному наступанию конца ледника. При подобном регулярном развитии событий мы имеем дело с пульсирующими ледниками.

В Советском Союзе детальные исследования пульсирующих ледников выполнялись начиная с середины 60-х годов в нескольких горных регионах: на Памире (ледник Медвежий), Гиссаро-Алае (Абрамова), Тянь-Шане (Богатырь), Кавказе (Колка), Камчатке (Бильченоч); сравнительно недавно был опубликован Каталог пульсирующих ледников Памира (Осипова и др., 1998).

Ледник Медвежий – один из немногих пульсирующих ледников, имеющих длинный ряд наблюдений. Начиная с 1963 г., когда катастрофическая подвижка этого ледника привлекла внимание общественности и ученых, и до недавнего времени Институт географии РАН проводил на нем наземные и воздушные исследования. В связи с тем, что ледник Медвежий имеет сравнительно небольшой период пульсации, наблюдениями удалось охватить три его последовательные подвижки (1963, 1973 и 1988–1989 гг.) и две полные стадии восстановления, отличающиеся по условиям и длительности, но сходные по механизму своего развития. В результате накоплен большой фактический материал о колебаниях его поверхности и скорости движения льда (рис. 3.22, 3.23). Часть собранного материала уже послужила основой для теоретических разработок и прогноза его подвижек (Бадд, Маккиннес, 1978; Войтковский, 1978; Долгушин, Осипова, 1982).

Для последующих обобщений и исследований в Институте географии РАН в 1992 г. была начата разработка ГИС «Ледник Медвежий», которая может служить основой типовой ГИС для аналогичных ледников. В результате первого этапа работ создана база данных, содержание и структура которой обусловлены задачей разработки оптимальной методики оперативного прогноза времени

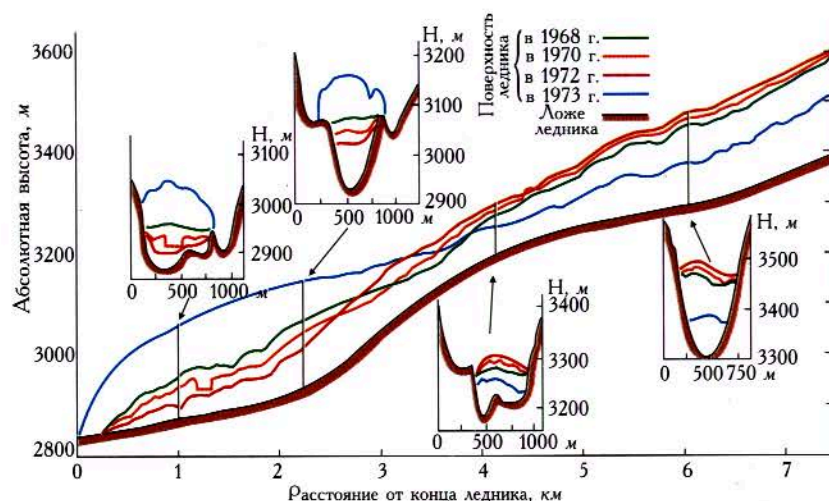


Рис. 3.22. Продольный и поперечные профили ледника Медвежьего в разные годы перед подвижкой и во время подвижки 1973 г.

и масштабов подвижек ледника на основе изучения закономерностей кинематики его поверхности. Чтобы выявить возможный набор необходимой входной информации, мы использовали упомянутые модели, базирующиеся главным образом на натурных данных, полученных на леднике Медвежьем.

В качественной модели, разработанной Л.Д. Долгушиным и Г.Б. Осиповой (1978), критерием времени ожидаемой подвижки служит момент накопления ледником в зоне активизации некоторого критического объема льда, выявленного экспериментально за предыдущий период пульсации или определенного по косвенным признакам (например, по следам на склонах, оставленным ледником во время его предшествующих подвижек). Скорость накопления этого объема определяется посредством ежегодного мониторинга высоты поверхности и площади зоны активизации ледника. Нижняя часть этой зоны ограничивается так называемым «фронтом активизации», продвижение которого вниз по леднику оказывается важнейшим индикатором приближающейся подвижки. Положение фронта активизации на леднике может определяться на основе регулярных измерений высоты поверхности и скорости движения льда.

Модель механизма подвижек ледника Медвежьего, разработанная К.Ф. Войтковским (1978), основана на расчетах напряжений продольного сжатия и величин сопротивления сдвигу на ложе по данным о поверхностной скорости движения льда в стадию восстановления, подледном рельефе и толщине ледника и о некоторых реологических характеристиках льда.

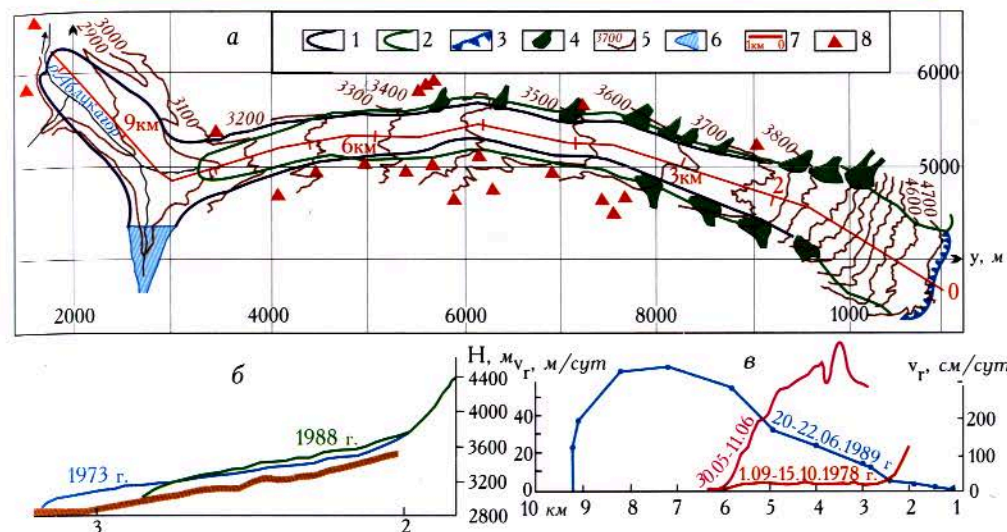


Рис. 3.23. Диапазон изменений площади (а), высоты поверхности (б) и скорости движения льда (в) пульсирующей части ледника Медвежьего по данным наземных наблюдений и аэрофотосъемки

1 – граница ледника (на рис. а) и высота поверхности (на рис. б) в 1973 г. (после подвижки), 2 – то же, в 1988 г. (перед подвижкой), 3 – верхняя бровка ледопада, 4 – лавинные конусы, 5 – горизонталь на 1973 г., 6 – подпрудное озеро при максимальном объеме воды в 1973 г., 7 – продольный профиль с расстояниями от условного нуля, 8 – точки опорной геодезической сети и фототеодолитных базисов. Горизонтальная составляющая скорости движения льда v_x в активную фазу подвижки (1989 г.) и в середине стадии

В модели У. Бадда и Б. Макиннеса (1978), кроме перечисленных выше, требуются данные о рельефе поверхности льда и ложе для определения характеристик поперечного сечения ледника как «факторов формы», а также о скорости аккумуляции и абляции для определения профиля чистого притока льда. В расчетах участвует коэффициент средней объемной вязкости и фактор смазки.

В рассмотренных моделях в качестве основной входной информации используются геометрические или топографические параметры (длина L , ширина B , площадь S , высота поверхности H , толщина льда Z , или подледный рельеф) и их изменения во времени, а также скорость движения поверхностного слоя льда, в основном ее горизонтальная составляющая V_x .

Теоретические модели служат некоторыми идеальными схемами и не учитывают ряда реальных условий, которые могут играть важную роль в ускорении или замедлении времени наступления подвижки, в изменении ее характера и масштабов. Сюда, например,

относятся масштабы предыдущей подвижки, отраженные в местоположении и мощности мертвого льда, климатические факторы и пр.

Исходя из изложенного, общую структуру базы данных ГИС «Ледник Медвежий» можно представить четырьмя блоками информации: картографическим, реляционным, фотоизображений и базы знаний.

Картографический блок включает топопланы, введенные в базу данных путем цифрования на дигитайзере или в виде цифровых моделей рельефа, непосредственно полученных в процессе стереофотограмметрической обработки съемок. Кроме этого, сюда относится специальная картографическая информация, представляющая графическую часть анализа данных, например, совмещенные разновременные контуры ледников, горизонталы, ситуация (трещины и т.п.).

Реляционный блок содержит в основном первичную табличную информацию (например, таблицы точек со скоростью движения льда, толщиной ледника, абляцией–аккумуляцией и балансом массы, температурой льда и пр.), которая используется в ГИС как отдельно – для расчетов, построения графиков, так и совместно с информацией из картографического блока. Например, для анализа движения льда используется информация в виде изотопов на топоплане с необходимой нагрузкой, извлеченной из картографического блока.

Блок фотоизображений включает разновременные и разномасштабные фотоизображения ледника, полученные с земли, вертолета, самолета или из космоса. Эта информация облегчает интерпретацию графического и табличного материала, особенно если предусмотрена возможность взаимного пространственно-временного совмещения в машинном виде данных о скорости движения в виде изотопов или профиля с соответствующим аэрофотоизображением. Для повышения точности машинного прогноза подвижек ледника необходимы некоторые дополнительные сведения, которые важно знать, но трудно формализовать. Такая информация и способы ее использования составляют базу знаний.

База знаний представляет собой совокупность правил, составленных специалистами-экспертами и выраженных в форме: «если, то» или «если это и/или это, то...». В данном случае такие правила могут быть, например, следующими. 1. Если на момент прогнозируемой подвижки масса (или объем, или длина) мертвого льда равна (или меньше) тому-то, то подвижка наступит позже на столько-то (или не менее чем на столько-то) месяцев. 2. Если на момент прогнозируемой подвижки (или за столько-то месяцев до этого момента) суммарное количество осадков не менее такой-то величины и средняя месячная температура выше такой-то величины, то подвижка наступит ранее на такой-то срок.

Подобных правил может быть установлено много, а наполнение их конкретными данными должны выполнить эксперты на основе

своих знаний и опыта изучения таких явлений. Компьютер после формального расчета времени и подвижки будет обращаться к базе знаний и данным о параметрах, входящих в правила базы знаний, и на основе этой информации корректировать свой прогноз.

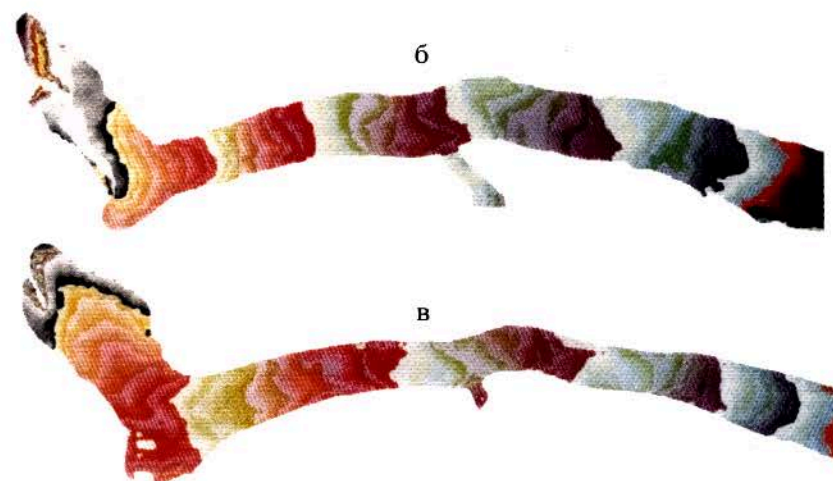
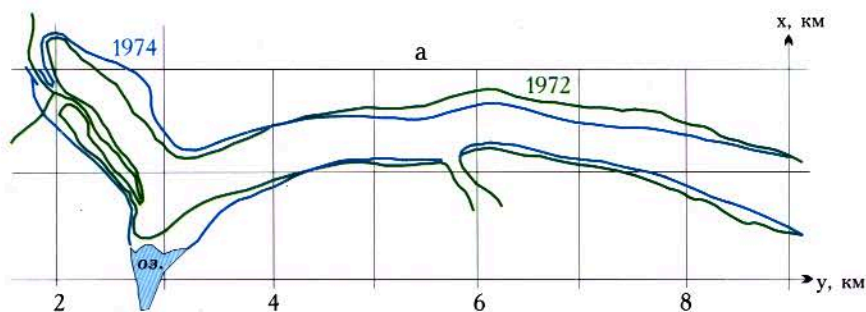
С точки зрения актуальности всю информацию базы данных можно разделить на две группы. Первая – информация, которую мы уже сейчас готовы обрабатывать для решения поставленных конкретных задач, потому что знаем, как она связана с другими данными и как влияет на те или иные процессы. Вторая группа – это информация, которую мы вводим в базу данных как бы впрок, поскольку пока не знаем вовсе или не знаем точно, каким образом и для каких задач ее использовать. Она может понадобиться в будущих исследованиях.

На первом этапе база данных содержит информацию о подледном рельефе, топографии поверхности, движении льда и изменении последних двух параметров за годовые интервалы и в основном по продольному (осевому) профилю, что вполне достаточно для анализа колебаний пульсирующих ледников, имеющих длинный узкий язык (Осипова и др., 1990; Osipova, Tsvetkov, 1991).

Информация о топографии ложа ледника, или о его толщине, необходимая для расчета различных динамических параметров в придонном слое, может быть использована для определения «критического» объема пульсирующей части ледника перед подвижкой, а также в базе знаний при экспертной оценке скорости активизации ледника для прогноза скорости продвижения фронта активизации и других целей. В нашу базу данных внесены значения высоты ложа ледника по тому же продольному профилю и в тех же точках, что и данные о высоте поверхности.

Информация о топографии поверхности ледника и ее изменениях во времени служит первоосновой изучения механизма и причин колебаний пульсирующих ледников и прогноза их подвижек. Она позволяет определить изменения толщины и объема ледника как результат суммарного взаимодействия внутреннего и внешнего массообмена. С учетом же информации о балансе массы можно выделить составляющую внутреннего массообмена, что особенно важно для точного определения местоположения фронта активизации и других задач кинематики ледников. Основные методы получения данных об изменении рельефа поверхности ледника – повторные стереофотограмметрические или (реже) геодезические съемки. Главное требование к съемкам – одновременный охват площади зоны активизации, и в первую очередь района фронта активизации.

За все время исследований ледника Медвежьего было выполнено более 20 фототеодолитных съемок (1964–1985 гг.) и 19 аэрофотосъемок (1968 и 1988–1991 гг.). В стадии восстановления съемки производились ежегодно или 1 раз в 2–3 года примерно в конце балансового года; в стадию подвижки 1988–1989 гг. было выполнено восемь



повторных аэрофотосъемок. Результатами обработки стали топографические планы (карты) и цифровые модели рельефа по площади или по постоянному профилю (см. рис. 3.23, а).

Особое внимание было обращено на пространственно-временные колебания скорости движения льда, прежде всего горизонтальной составляющей вектора скорости движения льда V_x , которая служит исходной для ряда моделей, позволяет определить положение или скорость продвижения фронта активизации, дает информацию, характеризующую динамику ледника как независимо, так и в сочетании с другими его характеристиками – с топографией поверхности. Скорость движения пульсирующего ледника отличается большой изменчивостью (см. рис. 3.23, б). Так, на леднике Медвежье в 1978 г. зафиксировано 20-кратное различие в абсолютном значении скорости движения в одном и том же месте в верховьях языка между весенним и осенним периодами (Цветков, Сороткин, 1981).

Исходная база данных служит основой оценки репрезентативности продольного профиля изменения высоты поверхности для всей

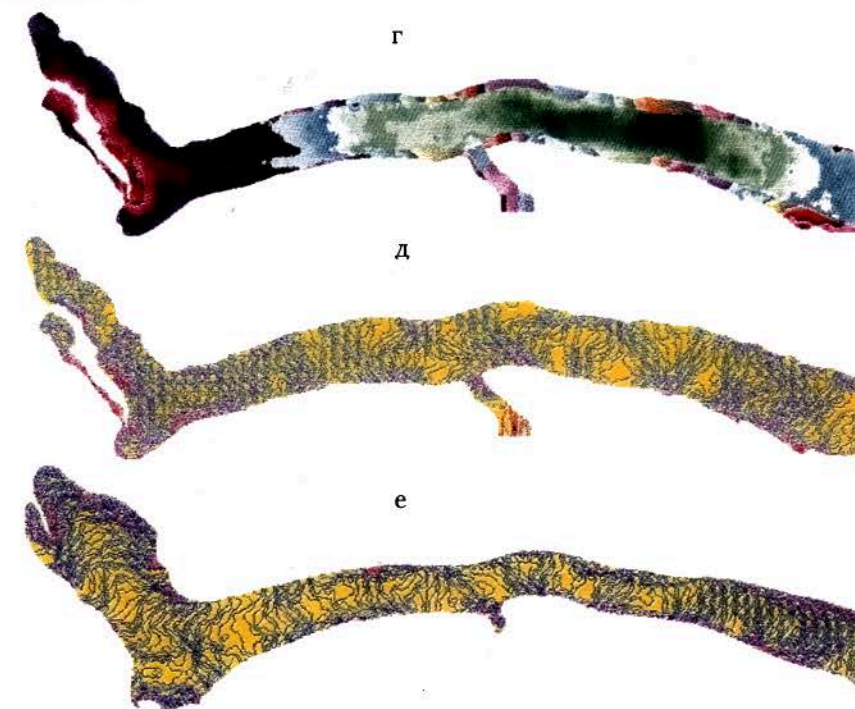


Рис. 3.24. Ледник Медвежий: а – границы пульсирующей части до (1972 г.) и после (1974 г.) подвижки 1973 г.; б – е – компьютерные изображения некоторых морфологических характеристик

площади ледника; поиска оптимальных участков (точек) наблюдений за изменениями высот и скоростей движения льда; формирования на дисплее и получения ряда карт и графиков на разные даты; наконец, прогноза очередной подвижки на основе расчетов различных критериев подвижки (объем массы льда на языке, напряжения деформации на дне, положение и скорость продвижения фронта активизации и т.д.) и экстраполяции этих данных до критических значений с экспертными коэффициентами вероятностей очередной подвижки для разных моментов времени.

Используя технологию ГИС, путем компьютерного анализа мы получили для ледника Медвежьего поля основных характеристик – высоты поверхности, скорости движения, абляции – и производных – уклонов, сумм, разностей, а также более сложных функций основных полей. В качестве примера на рис. 3.24 показаны поля высоты поверхности этого ледника до (б) и после (в) подвижки 1973 г., поле изменения высоты поверхности во время подвижки (г) и поле уклонов поверхности до (д) и после (е) подвижки. Интересной информацией

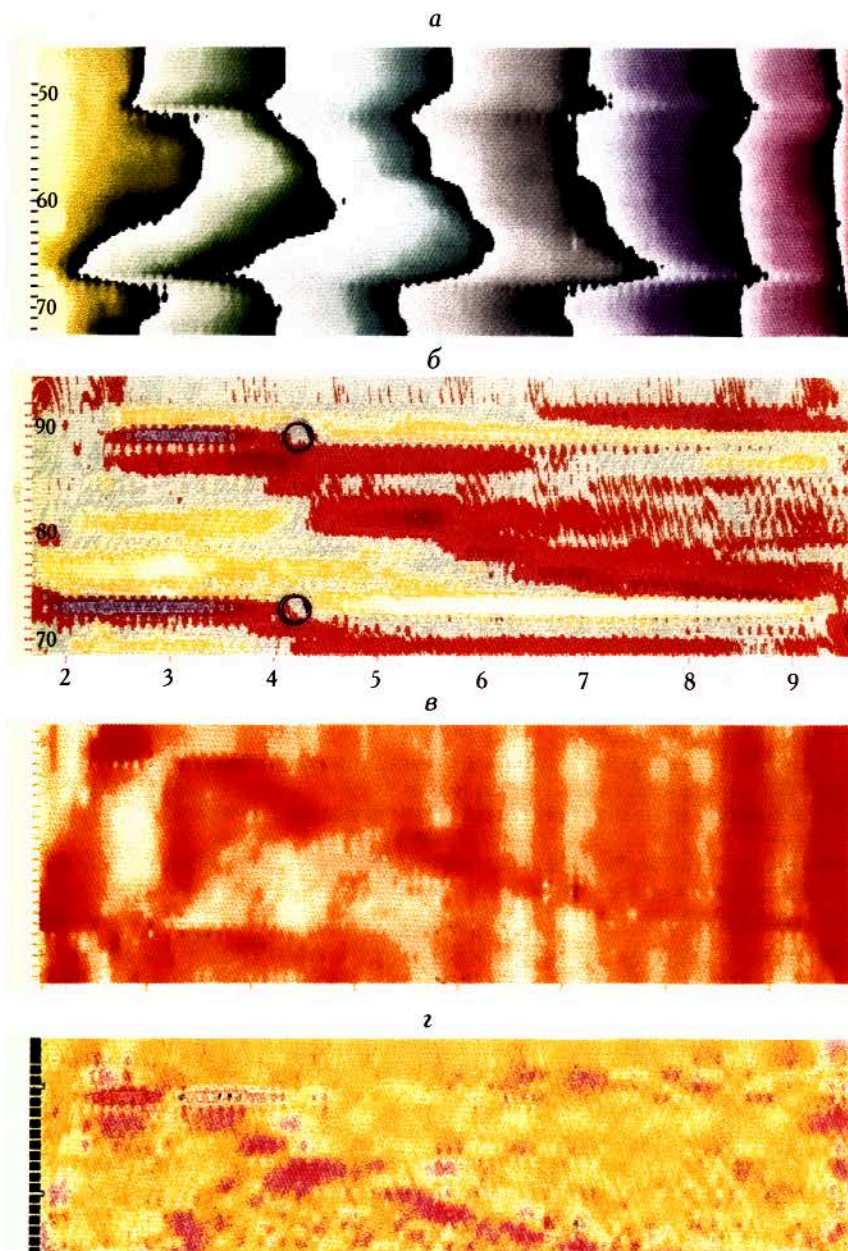


Рис. 3.25. Пространственно-временные поля динамики поверхности ледника Медвежьего
Пояснения в тексте

служит наличие на рис. 3.24, г двух особых зон нулевых изменений высот (светлые участки) – между поворотом ледника и притоком и перед ледопадом. Как будет видно в дальнейшем, с такими зонами может быть связан механизм подвижек ледника.

На рис. 3.25 представлены пространственно-временные поля динамики поверхности ледника Медвежьего за 1968–1991 гг. Исходными данными для построения таких полей послужили профили высоты поверхности по продольной оси за эти годы, которые для данного ледника хорошо коррелируют с изменениями такой характеристики по всей его ширине. Горизонтальная ось на рисунке является пространственной и отражает изменения указанных характеристик по продольному профилю ледника, а вертикальная – временной и показывает их изменения во времени.

Рис. 3.25, а представляет собой характер пространственно-временной динамики высоты поверхности ледника. На нем выделяются две горизонтальные зоны, отражающие подвижки 1973 и 1989 гг. Этот рисунок служит исходным для компьютерного построения трех других производных от него рисунков – б, в, г.

Рис. 3.25, б демонстрирует изменение высоты поверхности ледника год от году. Четко выражены зоны повышения и понижения поверхности во время подвижек, а также продвижение фронта активизации в процессе восстановления ледника в период между подвижками. Зона нулевых изменений высоты (обведена кружками) остается постоянной на продольном профиле во время обеих подвижек. Ранее (Долгушин, Осипова, 1978) это место определялось как «линия динамического равновесия» в конце подвижки. Возможно, причина и механизм подвижек связаны с некоторым стационарным фактором, действующим в этом месте.

На рис. 3.25, в показано пространственно-временное распределение уклона поверхности. Явно выраженные вертикальные полосы говорят о стабильности во времени картины распределения уклона поверхности по продольному профилю. Эта стабильность нарушается только в момент прохождения фронта активизации (темная продольная полоса). На рис. 3.25, г видна картина изменения уклона поверхности год от году. Фактически рисунок показывает смещение зон сжатия и растяжения во время подвижек и периода восстановления. Постоянство во времени и пространстве зон с большими и малыми уклонами поверхности обусловлено, по-видимому, статическим фактором, – это скорее всего ригели или уступы ложа.

Области фронта активизации находятся там, где в каждый последующий год поверхность ледника повышается относительно поверхности предыдущего года (с учетом абляции). Они всегда приурочены к одному из уступов. Таким образом, фронт активизации смещается от одного уступа к другому, которые наверняка соответствуют переги-

бам ложа. Можно предположить, что каждая зона ледника между двумя уступами при прохождении через нее фронта активизации почти одновременно вся подвергается сжатию. При этом фронт активизации не катится по ней в виде волны, а сразу возникает около ее концевого уступа в виде растущего вала. Этим можно объяснить, почему расстояния, пройденные фронтом активизации в разные годы, и формально вычисленные по ним скорости перемещения фронта могут различаться год от году на порядок.

В зависимости от величины градиента уклона на уступе переход фронта активизации через очередной уступ происходит одним из двух способов. Первый – это плавный переход фронта через уступ с удлинением общей области сжатия на очередную зону между уступами. Он характеризуется тем, что высота поверхности по всей области сжатия повышается, а новая зона сжатия вовлекается в пластическое течение со скоростью, не превышающей 1 м/сут . Второй – это микроподвижка, т.е. локальное резкое перераспределение массы льда, происходящее в результате накопления критической величины напряжения на уступе с большим уклоном. Такой переход в отличие от первого характеризуется понижением поверхности в бывшей области сжатия, повышением поверхности в новой области сжатия, которая может захватить несколько последовательных зон между уступами, и глыбовым скольжением льда со скоростью до 4 м/сут .

Анализ многолетних профилей высоты поверхности и скорости движения льда показывает, что на леднике существуют по крайней мере четыре уступа, где могут начинаться микроподвижки: ригель под ледопадом, два ригеля выше притока, уступ у конца ледника. Микроподвижки на каждом уступе имеют свою периодичность, зависящую от характера уступа и скорости поступления льда с верховьев ледника. Микроподвижки, начинающиеся от ригеля под ледопадом, имеют период 2–3 года, и это объясняет давно установленный (Долгушин и др., 1974), но пока не объясненный факт, что скорость движения льда на участке между двумя ригелями, находящимися в 7 и 9 км от конца ледника, периодически, раз в 2 года, резко возрастает до $1\text{--}4 \text{ м/сут}$. Микроподвижка от нижнего уступа, перерастающая в подвижку всего ледника, имеет переменный интервал: 1951–1963 (12 лет), 1963–1973 (10 лет), 1973–1989 (16 лет).

Возникновение последней микроподвижки и ее перерастание в подвижку ледникового языка было прослежено достаточно детально с июня 1988 г. по октябрь 1989 г. За этот период было проведено девять аэрофотосъемок, а во время максимального развития подвижки – с января по июль 1989 г. – прямые наземные наблюдения за продвижением языка (Osipova, Tsvetkov, 1991). Результаты этого мониторинга представлены на рис. 3.26 и 3.27.

На рис. 3.26 (верхний снимок) хорошо виден выпуклый вал (система валов), расположенный ниже притока. Выше этого вала

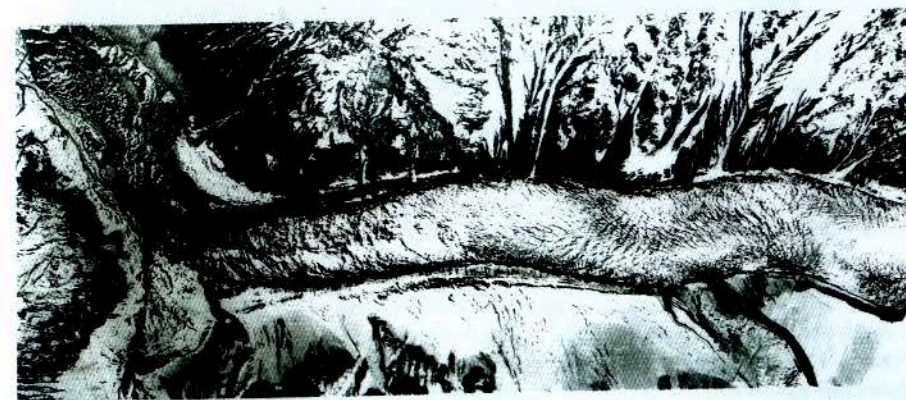


Рис. 3.26. Аэрофотоизображения пульсирующей части ледника Медвежьего во время его подвижки в 1988–1989 гг.

Наверху – съемка 21 июня 1988 г, масштаб оригинального снимка $1:50\,000$; в середине – 12 мая 1989 г., $1:30\,000$; внизу – 22 июня 1989 г., $1:26\,000$

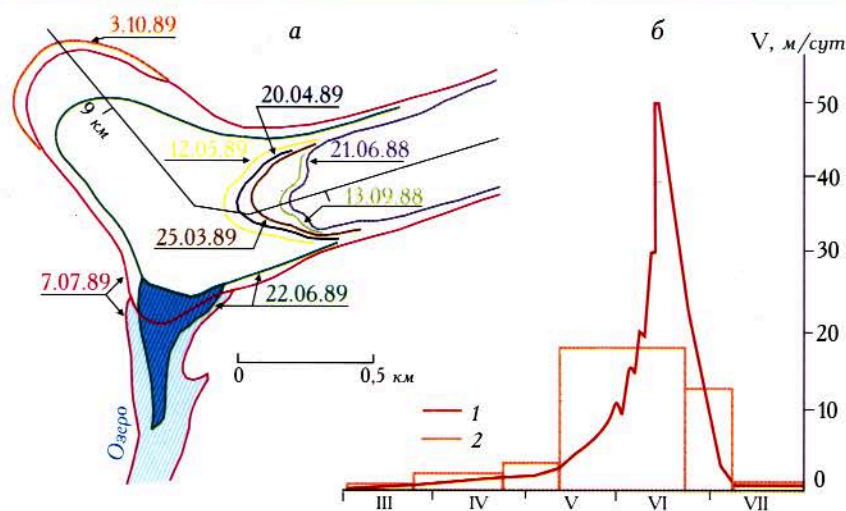


Рис. 3.27. Динамика ледника Медвежьего во время подвижки 1988–1989 гг.

а – плановые изменения конца языка; б – скорость продвижения конца языка: 1 – по наземным наблюдениям с интервалом 2–3 дня, 2 – по данным АФС

поверхность ледника сильно разбита трещинами, что свидетельствует о быстром продвижении льда в этой части ледника, а ниже располагается область омертвевшего языка, еще не затронутая быстрым движением. К сентябрю 1989 г. этот вал продвинулся на 50 м и начал сдвигать морфологический конец языка. Быстрое продвижение конца языка началось весной 1989 г. (рис. 3.26, средний снимок), происходило с максимальной скоростью в июне–июле (рис. 3.26, нижний снимок) и завершилось осенью этого же года.

Исходной причиной подвижки, очевидно, служит нестабильность напряжения сжатия, возникающая в зоне с большими градиентами уклона ложа. Такая модель возникновения подвижки теоретически была обоснована Г. Робинем (Robin, 1969), но тогда она не была поддержана данными наблюдений.

Таким образом, на основе результатов стереофотограмметрической обработки восьми последовательных аэрофотосъемок и наземных наблюдений за развитием подвижки 1988–1989 гг. (рис. 3.27 а) можно сделать следующие предположения. После того как на первом этапе подвижки напряжение сдвига на ложе в районе нижнего ригеля достигло, по-видимому, критической величины, весной 1989 г. с этого места начался второй этап подвижки – продвижение ледникового языка – сначала со сравнительно небольшой скоростью

(от 2 до 5 м/сут) в апреле–мае, затем произошло стремительное нарастание скорости до 15 м/сут в конце мая и до 50 м/сут в июне (рис. 3.27, б). Столь высокая скорость на втором этапе подвижки может быть объяснена либо сколом, либо наличием воды на ложе.

Продвижение языка сопровождалось повышением поверхности в нижней части ледника и понижением выше, по всей длине пульсирующей части. Понижение поверхности во время подвижки начинается с тыловой части зоны пульсации, и передовая волна понижения поверхности («фронт депрессии» – по аналогии с «фронтом активизации») в период подвижки смещается по леднику сверху вниз, как бы повторяя путь фронта активизации и при этом образуя четко выраженные зоны уступов в тех же местах, где они были после предыдущей подвижки. В следующем же году после подвижки с верховьев пульсирующей части ледника начинается наступление нового фронта активизации, и процесс восстановления повторяется.

Таким образом, уступы ложа с некоторым критическим градиентом уклона могут провоцировать резкие скачки скорости скольжения льда – микроподвижки в определенной области ледника. Микроподвижки, связанные с данным уступом, имеют свою периодичность, обусловленную как характеристиками уступа (от которых зависит количество перераспределенной массы льда), так и его местоположением на продольном профиле (от которого зависит время восстановления исходного состояния). Очевидно, что чем дальше уступ от места поступления льда из фирновой области, тем больше период пульсации.

Ближайший к концу ледника уступ при определенных условиях вызывает подвижку ледника. Ее непосредственной причиной служит достижение критической величины градиента напряжения сжатия, а механизм представляет собой глыбовое скольжение по ложу или сколу, образуемому в непосредственной близости от конца ледника вследствие достижения критической величины напряжения сжатия. Подвижка заканчивается в результате постепенного торможения при трении конца ледника по ложу и сопротивления мертвого льда, сохранившегося перед концом движущегося ледника.

Такой механизм подвижки пульсирующего ледника объясняет многие пока не совсем ясные факты пульсаций ледников. В частности, можно объяснить механизм такого интересного явления, как переход из категории пульсирующих в нормальные и обратно. Если, например, пульсирующий ледник имеет только один вызывающий пульсации уступ у конца ледника и в результате изменения климатических условий во время периода восстановления его конец раньше срока очередной подвижки оказался выше уступа, то при сохранении изменившихся условий ледник перестанет быть пульсирующим. Обратное может произойти, если нормальный ледник в результате изменившихся климатических условий при своем аномальном наступлении захватит

расположенную ниже по долине область критического уступа. Чем тоньше ледник, тем сильнее проявляется влияние уступов ложа на микроподвижки, чем ледник толще, тем более стабильной становится его динамика.

Рассмотренная ГИС «Ледник Медвежий» может быть использована для оперативного прогноза его подвижки. Она служит прообразом локальной базы данных как части большой гляциологической геоинформационной системы, создаваемой в Институте географии РАН.

Выводы из катастрофических событий на леднике Колка

Подвижки пульсирующих ледников нередко осложняются рядом последствий, приобретающих катастрофический характер. В этом отношении яркий пример дает ледник Колка, лежащий в Казбекско-Джигарайском горном массиве, – объект исследований Института географии в 1970-х годах (Рототаев и др., 1983). Внимание к этому леднику было снова приковано после разыгравшихся здесь трагических событий осенью 2002 г.

20 сентября 2002 г. в долине р. Геналдон в Северной Осетии произошла катастрофа. Из верховьев долины вырвались огромные массы льда, смешанного с водой и каменным материалом, стремительно пронеслись вниз по долине, уничтожая все на своем пути, и образовали завал, расставившись на всей Кармадонской котловине перед грядой Скалистого хребта. Виновником катастрофы стал пульсирующий ледник Колка, подвижки которого неоднократно происходили в прошлом. Погибли более сотни человек. Уничтожен поселок Нижний Кармадон, построенный сравнительно недавно на дне долины, а также несколько баз отдыха на берегах р. Геналдон ниже ущелья.

Колка – это карово-долинный ледник с асимметричным питанием. Правый скалистый склон его крут и поднимается над ледником на 1200–1500 м. В верхней части склона, с гребня на высотах 4000–4700 м спускаются разорванные трещинами участки фирновых полей и висячие ледники (рис. 3.28, а). Снежные лавины, обвалы фирна и льда, происходящие в течение всего года, служат источником его питания.

В спокойные периоды между подвижками ледник имеет длину 2600 м и площадь 2,47 км², а вместе с висячими ледниками 3,74 км². Конец ледника в такое время лежит на высоте около 3000 м (так было при стабильном его положении в конце 1920-х годов). Тыловая часть ледника под крутыми стенами цирка поднимается до 3450 м. Пологая и довольно ровная поверхность ледника забронирована сплошным моренным чехлом, источником которого служит обломочный мате-

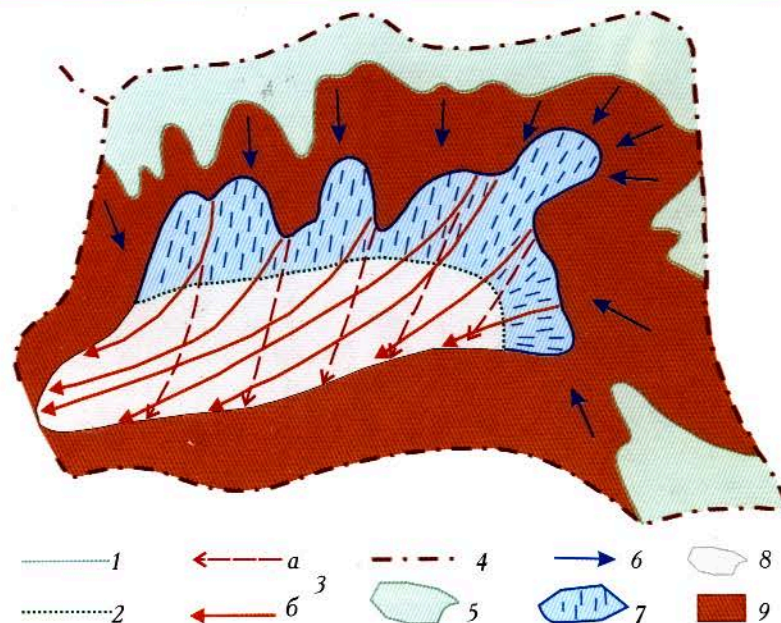


Рис. 3.28. Карта-схема ледника Колка и его окружения По К.П. Рототаеву с соавторами (1983)

1 – граница ледника до подвижки, 2 – граница ледника после подвижки, 3 – направление течения льда после подвижки (а) и в конце стадии восстановления (б), 4 – граница бассейна ледника, 5 – фирново-ледяные поля, 6 – направление обрушения фирна и льда на ледник, 7 – область аккумуляции, 8 – скальное обрамление

риал, обильно поступающий на ледник с окрестных скальных склонов. Более двух третей поверхности в области абляции ледника полностью защищены от таяния слоем морены толщиной до 1 м. Вдоль всего левого края ледника тянется высокий вал береговой морены, который играет в жизни ледника важную роль, затрудняя отток льда, поступающего с правого борта, вниз по долине.

Таким образом, само строение ледника – малые уклоны и переуглубления в ложе, упор стекающего льда в сдерживающий левый борт и последующий крутой разворот линий тока, широкая чаша цирка с относительно узким выходом, массивный полого залегающий язык пассивного льда с нарастающим во времени моренным чехлом, резко снижающим таяние, – все это вызывает постоянное подпруживание льда, накопление избыточных масс и нарастающее напряжение сдвигающих сил, в итоге приводящих к подвижке. Авторы монографии (Рототаев и др., 1983) рассчитали, что в 50–60-х годах, т.е. до подвижки 1969 г., постоянный положительный баланс массы ледника Колка обеспечивал ежегодное увеличение его массы на 1–1,3 млн т.



Рис. 3.29. Подвижка ледника Колка в 1969/70 г.

Хотя при достижении критической массы ледника разгрузка льда неизбежна, характер ее может быть различным. Подвижка этого ледника, случившаяся в 1969 г., развивалась постепенно. Начав активное продвижение фронта 28 сентября, ледник 4 октября, грохоча обвалами льда, достиг края ледника Майли, пройдя за шесть суток 1300 м (рис. 3.29). К концу октября активность его резко упала, но в начале ноября ледник возобновил мощное наступание. Он взломал лед на конце соседнего ледника Майли и частично втянул его в движение. Повернув вниз по долине, движущаяся масса раздробленного льда толщиной 100–130 м перекрыла Верхнекармадонские источники и, продвигаясь со скоростью 20–50 м/сут, заполнила верховье долины Геналдона и остановилась в начале января 1970 г. на отметке 1975 м над ур. моря. Таким образом, с конца сентября ледник увеличил длину на 4100 м и спустился на 800 м.

Подвижка 1969 г. достигла наибольшего развития в зимнее время, когда количество талой воды в бассейне было минимальным, что определило спокойный ход событий. Иной сценарий имела Геналдонская катастрофа 1902 г., произошедшая 3 июля, в разгар жаркого лета. Температура воздуха во Владикавказском округе во второй половине июня превышала норму на 2,7°, в июне и первых числах июля прошли сильные ливни. К моменту перехода в фазу быстрого движения в бассейне ледника скопилось большое количество талой и дождевой воды. В конце июня конец ледника Колка, изрезанный трещинами,



Рис. 3.30. Каменно-ледовый завал перед грядой Скалистого хребта

уже был виден в узком ущелье слева от ледника Майли, и часть его обвалилась, запрудив на время р. Геналдон, а 3 июля, превратившись в пульпу из льда, воды и морены, ледяной выброс преобразовался в сокрушительный селя, промчавшийся в считанные минуты по долине до створа аула Тменикау, расположенного высоко на склоне. Ледяная плотина перекрыла сток реки, затем прорвавшейся селом.

В это время в верховьях ледник продолжал наступать, заполнив льдом все ущелье и набирая воду. Вторая волна ледяного селя прошла 6 июля, а ночью произошел новый выброс скопившейся в завале воды. В результате дно долины оказалось под массой льда и камней на протяжении 9 км. Толщина завала достигала 50 м, а на склоне долины в районе Верхнекармадонских источников были отмечены следы «волны» прошедшего селя на высоте до 100 м. Нижняя граница ледникового выброса была отмечена на пойме несколькими крупными валунами, каждый размером с небольшой дом.

Таким образом, в обоих случаях подвижка развивалась постепенно в несколько этапов, и лишь финал ее был различным. Суммарный объем льда, выброшенного в долину и застрявшего выше в узком ущелье Колки в 1902 г., оценен в 100–110 млн м³, а в 1969 г. перемещенный подвижкой объем льда не превышал 80 млн м³. Обе цифры

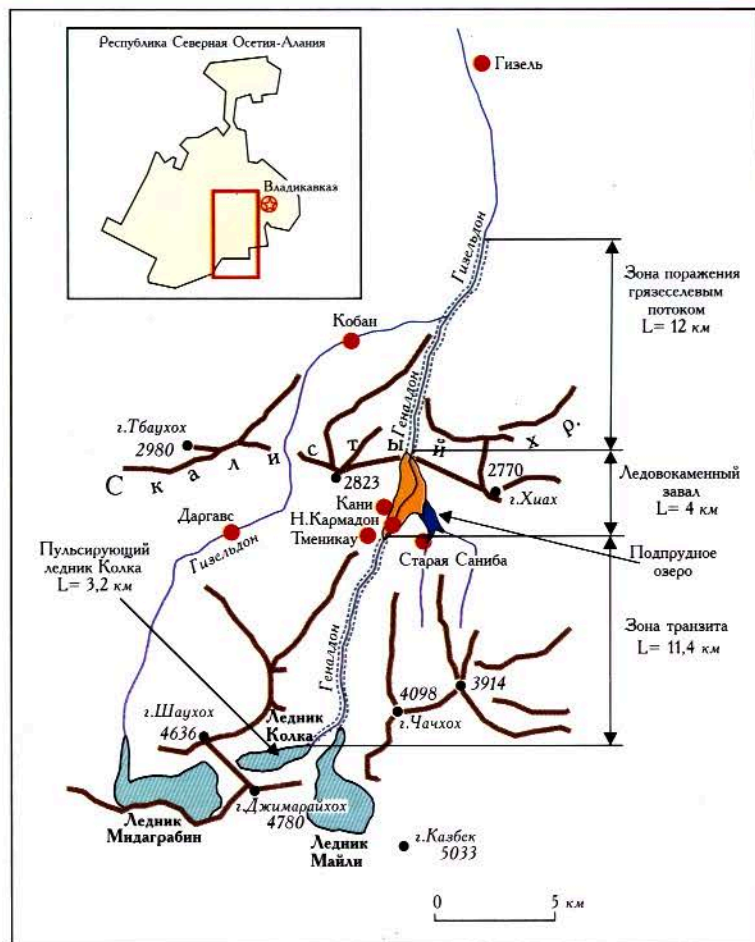


Рис. 3.31. Схема катастрофического выброса ледника Колка в сентябре 2002 г.

не слишком разнятся и могут характеризовать объем массы, сбрасываемой ледником при подвижках. Скорость движения фронта льда при прорыве достигала 60–70 км/час, а на коротком прорывном участке, возможно, и 100 км/час.

Подобные катастрофам 1902 и 1969 гг. подвижки ледника Колка происходили и прежде. Все старые аулы в Кармадонской долине, в отличие от других долин Кавказа, располагаются не на ее днище – самом удобном месте для жилья, дорог, воды и пр., а на склонах или даже гребнях ближайших хребтов (селения Тменикау, Кани, Старая Саниба). Это, безусловно, связано с известной населению с давних времен опасностью здешних ледниковых катастроф.



Рис. 3.32. Последствия прошедшего в 2002 г. селя с ледника Колка: «волны» высотой до 150 м на склоне

В уже упомянутой монографии К.П. Рототаев написал: «Сель турбулентно-жидкого типа при еще больших скоростях движения способен достигать Скалистого хребта и даже проникать в ущелье с образованием крупных заторов. Такой сель обеспечивает значительное взбегание волны на склоны при поворотах долины, интенсивно обогащается обломочным материалом склонов и поймы, превращается в высокоактивный смешанный сель. Он должен сильно разгрузиться в пределах Кармадонской котловины, частично Скалистого хребта и особенно на Гизельском участке» (Рототаев и др., 1983). Катастрофа именно такого масштаба и по такому сценарию разразилась в долине р. Гизельдон в 2002 г. Вниз по ущелью на 12 км пронесся водно-грязевой сель с глыбами льда, причинив серьезные разрушения.

Здесь в тыловой части завал нагромоздился на левый склон долины не менее чем на 50 м. У стен Скалистого хребта (рис. 3.30, 3.31), высота завала достигала 100 м. Вдоль всей долины Генадона, начиная с самых ее верховьев, рыхлые отложения в нижней части склонов были сорваны. Масса селя шла по долине волнами (рис. 3.32), захлестывая на склоны, оставляя на высоте более 100–140 м над рекой глыбы льда и каменного материала.

Самая неожиданная картина открылась в цирке ледника Колка. Оказалось, что ледник «ушел» из своего вместилища полностью,



Рис. 3.33. Обнаженное ложе ледника Колка (вверху справа) после его схода

оставив обнаженными скальное ложе, внутренний склон левой морены и продольный уступ отрыва снежно-ледяных толщ вдоль подножия правого, питающего борта (рис. 3.33). Такого не случалось еще нигде в мире, тем более что ледник не был висячим, а располагался в цирке и имел небольшой уклон поверхности – порядка 7–9°.

Совершенно очевидно, что подобное могло случиться лишь при накоплении под ледником большого количества воды. Такому накоплению способствовало аномальное таяние льда и снега в высокогорной зоне Кавказа в течение предшествовавших четырех лет, что было вызвано продолжительными периодами с высокими температурами воздуха в условиях продолжительных устойчивых антициклонов. То лето было особенно дождливым, так что в бассейне ледника,

и особенно в рыхлых толщах, накопилось необычно много воды. Такое обилие воды на окружающих склонах и в толще самого ледника подготовило ледник к дальнейшему катастрофическому развитию событий.

Однако, судя по прошлым событиям, резкие подвижки ледника Колка происходили раньше через 60–70 лет, а в этом случае после предыдущей подвижки прошло лишь немногим более 30 лет. Однако период в 70 лет между подвижками нельзя считать абсолютно достоверным, потому что в 30–40-е годы наблюдений за ледником не было, и что происходило в то время, как и во второй половине XIX в., неизвестно.

В качестве причины катастрофы в долине р. Кармадон многие посчитали обвал льда в верховьях ледника Колка, зафиксированный при первом же облете после его подвижки. Однако альпинисты, побывавшие здесь в конце июня и в конце августа, были поражены не прекращавшимися обвалами горной породы и висячего льда. Стоял непрерывный грохот, и склон менялся буквально на глазах. Так что обвалы начались задолго до подвижки, и обрыв льда, замеченный на гребне, сформировался не за один раз.

На космическом снимке, сделанном 13 августа 2002 г. командиром Международной космической станции В. Корзуном, видна серия из 4–5 дугообразных валов, следующих друг за другом на протяжении 0,5 км. Возможно, этим уже отмечался активизировавшийся фронт ледника. Очевидцы, побывавшие на леднике Колка в августе и сентябре, отметили появление новых озер близ конца ледника и свежий сход нескольких больших селей, в том числе идущих со льдом из ущелья Колки. Все это подтверждает мысль о большом количестве воды, скопившейся под ледником и сыгравшей решающую роль в срыве ледника.

Время и продолжительность катастрофы известны достаточно точно. 20 сентября в 20 ч 08 мин на всех сейсмостанциях Северной Осетии отмечены колебания, не характерные для землетрясений; они продолжались около 3,5 мин, а в 20 ч 13 мин зафиксировано разрушение ЛЭП, проходящей через долину р. Геналдон. Таким образом, ледяные массы прошли 12 км за 4–6 мин, т.е. скорость вязко-турбулентного потока, состоявшего из льда, камней и воды, существенно превысила 100 км/час.

Мы не знаем, насколько к 2002 г. была подготовлена подвижка по сравнению с предыдущим периодом, но прошло уже более 30 лет. Пульсирующий ледник по прошествии такого времени, безусловно, находился в неустойчивом динамическом состоянии. Периодичность его подвижек сохраняется в неизменных условиях, тогда как под влиянием сильных внешних факторов, в экстремальных ситуациях, объем критической массы, при которой сдвигающие силы преодолевают тормозящие, может быть и иным. В данном случае в леднике накопилось огромное количество воды, ставшей спусковым механизмом подвижки. Очевидно, вода «оторвала» ледник от ложа, и он

буквально «пролетел» несколько сотен метров, а затем превратился в мощный водно-ледово-каменный селя. Уже в самом процессе движения селя по долине в нем прогрессирующе увеличивалось содержание воды, в том числе и в результате выделения большого количества тепла при внутреннем трении обломков, что плавило переносимый лед.

Есть и еще один чрезвычайно интересный факт. В тыловой части пустой ледниковой чаши обнаружен сильный запах сероводорода. Выход газа настолько интенсивен, что здесь почти невозможно дышать. В цирке после схода ледника постоянно висит облако пара и газа, хорошо видимое на снимках. И этот факт, и активно разрушающийся расположенный рядом склон, возможно, есть следствие вулканических проявлений, ведь Казбек – это далеко не потухший вулкан. В таком случае можно предположить и особые термические условия под ледником, вызвавшие донное таяние и образование водной подушки на его ложе, ускорившей сдвиг ледника.

Таким образом, природа этой ледниковой катастрофы чисто гляциальная, более того – обычная для этой долины, для этого ледника. Но то, что она была спровоцирована раньше времени и достигла колоссального масштаба, обусловлено сложившимся комплексом факторов: неустойчивым динамическим состоянием ледника, уже накопившего массу, близкую к критической; мощным скоплением воды в леднике и под ледником; обвалами льда и горной породы, создавшими перегрузку в тыловой части ледника и, возможно, вулканогенным фактором (как сказано выше, в тыловой части пустой ледниковой чаши обнаружен сильный запах сероводорода, – в цирке после схода ледника постоянно висит облако пара и газа). Что касается крупного обвала, о котором много говорилось в первые дни после катастрофы, он мог иметь дополнительное, но не решающее значение.

В данном случае произошло сложное природное явление, объединившее подвижку ледника (*glacier surge*) и ледниковую лавину (*ice-rock avalanche*). Прогноз таких явлений в настоящее время практически отсутствует, можно только установить их наличие и картографировать зоны опасности. Вместе с тем случившиеся события ставят важнейшую проблему – организацию системы мониторинга опасных ледниковых и других природных стихийных явлений, частью которой могла бы стать наземно-воздушно-космическая служба наблюдений за опасными природными и природно-техногенными явлениями, о которой говорилось выше.

Министерство по чрезвычайным ситуациям Российской Федерации успешно «разгребают завалы» после случающихся катастроф и восстанавливает разрушенное, но задачи его безусловно должны быть гораздо шире. Оно должно не только бороться с последствиями уже происшедших катастроф, но наладить службу их предупреждения и профилактических действий, а для этого в системе Министерства следовало бы создать развернутую службу мониторинга с несколькими местными центрами в наиболее опасных регионах.

Глава 3

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ

Будущие изменения климата и ледники

Исследования ряда климатологов и геологов приводят к выводу о вероятности глобального потепления климата в ближайшие 50 лет в результате естественного температурного тренда и парникового эффекта газов, накапливающихся в атмосфере вследствие сжигания минерального топлива. Заключение о предстоящем потеплении климата базируется на представлении о высокой чувствительности термического режима Земли к изменениям концентрации парниковых газов в атмосфере, а также на допущении, что нынешняя тенденция роста потребления минерального топлива сохранится в ближайшие десятилетия.

За концентрацией углекислого газа в атмосфере уже на протяжении многих лет ведутся специальные наблюдения. По данным обсерватории на Мауна-Лоа (Гавайские острова) и на Южном полюсе, а также по косвенным свидетельствам, она постоянно увеличивается, причем темп ее нарастания тоже растет (рис. 3.34). За 100 лет, предшествовавших 1958 г., эта концентрация выросла на 12%, а за следующие 20 лет повысилась еще на 6%. Средняя атмосферная концентрация в конце XX в. составляла около 355 *ppmv* (миллионных частей, по объему) для CO_2 , 1770 *ppbv* (миллиардных частей, по объему) для CH_4 , 310 *ppbv* для N_2O , тогда как непосредственно перед началом значительных антропогенных эмиссий содержание газов было близко к 280 *ppmv* для CO_2 и к 700 *ppbv* для CH_4 .

Таким образом, за последние 200 лет концентрация парниковых газов выросла: по CO_2 – на 70 *ppmv*, или на 25%, по CH_4 – на 0,75–0,80 *ppmv*, или на 100%, по N_2O – на 0,30–0,35 *ppmv*, или на 8–10%. Последние значения – это прямые указания на увеличение концентрации двуокиси азота за исторический период, которые хорошо согласуются с данными о масштабах сжигания минерального топлива.

Графики концентрации парниковых газов хорошо согласуются с ростом населения Земли, которое, как известно, за те же 200 лет увеличилось в 5 раз, с 1 до 5 млрд, а в начале XXI в. приближается к 6 млрд. Такая согласованность, конечно же, наводит на невеселые

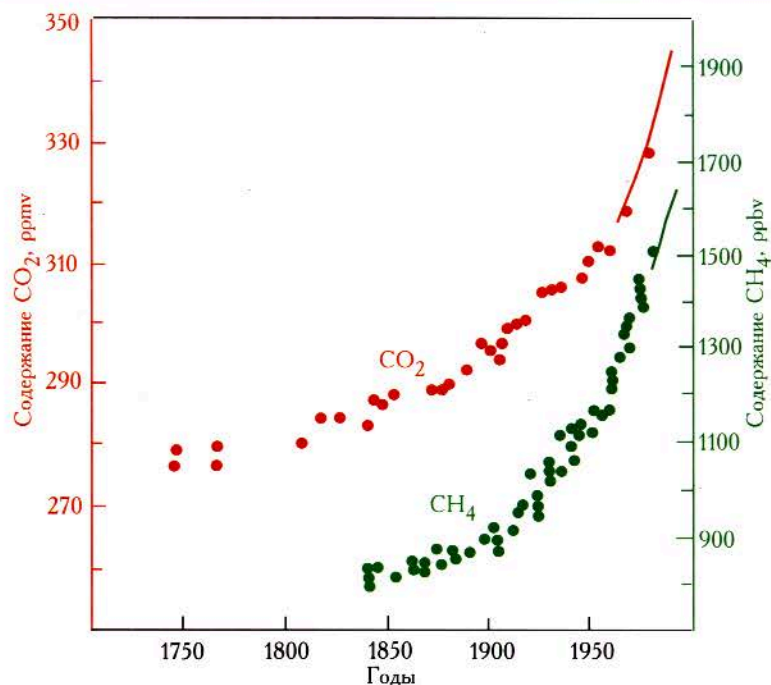


Рис. 3.34. Увеличение концентрации CO_2 и CH_4 в атмосфере с доиндустриального времени по данным ледяных кернов (точки) и прямых измерений в атмосфере (линии)

мысли — мысли о том, что рост народонаселения приближает человечество к экологической катастрофе. Растут потребности в промышленной и сельскохозяйственной продукции, в производстве энергии и развитии транспорта. А значит, расходуются ресурсы, преобразуется окружающая человека среда, множатся твердые, жидкие и газообразные отходы. И, вероятно, все-таки главное зло не в самих этих фактах, а в недостаточном контроле за ними, в экологической беспечности живущих на Земле людей.

Инструментальные измерения метеорологических элементов дают детальную картину колебаний климатических, в том числе температурных, условий Северного полушария за последние 100 лет. Они свидетельствуют о том, что конец XIX в. был относительно холодным, а начало XX столетия характеризовалось потеплением, достигшим своего максимума в 1930–40-е годы. После этого возобладала тенденция к похолоданию, которая сохранялась на протяжении 60–70-х

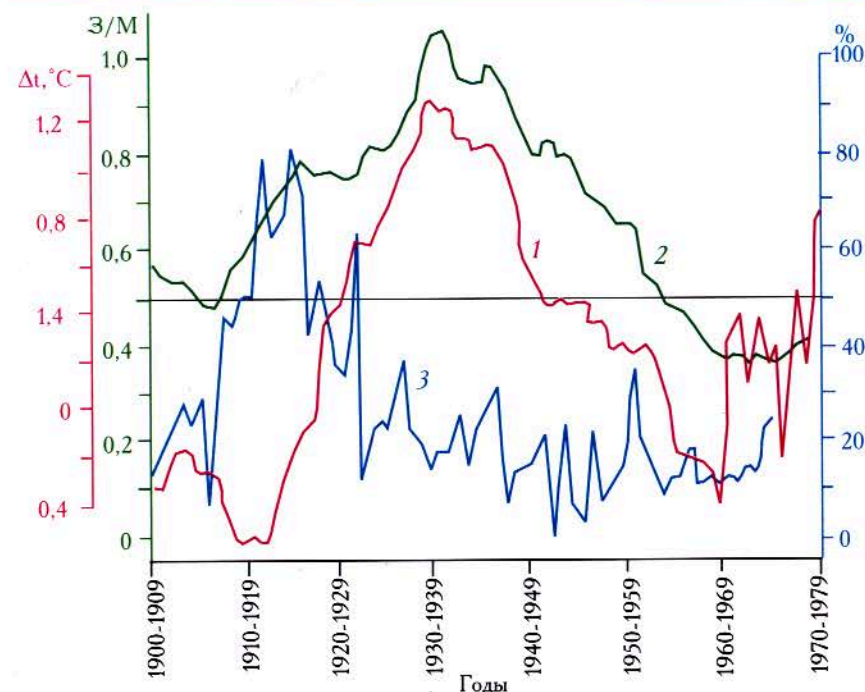


Рис. 3.35. Многолетний ход годовых величин в 1900–1980 гг.

1 — аномалии температуры воздуха Δt в широтной зоне 87,5–72,5° с.ш.; 2 — отношение продолжительности зональных процессов к меридиональным, Z/M ; 3 — доля наступающих и стационарных ледников Швейцарии от их общего количества, %

годов. Подобный ход аномалий температуры воздуха связан со сменой продолжительности зональных и меридиональных процессов в атмосфере, — относительный рост зональных процессов приводит к существенному потеплению (рис. 3.35).

Глобальным изменениям температуры соответствовали и колебания ледников. Первая половина XX в. была периодом сокращения ледников, пик которого пришелся на 1930–40-е годы. В последующий период питания ледников стало улучшаться, появилась тенденция к их стабилизации и росту, в ряде горных стран увеличение массы стало характерной чертой большинства ледников. Так, в хорошо изученных Австрийских Альпах в 1965 г. наступало 30% ледников, а в 1975 г. число наступающих ледников возросло до 58%, тогда как на предшествовавшем климатическом этапе там резко преобладали отступающие ледники, доля которых в 1920 г. составила 30%, а в 1952 г. приблизилась к 100%.

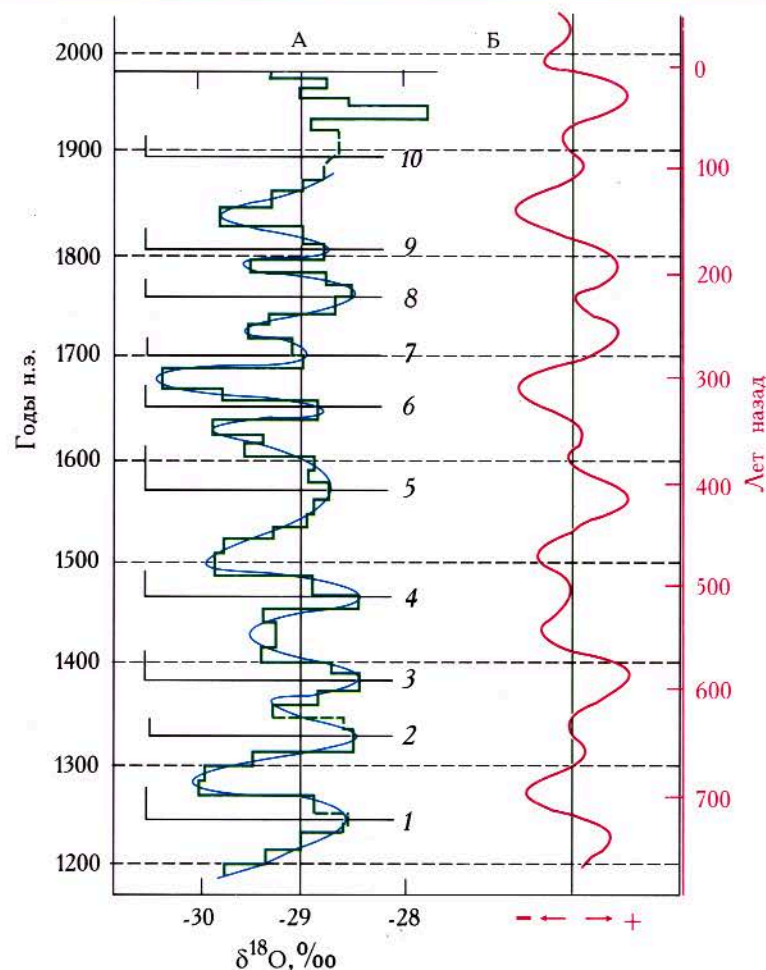


Рис. 3.36. Циклические изменения палеотемператур северо-западной Гренландии за последние 800 лет по изотопно-кислородным исследованиям ледяного керна со станции Кемп-Сенчури По (Dansgaard et al., 1971)

А – периодичность и размах колебаний изотопного состава ледяного керна; Б – синусоида, аппроксимирующая ход колебаний палеотемператур

Однако инструментальные метеонаблюдения и наблюдения за колебаниями ледников практически не выходят за пределы последнего столетия. Но существует метод реконструкции палеотемператур, основанный на изотопно-кислородном анализе ледяного керна из скважин, пробуренных на полярных ледниковых щитах. Метод базируется на экспериментально установленной связи между температу-

рами воздуха, при которых выпадает снег, и относительным содержанием тяжелых (^{18}O) и легких (^{16}O) изотопов кислорода в снежных кристаллах. Степень обогащения последних тяжелыми изотопами пропорциональна температуре, в связи с чем соотношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в принципе поддается переводу в градусы и может служить своеобразным палеотермометром. Этот метод дает объективную картину естественных флуктуаций глобальных температур за многие тысячелетия*.

Детальная информация о палеотемпературах получена по керну из скважины со станции Кемп-Сенчури, расположенной на северо-западе Гренландского ледникового щита (Dansgaard et al., 1971). В верхней части колонки этого керна, охватывающей период последних 800 лет, четко выражено 10 циклов изменений изотопного состава фирна и льда, причем длительность каждого из указанных циклов варьирует от 50 до 100 лет, составляя в среднем 80 лет (рис. 3.36, А). Судя по этим данным, средний размах флуктуаций температур воздуха на $75\text{--}80^\circ$ с.ш. составлял $1,7^\circ$.

Гармонический анализ, проведенный В. Дансгором с сотрудниками, показал, что ход указанных флуктуаций удовлетворительно аппроксимируется кривой, которая получается сложением синусоид с периодами 80 и 100 лет (рис. 3.36, Б). Полученная по гренландским данным кривая позволяет прогнозировать естественный ход изменений глобальных температур в будущем путем экстраполяции ее по крайней мере до конца первой четверти XXI в. По-видимому, вслед за похолоданием климата 60–70-х годов начался 40-летний полуцикл климатического потепления. При переводе палеотемператур северо-западной Гренландии в средние глобальные (кривая 1 на рис. 3.37) величины первых должны быть уменьшены в 4 раза (Broecker, 1975), что соответствует коэффициенту «полярного усиления» для широты $75\text{--}80^\circ$, полученному по материалам метеонаблюдений и данным моделирования.

Кривая 2 на рис. 3.37 отражает эффект воздействия антропогенных факторов, среди которых, по единодушному мнению климатологов и геологов, существенную роль может играть увеличение концентрации пыли и CO_2 в атмосфере. Эта кривая рассчитана на основе следующих допущений: 1) 50% всей углекислоты, выделяющейся при сжигании минерального топлива, остается и будет в ближайшем будущем оставаться в атмосфере; 2) рост интенсивности сжигания топлива в 1960–1975 гг. составлял 4,5% в год, а после 1975 г. будет держаться на уровне 3% в год; 3) каждому 10%-ному приросту содержания CO_2 в атмосфере соответствует повышение средней глобальной температуры на $0,3^\circ$. Как следует из рис. 3.37, эта кривая имеет параболическую форму.

Фактический рост средних температур воздуха демонстрируется кривой 3, полученной из сложения кривых 1 и 2. Эта кривая показы-

*Подробнее см. в третьей части первой книги этого шеститомника.

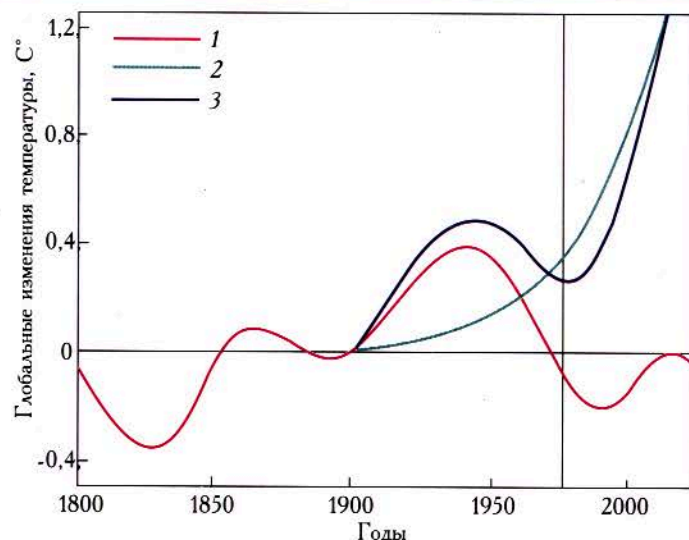


Рис. 3.37. Глобальные изменения температуры за 1800–2050 гг.

По (Broecker, 1975), с упрощениями

1 — естественные температурные циклы; 2 — изменения глобальной температуры вследствие парникового эффекта CO_2 ; 3 — суммарный эффект первого и второго факторов

вайт, что главным фактором потепления, наблюдавшегося в первые 40 лет XX в., был естественный температурный тренд, тогда как вклад, внесенный в потепление парниковым эффектом CO_2 , не превышал 20%. В интервале последующих 40 лет рассматриваемая кривая поворачивает книзу, свидетельствуя о глобальном похолодании; в это время происходит дальнейший рост концентрации углекислоты в атмосфере, однако связанное с ним четырехкратное — от 0,1 до 0,4° — повышение температуры с лихвой подавлялось естественным температурным трендом, знак которого был отрицательным. Наконец, в следующий 40-летний период, т.е. от 80-х годов XX в. до конца первой четверти XXI в., когда недавний полуцикл естественного похолодания сменился очередной фазой потепления, а парниковый эффект CO_2 еще более усилился, средние глобальные температуры возрастут приблизительно на 2° и поднимутся до уровня, который никогда не достигался за последнее тысячелетие. И если потребление минерального топлива не будет резко сокращено, температура будет расти и далее.

Очевидно, что предстоящее повышение глобальных температур отразится на режиме и размерах ледников, а через них — и на соотношении запасов влаги, содержащихся в основных резервуарах воды на Земле. Известно, что практически вся вода, участвующая в актив-

ном влагообороте, заключена в Мировом океане ($1,34 \cdot 10^9 \text{ км}^3$) и в ледниковых покровах (около $30 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Массообмен между этими резервуарами и относительное изменение их объемов контролируются в первую очередь тепловым состоянием атмосферы. В доледниковое время с характерными для него высокими температурами объем вод Мирового океана был на $(20\text{--}25) \cdot 10^6 \text{ км}^3$ больше современного, а объем ледников — примерно на такую же величину меньше. При умеренных межледниковых потеплениях, когда часть ледников исчезала, а часть, включавшая ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии, сохранялась, объем Мирового океана возрастал на $(2,5\text{--}3) \cdot 10^6 \text{ км}^3$ и его уровень поднимался на 5–7 м. Наконец, при пиках глубоких похолоданий, многократно повторявшихся в конце кайнозоя, большие — порядка $(70\text{--}80) \cdot 10^6 \text{ км}^3$ — объемы воды переходили из океана в ледники и океанский уровень снижался на 120–150 м.

Предстоящее глобальное потепление повлечет за собой убывание оледенения и рост объема и уровня Мирового океана. М.И. Будыко с соавторами (1978) предположили, что в 20-х годах XXI в. количество осадков на Кавказе и в Средней Азии возрастет соответственно на 75 и 100–150 мм, средняя температура января в обеих областях увеличится на 7–8°, а температуры июля останутся без изменений. При этом в нивальном поясе гор рост осадков проявится значительно сильнее и выразится величиной в 450–600 мм, что будет способствовать улучшению питания ледников. В то же время повышение зимних температур приведет к некоторому сокращению периода аккумуляции и удлинению периода таяния, что окажет отрицательное влияние на баланс массы оледенения. В целом воздействие этих двух факторов — роста осадков и потепления зим, возможно, и уравнивает друг друга. Поэтому глобальное повышение температур ближайших 50 лет приведет к не очень существенным изменениям ледников Кавказа и Средней Азии. Так что в этих областях, как, по-видимому, и в других горных странах умеренных широт Евразии, на первом этапе предстоящего потепления потери ледников не будут слишком велики*.

В высоких широтах, в частности в Европейской Арктике, будущие изменения климата проявятся чрезвычайно резко, в чем скажется и уже упоминавшееся «полярное усиление», и эффект уничтожения льдов Северного Ледовитого океана, предсказываемого М.И. Будыко с соавторами. Согласно тем же расчетным картам, годовые суммы осадков здесь увеличатся более чем на 600 мм, средняя температура января повысится на 10–14°, средняя температура июля — на 12–15°C. Это значит, что островные ледниковые покровы будут ежегодно получать от 1000 (Земля Франца-Иосифа) до 1300 мм (Новая Земля) осадков, а средние июльские температуры воздуха над ними составят

*Наблюдения за ледниками в Средней Азии в конце XX столетия зафиксировали их существенную деградацию, которая в 70–90-х годах шла с постоянной скоростью.

8–9° и 6–8°C соответственно. Значительная доля осадков при столь большом потеплении будет выпадать в жидком виде, а рост температур зимы и лета так сильно удлинит период абляции и повысит интенсивность таяния, что быстрая деградация оледенения станет неизбежной. В результате на Земле Франца-Иосифа за год будет стаять около 7 м льда, а на Новой Земле – около 5 м. Учитывая современную толщину ледниковых покровов арктических островов (150–200 м), можно заключить, что под влиянием предстоящего потепления эти покровы исчезнут за несколько десятилетий. Сходная судьба, видимо, ожидает и другие ледники Арктики (кроме Гренландского).

Глобальный рост температур проявится и в Гренландии, хотя там он будет сглажен мощным охлаждающим влиянием ледникового щита. Если в современных условиях это влияние приводит к снижению «фоновых» температур на 5° летом и 15°C зимой (Чижов, 1976), то при будущем потеплении оно усилится, однако даже «умеренное» потепление в 4–5° на севере и в 2–3°C на юге острова повлечет за собой повышение фирновой линии на 550–650 и 250–400 м соответственно, что почти удвоит площадь области абляции. И если современный баланс массы Гренландского ледникового щита еще не далек от равновесного, то через 30–40 лет он станет явно отрицательным, причем его расходные статьи – таяние и откалывание айсбергов, по грубой оценке, будут превышать приходные на величину порядка 1000 км³. Это значит, что скорость снижения поверхности щита составит 0,5–0,7 м в год.

Потепление охватит и Южное полушарие, достигнув на широтах, соответствующих краевым частям Антарктиды, 7–10°C (Будыко и др., 1978; Mercer, 1978). Однако в Восточной Антарктиде, ледниковый щит которой обладает большой термической инерцией, это потепление не вызовет существенного усиления таяния. Даже в узкой береговой полосе щита современные температуры самого теплого месяца близки к –4, –8°C, откуда следует, что в результате предстоящих изменений климата они смогут лишь приблизиться к температуре таяния. И если в современных условиях баланс массы Восточно-антарктического ледникового щита примерно равновесный и приход вещества, связанный с выпадением снега, почти уравнивается расходом на откалывание айсбергов, а жидкий сток составляет всего 10–15 км³ в год, то и через несколько десятков лет последняя статья расхода вряд ли превысит 100 км³. Отсюда следует, что в первой четверти XXI в. баланс массы рассматриваемого щита не испытает заметных изменений. Серьезное сокращение оледенения Восточной Антарктиды требует как достаточно большого повышения температур в краевой зоне материка, вероятно близкого к 12–15 °C, так и достаточно длительного действия этого потепления, измеряемого не десятками, а как минимум сотнями лет.

Исключение составят шельфовые ледники, которые дальше всего выдвинуты к северу и имеют низкие плоские поверхности, доступные для вторжений теплого воздуха с моря. Именно над этими ледниками летние температуры воздуха относительно скоро могут приобрести положительные значения, а температура водных масс, омывающих их днища, вырасти до критических величин, близких к 0 °C. И хотя сейчас трудно сказать, через сколько десятилетий они разрушатся, их предстоящий распад представляется неизбежным. В первой четверти XXI в. эти ледники либо исчезнут, либо будут находиться в стадии далеко зашедшей деградации.

Особенно серьезные изменения оледенения последуют за потеплением климата в Западной Антарктиде. Ледниковый щит здесь имеет площадь 2,3 млн км² и объем, равный 3,3 млн км³. Его ложе погружено ниже уровня моря и на больших площадях имеет глубины порядка 1000 м, а местами даже 2000 м и более. Иными словами, Западноантарктический ледниковый щит налегает не на сушу, как обычные наземные ледниковые покровы, а на морское дно, в связи с чем его приходится относить к классу «морских» покровных ледников. И здесь решающая роль принадлежит океану, о чем повествует следующий раздел этой главы.

Взаимодействие оледенения с океаном

Исследования последних лет углубили понимание связей между оледенением и океаном, от которых зависят характеристики климата и их изменения. Выяснено, что эти связи имеют характер прямых и обратных влияний – массообмена, теплообмена и динамических взаимодействий, и они сильно меняют свою интенсивность как от места к месту, так и во времени. В частности, анализ пространственных вариаций взаимодействия в системе «оледенение – океан» позволяет говорить о ведущей роли процессов, развивающихся в энергоактивных зонах океана, в инициации и разрастании оледенений, а также объяснить механизмы переходов климата от межледникового к ледниковому модусу и от ледникового – назад к межледниковому (Взаимодействие..., 1987).

Важную роль океаны играли в образовании и развитии древних оледенений, что прямо отразилось на размещении ледниковых покровов прошлого, в частности плейстоцена. Судя по современным реконструкциям, крупнейшие покровы, объединявшие наземные и «морские» ледниковые щиты с плавучими шельфовыми ледниками, были приурочены к полярным и субполярным окраинам Атлантического, Тихого и Южного океанов (Гросвальд, 1983; Denton, Hughes, 1981).

Вопрос об интенсивности питания плейстоценовых ледниковых покровов относится к числу сложнейших. Некоторые палеогеографы считают ее низкой, в связи с чем высказывается немало сомнений в совместимости упомянутых выше реконструкций с палеоклиматом ледниковых эпох. Этот климат рисуется как сухой, неблагоприятный для оледенения. Однако подобная точка зрения не может приниматься без принципиальных корректив, так как она базируется только на данных о снижении влагоемкости воздуха при похолодании и не учитывает изменений в интенсивности атмосферной циркуляции. Между тем ясно, что в ледниковые эпохи эта интенсивность возрастала вследствие углубления температурных контрастов между сушей и океаном, между полярными и субполярными областями (которые охлаждались в среднем на 10°), с одной стороны, и низкими широтами, с другой (они оставались почти столь же теплыми, как и в современную эпоху). Рост этих контрастов повышал энергию всех океанских и атмосферных процессов, что подтверждено конкретными исследованиями океанологов и палеоклиматологов. Установлено, в частности, что в эпохи глобальных похолоданий возрастали скорости океанских течений, включая Гольфстрим и Куроисио, усиливались температурные градиенты на гидрологических фронтах и циркуляция в субарктических круговоротах, активизировались процессы в зонах апвеллинга у западных берегов материков. Одновременно усиливались ветры, включая пассаты; возрастала энергия круглогодичных барических депрессий, приуроченных к стыкам океана с ледниковыми покровами, в частности Исландской и субарктических; мощной и круглогодичной становилась и Алеутская депрессия, которая в современных условиях проявляется лишь зимой.

Температурные перепады в зонах контакта сравнительно теплых океанских течений с ледовитыми морями или ледяными берегами вместе с большими скоростями ветра и бурностью океана делали эти зоны центрами ускоренного поступления влаги из океана в атмосферу. Такие центры в нашей литературе получили название энергоактивных зон океана, или ЭАЗО. Исследование процессов взаимодействия ЭАЗО Гольфстрима и Куроисио с атмосферой позволили сделать вывод о их ведущей роли в формировании климата и в его изменениях; эта концепция легла в основу теории климата и долгосрочного прогноза погоды, разработанной Г.И. Марчуком (1983).

Не приходится сомневаться, что ЭАЗО существовали и в эпохи древних оледенений. Более того, в силу отмеченного выше усиления межширотных температурных контрастов ЭАЗО ледниковых эпох должны были отличаться особенно большой мощностью и высокой повторяемостью. Есть данные, что в периоды активизации палео-ЭАЗО перенос влаги с океана на континенты становился исключительно большим и в районах развития оледенения интенсивность снегопадов заметно превосходила современную. Об этом, в частности, говорят исследования Раддимиена и Макинтайра (Ruddiman, McIntyre,

1979), которые, изучив видовой и изотопно-кислородный состав микрофауны из колонок глубоководных грунтов Северной Атлантики, доказали, что на этапах быстрого роста оледенения десятки миллионов кубических километров льда нарастали за интервалы времени в 5–10 тыс. лет. Причем поверхность океана, омывавшего уже оледенелые побережья Лабрадора и Гренландии, в то время была теплой. Это значит, что в зоне Гольфстрима тогда должны были возникать палео-ЭАЗО с очень высокими температурными градиентами. Аналогичные условия существовали, по-видимому, и в других зонах столкновения теплых течений – Куроисио, Бразильского и др. – с ледовитыми водами субполярных круговоротов. Эти зоны были главными центрами, в которых атмосфера получала влагу, шедшую на питание растущих ледников.

Большое влияние на ледники оказывают колебания уровня океана. Позднеледниковые повышения уровня океана, имевшие гляциоэвстатическую природу, служили как мощным фактором ускорения дегляциации, так и инструментом глобальной синхронизации крупных этапов спуска льда в океан. Этот вывод вытекает из признания большой роли «морских» (т.е. налегавших на континентальные шельфы) ледников в древних оледенениях Земли, а также из понимания решающей роли подъема уровня в нарушениях устойчивости таких ледников, в скачкообразных отступлениях линии налегания и срывах их ледяных потоков.

Основная причина выхода полярных ледниковых покровов в океан – неустойчивость наземных ледниковых щитов (Мазо, 1989), которые либо коллапсируют, либо, разрастаясь, переходят в новые условия существования с дополнительными стабилизирующими механизмами расхода льда. Когда наземные ледниковые покровы распространяются по низко расположенным высокоширотным равнинам, их стабилизация происходит не ранее того, как они достигнут океана, вступая с ним во взаимодействие и тем самым превращаясь в «морские» ледниковые покровы. Один из элементов такого взаимодействия – стабилизирующий сброс айсбергов в океан.

По мере того как ледниковый покров достигает океана и продвигается в глубь него, последовательно возникает несколько уровней включения морских механизмов абляции. Если очередной механизм не компенсирует возрастающую аккумуляцию, то ледниковый покров продолжает свое наступление до следующего уровня, т.е. до включения нового механизма абляции. На максимальной стадии продвижения в океан краевые зоны покрова переходят на плав, образуя шельфовые ледники, а линия налегания, служащая границей между внутренними частями покрова и плавучими шельфовыми ледниками, достигает края континентального шельфа (рис. 3.38).

В настоящее время объем крупнейшего «морского» ледникового покрова – Западноантарктического – составляет 15% современного

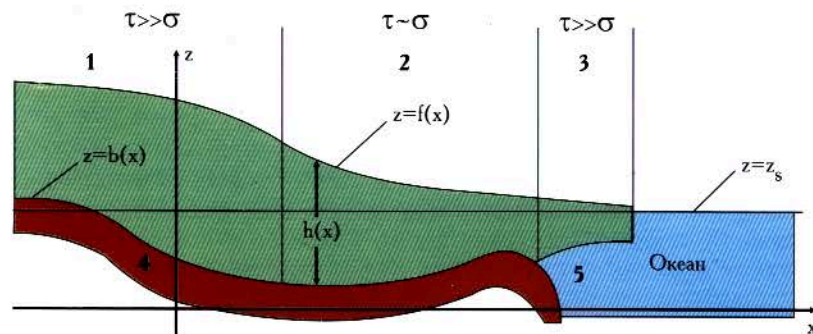


Рис. 3.38. Продольный профиль «морского» ледникового покрова
1 – область питания ледникового щита, 2 – ледяной поток, 3 – шельфовый ледник, 4 – коренное ложе ледника, 5 – линия налегания; τ – касательное напряжение, σ – продольное напряжение; остальные обозначения см. в тексте

оледенения Земли. Сложные ледниковые комплексы антарктического типа представляют собой динамические системы, составные части которых – налегающие и плавучие, а также переходные зоны между ними – обладают существенно разными динамическими свойствами, что, в частности, отражается на их морфологии. Специфическим элементом «морских» ледниковых покровов служит линия налегания: ее быстрое отступление приводит к катастрофическим изменениям, включая спуск в океан значительных масс льда из внутренних частей ледникового покрова.

«Морские» ледниковые покровы – самый неустойчивый элемент оледенения, причем индикатором его состояния, а часто и причиной неустойчивости служит положение линии налегания, определяемое условием всплывания льда, т.е. условием перехода от налегающего на грунт ледникового щита к плавучему шельфовому леднику.

Пустим ось x горизонтально, а ось z – вертикально вверх с произвольным началом координат. Пусть $z=f(x)$ – уравнение свободной поверхности ледникового щита и шельфового ледника, $z=b(x)$ – уравнение ледникового ложа, учитывающее, в частности, изостатическое погружение земной коры, и $h(x)$ – толщина льда, для щита равная $f(x) - b(x)$ (см. рис. 3.38). Если z_s – уровень моря, то $b_x = z_s - b(x)$ – глубина ложа относительно уровня моря. Тогда условие перехода от налегающего щита к плавучему шельфовому леднику примет вид

$$\rho h(x_{gr}) = \rho_w b(x_{gr}),$$

где ρ и ρ_w – плотность льда и воды, x_{gr} – горизонтальная координата линии налегания.

Следуя Вертману (Weertman, 1974), рассмотрим простейшую модель, когда ложе предполагается плоским (рис. 3.39):

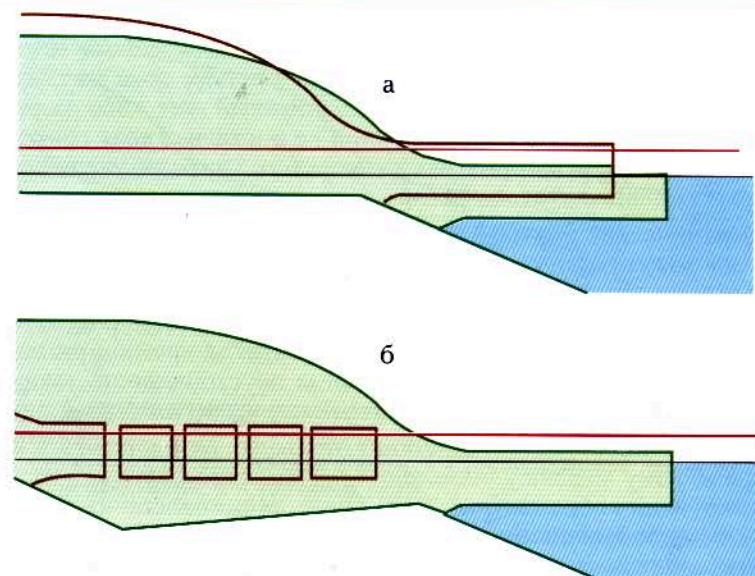


Рис. 3.39. Устойчивая (а) и неустойчивая (б) реакция «морского» ледникового покрова на изменения уровня моря при разных продольных профилях ледникового ложа

$$b(x) = b_0 - \beta x,$$

где b_0 – высота ложа при $x=0$ и β – наклон ложа, который считается положительным, если он обращен наружу, или

$$b_s(x) = z_s - b_0 + \beta x.$$

В качестве реологической модели льда принимается жесткопластическое приближение. В этом случае толщина шельфового ледника будет постоянной (Weertman, 1957):

$$h(x) = h_0 = 4\delta(\rho/\Delta\rho),$$

где δ – пространственный масштаб, определяемый пределом текучести льда, и $\Delta\rho = \rho_w - \rho$ – разность плотности воды и льда.

Тогда из условия всплывания следует, что

$$x_{gr} = [(\rho/\rho_w)h_0 + b_0 - z_s]/\beta.$$

Из этого уравнения вытекает, что такие изменения внешних условий, как утолщение льда (увеличение h_0), подъем земной коры (увеличение b_0) и снижение уровня моря (уменьшение z_s), приводят к увеличению x_{gr} , т.е. к наступанию линии налегания. При этом дальность миграции линии налегания обратно пропорциональна наклону ложа β .

Отсюда ясно, что на горизонтальном ложе вообще невозможна стабилизация положения линии налегания. В этом случае морской ледниковый покров либо деградирует до тех пор, пока не покинет океана – не превратится в наземный ледниковый щит, либо разрастается до тех пор, пока линия налегания не достигнет края континентального шельфа, за которым наклон морского дна резко увеличивается, что и стабилизирует «морской» ледниковый покров.

Динамические факторы неустойчивости «морских» ледниковых покровов могут реализоваться только в особых (не типичных для гляциальных шельфов) геоморфологических условиях, когда шельф содержит краевой ригель и обратные уклоны поверхности (см. рис. 3.39, б). При этом линия налегания должна отступить за краевой ригель на поверхность с обратным уклоном. Тогда неустойчивость «морского» ледникового покрова приведет к его катастрофической деградации.

Неустойчивость линии налегания, приводящая, например, к катастрофическому коллапсу «морского» ледникового покрова, реализуется следующим образом (рис. 3.40). Пусть линия налегания, отступая по каким-либо причинам, переходит через гребень ригеля и оказывается на склоне континентального шельфа, обращенном внутрь. Тогда толщина льда на линии налегания увеличивается. Но растягивающие напряжения растут вместе с ростом толщины льда (Weertman, 1957). Это приводит к увеличению оттока льда из «морского» ледникового щита и выносу льда в открытый океан в виде айсбергов. Линия налегания продолжает быстро отступать по склону континентального шельфа, обращенному внутрь. При переходе на склон, обращенный наружу, отступление линии налегания замедляется и останавливается на уровне, соответствующем внешним условиям, в частности уровню океана. Если морская и наземная части ледникового щита разделяются прибрежными горами, то линия налегания в типичном случае стабилизируется в верховьях фьордов, пересекающих прибрежные горы. По-видимому, именно так проходил коллапс морских частей ледниковых покровов Северного полушария во время последней дегляциации.

Таким образом, равновесное состояние «морского» ледникового покрова устойчиво, если линия налегания располагается на подстилающей поверхности, наклон которой обращен в сторону океана, и неустойчиво, если наклон противоположный. При отступании в устойчивом состоянии растягивающее напряжение на линии налегания уменьшается, а при отступании в неустойчивом состоянии, наоборот, увеличивается. Если линия налегания располагается сразу же за краевым ригелем, то неустойчивость «морского» ледникового покрова возникает при отступании линии налегания к гребню ригеля.

Подледниковые пороги, острова и отмели, на которые садятся шельфовые ледники, могут существенным образом сказаться на скорости миграции линии налегания, а именно – стабилизировать ее

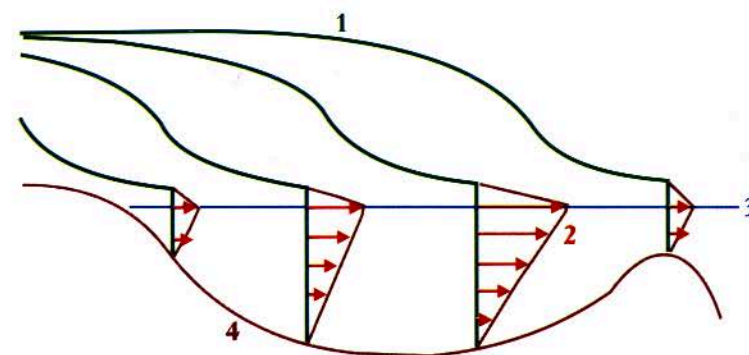


Рис. 3.40. Катастрофическое отступление «морского» ледникового покрова

1 – поверхность отступающего щита, 2 – растягивающее напряжение, 3 – уровень моря, 4 – коренное ложе

наступление или отступление. Но в то же время ослабление влияния островов и отмелей приводит к значительному, хотя и не катастрофическому, спуску льда в океан и тем самым к повышению уровня моря (MacAyeal, 1989).

Катастрофические перестройки «морских» ледниковых покровов не обязательно происходят быстро. Их скорость определяется двумя группами обстоятельств. Во-первых, миграция линии налегания может происходить только одновременно с изменениями состояния «морского» ледникового покрова в целом, в частности с изменениями его профиля. Быстрота же изменений состояния покрова зависит от многих факторов, в том числе от температуры льда, дренирующей способности ледяных потоков и степени неравновесности «морского» покрова. Последний фактор определяет не только скорость перераспределения масс льда, но и его количество, подлежащее перераспределению между налегающими и плавучими частями покрова и сбросу в океан.

Во-вторых, скорость и амплитуда катастрофических перестроек «морских» ледниковых покровов существенно зависят от того, сопровождается ли миграция линии налегания развитием бухт отёла. Если последние сразу же следуют за отступающей линией налегания, то перестройка «морского» ледникового покрова произойдет быстро и с большой амплитудой. Если же переброс линии налегания сопровождается ростом шельфовых ледников, то перестройка окажется медленной и новое равновесное состояние покрова не будет слишком сильно отличаться от исходного.

Итак, важнейшая черта динамики «морских» ледников – их неустойчивость, в заметной степени определяемая положением линии налегания на ледниковом ложе. Именно от него зависит реакция

«морского» ледника на изменение внешних условий, таких как уровень моря, баланс массы и др., причем при определенных – критических – положениях линии налегания малые изменения внешних условий вызывают катастрофические изменения в состоянии «морского» ледника. Быстрое отступление линии налегания и спуск в океан значительных масс льда приводят к относительно быстрому подъему уровня океана.

Сказанное позволяет сделать следующие выводы. Сокращение ледников, вызываемое климатическим потеплением, в силу структурной неустойчивости их «морской» разновидности может быть нелинейным, катастрофическим. Поэтому все сценарии изменений уровня океана, исходящие из допущения о линейности связей убывания оледенения с температурами, чреваты принципиальными ошибками. Так и «базовый» сценарий, используемый многими авторами прогнозов и предполагающий, что уровень океана будет повышаться с той же скоростью, что и в настоящее время. Он, как известно, предсказывает, что к середине XXI столетия данное повышение составит лишь десятки сантиметров (по «максимальной» модели – 117 см, по минимальной – 5–24 см) (Океан..., 1989). В противоположность этим, в общем благополучным цифрам, реализация неустойчивости «морских» частей Антарктического ледникового покрова вследствие потепления угрожает повышением уровня океана на 5–7 м к середине XXI в. или даже раньше этого срока (Hughes, 1973; Mercer, 1978).

Реакция оледенения на предстоящие изменения климата

В числе причин колебаний уровня океана следует назвать и изменения горных ледников, однако лишь те из них, которые прямо или через речную сеть связаны с океаном. Такие ледники образуют основную массу горного оледенения; их суммарная площадь близка к 500 тыс. км² (World..., 1989). Но существуют и ледники, входящие в области внутреннего стока, из которых крупнейшая находится в Центральной Азии. Она включает горные оледенения Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, а также части ледниковых систем Каракорума, Цзяньшаня и Тибетского нагорья. Общая площадь ледников этой области близка к 40 тыс. км², из которых на долю Тянь-Шаня приходится 19 тыс. км².

Возможны разные подходы к прогнозу изменений горного оледенения. Наиболее распространенный состоит в расчете таяния, или абляции, по прогнозируемым величинам метеорологических характеристик (температуры воздуха и осадков), а также по расчету

динамики снеговой линии. В разных модификациях подобные расчеты будущего состояния оледенения сделаны для отдельных ледников (Поповнин, 1987), некоторых горных систем (Глазырин и др., 1990), больших территорий в области питания горных рек Тянь-Шаня (Диких, Диких, 1990), наконец, всех гор Средней Азии (Глазырин и др., 1986).

Решаемая здесь задача заключается в расчете не всего ледникового стока, а лишь той его части, которая составляет добавок стока в сравнении со стационарным балансом массы. Это означает, что в условиях потепления и деградации оледенения речь идет о расчете стока деградации R_d , который численно равен текущему (как правило, отрицательному) балансу массы. Величина R_d влияет на изменение уровня океана и изменение увлажненности территории. Расчет стока деградации состоит в использовании данных наблюдений за изменениями массы ледников, которая имеет тенденцию к уменьшению при потеплении.

В соответствии с наблюдениями на Тянь-Шане, в районах дисперсного оледенения площадь ледников в 1980-х годах сокращалась на 0,5 (Уваров, 1990), а в районах компактного оледенения – на 0,1% в год (Кузьмиченок, 1989). Исходя из этих цифр, для всей Центральной Азии сокращение площади оледенения можно принять равным 0,5% в год, а для остального, «малого» оледенения Земли, имеющего связь с океаном, сокращение площади принимается по 0,3% в год, хотя из-за островного положения ледников в Арктике и их куполообразной формы понижение высоты поверхности ледников может протекать крайне нелинейно.

Для оледенения Тянь-Шаня и гор Центральной Азии использованы измерения баланса массы за 1959–1989 гг. на ледниках Центральный Туяксу в Заилийском Алатау и № 1 в Китайском Тянь-Шане для районов дисперсного оледенения и на леднике Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане – для районов компактного оледенения (данные частично реконструированы). Большая скорость деградации всего оледенения Центральной Азии принята из того соображения, что при потеплении скорость деградации возрастает по мере роста степени континентальности климата, так как увеличивается вклад летнего баланса массы в изменение ее годового баланса и стока деградации. Такое явление связано с небольшим, но постоянным ростом доли зимних осадков в годовой сумме при потеплении и усилении циклонической активности в период зимнего антициклона. Кроме того, ледники континентальных районов испытывают тенденцию к уменьшению питания атмосферными осадками, как это видно на рис. 3.41. Уменьшение аккумуляции снега и потепление типичны для условий континентальных районов Центральной Азии. Это наиболее благоприятное сочетание объясняет аномально большие скорости деградации оледенения и величины стока R_d , как это следует из рис. 3.42.

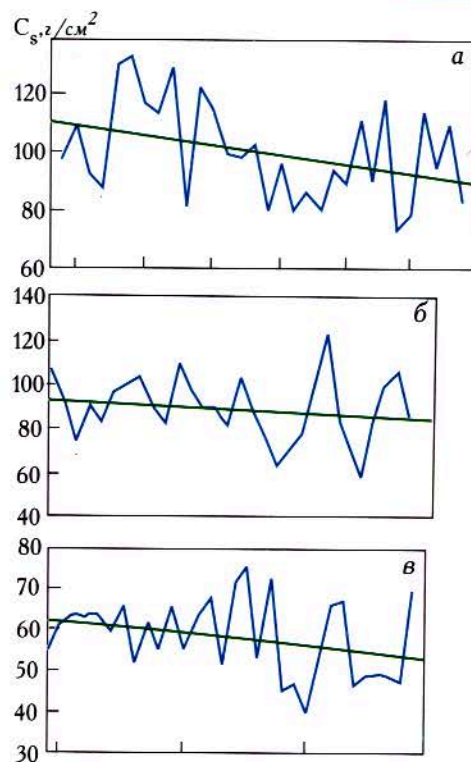


Рис. 3.41. Уменьшение годовой аккумуляции снега, C_s , на ледниках Центральный Туюксу в Заилийском Алатау (а), Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане (б) и № 1 в Китайском Тянь-Шане (в)

Для оценки стока деградации Rd и его тенденции у всего остального «малого» оледенения Земли взяты данные измерений баланса массы на ледниках Норвегии, поскольку эти продолжительные, наиболее точные измерения отражают средние условия возможной реакции оледенения на глобальное потепление. Оледенение прибрежных районов Скандинавии с типично морским климатом (Garseg, 1965) имеет сходство с режимом оледенения Берегового хребта США и Канады, прибрежных районов Аляски, Исландии, Шпицбергена и др. На рис. 3.43 показана тенденция увеличения стока деградации, рассчитанная по результатам измерений на шести ледниках. Сравнение этой осредненной тенденции принято для прогноза изменений всего «малого» оледенения общей площадью 500 тыс. км².

Исходя из тенденции изменения температуры воздуха по данным метеостанций Тянь-Шаня (рис. 3.44) и предполагая в последующем

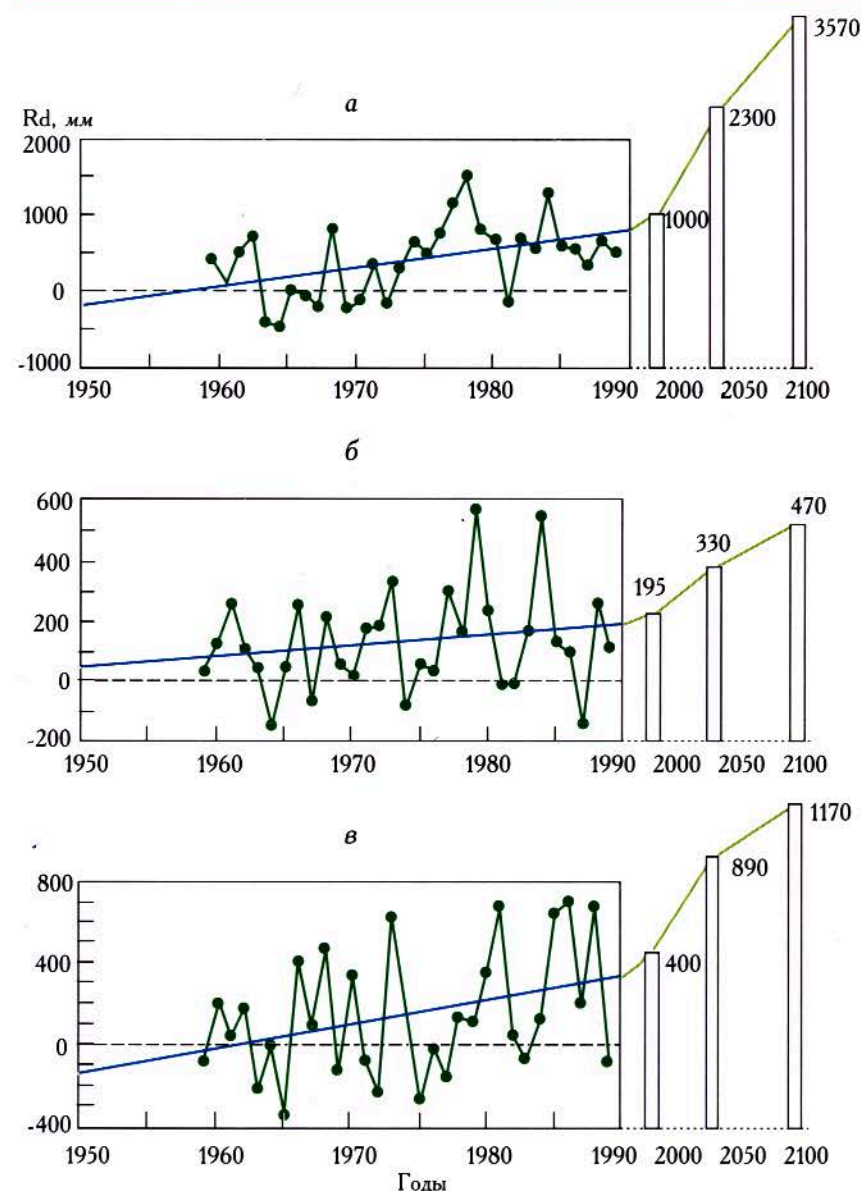


Рис. 3.42. Современные тенденции стока деградации, Rd , и его прогнозируемые величины согласно этой тенденции, вычисленные по результатам измерений на ледниках Центральный Туюксу (а), Сары-Тор (б) и № 1 (в)

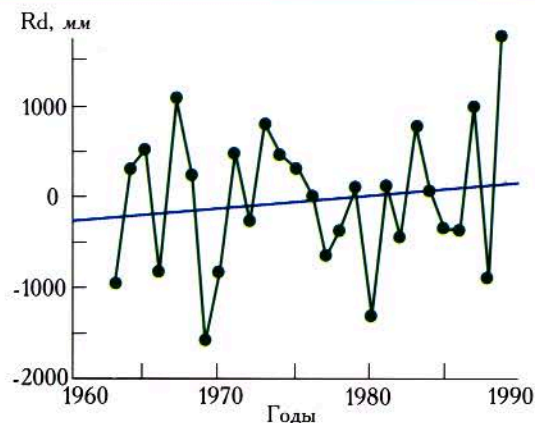


Рис. 3.43. Изменение стока деградации, Rd , за 1960–1990 гг. по данным расчета баланса массы шести норвежских ледников

тот же линейный тренд (линейная экстраполяция здесь, к сожалению, пока неизбежна), можно заключить, что в Центральной Азии средняя годовая температура к 2100 г. может повыситься на $1,5^\circ$, а к 2350 г. — на $4,5^\circ$.

С использованием этих сугубо ориентировочных цифр в таблицах 3.2 и 3.3 приводятся для Центральной Азии и всего «малого» оледенения Земли сокращение площади оледенения ΔS , изменение удельного стока деградации Rd и объема этого стока QRd , а также суммарный подъем уровня моря ΣSL .

Данные табл. 3.3 показывают, что на Тянь-Шане и в области внутреннего стока Центральной Азии очень быстро, а в более поздние периоды катастрофически быстро сокращается площадь оледенения, увеличивается интенсивность стока вследствие сокращения площади и быстро нарастает объем стока деградации. Максимальная величина приращения (по отношению к 1975 г.) произойдет к рубежу 2100 г., когда объем стока деградации увеличится в 3,3 раза. При продолжающемся потеплении объем стока деградации будет сокращаться.

Впечатляют масштабы сокращения площади оледенения. Оно сохранится только в наиболее высоких частях Центральной Азии, в массивах компактного оледенения. Возможно, темпы деградации будут еще более быстрыми из-за эффекта континентального усиления, т.е. уменьшения количества осадков и смещения его пика на весенне-зимнее время при ожидаемом потеплении.

При дальнейшем потеплении или сохранении климата вся территория, особенно ее низко- и среднегорная части, начнет превращаться в тип высокогорной пустыни, где при крайней засухливости будут

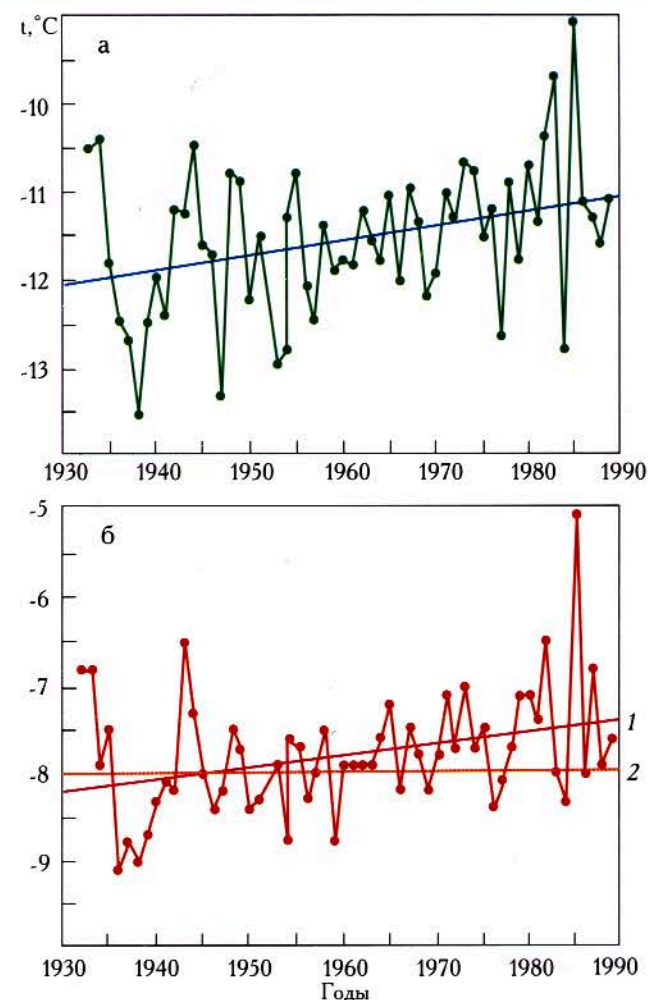


Рис. 3.44. Тенденции изменения средней зимней (а) и средней годовой (б) температуры воздуха, t , $^\circ\text{C}$, в высокогорье Внутреннего Тянь-Шаня за 1930–1990 гг.

1 — тенденция, 2 — средняя годовая

наблюдаться периодические неинтенсивные дожди и снегопады в весенне-летнее время.

Надо учитывать также крайне неблагоприятные условия для формирования талого снегового стока. Он резко уменьшится, и пик снеготаяния сместится на ранневесенние месяцы. В результате активизируются русловые процессы и фильтрация талых вод. Реальное

Таблица 3.2

Изменение оледенения на Тянь-Шане и в Центральной Азии при глобальном потеплении*

Год	Тянь-Шань			Центральная Азия	
	DS , тыс.км ²	Rd , м	QRd , км ³	DS , км ³	QRd , км ³
1975	19	0,35	5,25	40	14
2050	13,7	1,6	15,8	26,2	42
2100	11	2,4	17,5	19,8	47
2150	9,1	3	16,7	14,8	44
2200	7,5	3,6	15	11	40
2250	6,2	4,3	12,5	8,8	38
2300	5	4,9	10,2	7	34
2350	4,5	5	8,7	6,2	3

*Обозначения даны в тексте.

приращение стока горных рек будет меньше. Только благодаря безвозвратным потерям запасов ледников положение с водообеспечением не станет критическим.

Влияние деградации «малого» оледенения Земли начнет сказываться на повышении уровня океана уже к 2050 г., а дальше скорость приращения уровня океана за счет деградации начнет заметно возрастать (см. табл. 3.3). Этот период охватит 200–300 лет. «Малое» оледенение Земли будет быстро, практически катастрофически распадаться, и к 2350 г. его площадь сократится с 500 до 100 тыс. км². К этому времени ледники сохранятся лишь в горах Внутренней Аляски, на некоторых арктических архипелагах, во внутренних частях Патагонских ледниковых плато, в Каракоруме, Гималаях, отдельных частях Тибета и на самых высоких вершинах в горах умеренных широт.

Приведенный расчет скорости подъема уровня океана дает более высокие цифры по сравнению, например, с расчетами Г. Робина (Robin, 1986). По-видимому, это связано с достаточно грубыми допущениями при расчетах, в частности с допущением о линейном изменении площади оледенения при росте удельного стока деградации.

Судя по результатам приведенного анализа, изменения оледенения, связанные с «парниковым» потеплением климата, будут иметь в основном негативные геоэкологические последствия. Изменения структурно неустойчивых ледниковых покровов «морского» типа могут привести к их распаду, возможно, к катастрофическому, следствием чего будет сравнительно быстрое повышение уровня

Таблица 3.3

Изменение «малого» оледенения Земли, исключая оледенение области внутреннего стока Центральной Азии*

Год	Rd , м	DS , 10 ³ км ²	S , 10 ³ км ²	QRd , км ³	Изменения уровня моря	
					DSL , мм/год	SSL , мм
1975	0,07		500	35	0,1	1
1990	0,13	22,5	477,5	37	0,1	1,5
2000	0,28	14,3	463	130	0,4	2,5
2050	1,0	70,0	393	392	1,1	22,5
2100	1,7	59,0	334	574	1,6	79
2150	2,4	50,0	284	693	2,0	161
2200	3,1	43,0	241	762	2,2	261
2250	3,9	36,0	205	795	2,3	370
2300	4,6	61,0	144	662	1,9	484
2350	5,0	43,0	101	505	1,4	541

* S – площадь оледенения, Rd – сток деградации (сокращение на 0,5% в год от каждого последующего состояния), DSL – скорость подъема уровня моря из расчета 350 км³ на 1 мм подъема, остальные обозначения приводились в тексте.

океана (на 5–7 м за десятки лет), тогда как горное оледенение умеренных и субтропических широт перейдет в условия экстремального режима с резко отрицательным (до –3, –5 м/год) балансом массы и почти целиком исчезнет. Объем стока горных рек сильно сократится (из-за потери ледниковых ресурсов), что приведет к негативным для сельскохозяйственного производства последствиям.

Основы гляциологического прогноза

В 70-х годах я высказал мысль о том, что уже через 15–20 лет все больший вес будут приобретать те знания о Земле, которые станут стимулировать развитие научной мысли, подобно тому, как это случилось в начале столетия с физикой, направлявшей быструю эволюцию ряда фундаментальных дисциплин. Значение наук о Земле резко возрастает сейчас вследствие того, что именно они должны помочь найти решение одной из самых жгучих современных проблем, касаю-

щейся взаимоотношений природной среды и общества. В этой связи большое значение приобретает гляциологический прогноз. По существу, о таком прогнозе шла речь в предыдущем разделе.

Гляциологические прогнозы, как и другие виды географических прогнозов, подразделяются по заблаговременности прогнозируемых элементов нивально-гляциальных систем, пространственным масштабам, степени детерминированности.

По заблаговременности гляциологические прогнозы можно подразделить на краткосрочные, среднесрочные и долгосрочные.

Краткосрочные прогнозы охватывают один цикл режима гляциального объекта. Для ледников это балансовый год – цикл сезонного накопления и расхода льда, для лавин – период накопления снега на склоне и его быстрая разгрузка, для ледяного покрова рек и водоемов – время от его зарождения до разрушения. Краткосрочные прогнозы базируются на большом эмпирическом материале и, как правило, локальны.

Среднесрочные прогнозы охватывают период времени, превышающий основной режимный цикл, но не выходят за рамки характерного времени оборота массы в гляциальном объекте. К таким прогнозам можно отнести прогноз колебаний фронта ледников, частоту схода лавин в данном регионе и т.п.

Долгосрочные прогнозы охватывают период времени, превышающий характерное время оборота массы в объекте или системе. Такие прогнозы чаще всего бывают глобальными или региональными и базируются преимущественно на косвенной информации об общих физико-географических закономерностях. Примером служит предположение о катастрофическом разрушении Западноантарктического ледникового покрова.

В пространственном отношении прогнозы могут быть разделены на глобальные, региональные разных масштабов и локальные.

Глобальные прогнозы касаются предвидения состояния оледенения Земли в целом, отражений на оледенении климатических катастроф, и в том числе ядерной войны, нарастающих глобальных антропогенных воздействий (обогащение атмосферы двуокисью углерода или пылью).

Региональные прогнозы касаются предвидения состояния нивально-гляциальных систем в крупных регионах. В качестве примера можно назвать анализ связи колебаний оледенения отдельных секторов Арктики со сменой макроциркуляционных эпох и соответствующий прогноз в связи с предполагаемой метеорологами последовательностью их смены.

Локальные прогнозы касаются местных нивально-гляциальных систем и их элементов. В качестве примера укажу на прогноз усиления лавинной опасности на конкретном горнолыжном

склоне в результате угнетения растительности под лыжными трассами или прогноз возможности и сроков резких подвижек пульсирующих ледников.

Методы реализации гляциологических прогнозов делятся на детерминированные и вероятностные. При детерминированном прогнозе в качестве аргументов используются гляциологический или климатический параметр либо их набор; прогнозная модель строится на базе уравнений математической физики, механики, гидро- и термодинамики. К такому прогнозу относится прогноз стока с ледника по таянию на основе определения времени добегания талой воды по известному гидрографу ледникового стока.

При вероятностном прогнозе модель строится на теоретико-вероятностной основе. Результат заключается в количественно обеспеченном значении прогнозируемого явления или процесса, которые не определены ни во времени, ни в пространстве либо определены только в одной из этих категорий. Результат может быть детерминирован в пространстве, но не во времени, когда прогнозируется диапазон колебаний баланса массы или таяния ледника, либо он детерминирован во времени, но не в пространстве, когда прогнозируются дата вскрытия реки без указания места вскрытия, а также лавинная опасность в горах без указания конкретного лавиносбора или даже долины.

Учет инерционности процессов внешнего массоэнергообмена в гляциологическом прогнозе рассмотрим на примере горно-долинного ледникового бассейна Джанкуат на Центральном Кавказе, где на долю ледников приходится почти половина площади. В качестве метода изучения инерционности случайного процесса (это преобладающий тип для массоэнергообмена ледников) воспользуемся аппаратом автокорреляции. Все данные, по которым построены автокорреляционные функции, представленные на рис. 3.45, получены в результате проведенных в течение трех лет (1974, 1976 и 1977) детальных и достаточно точных измерений (Дюргеров и др., 1981). Здесь даны сглаженные нормированные функции, а их достаточно большое осреднение по времени не оставляет сомнений в надежности результатов.

Для коротковолнового баланса тающей ледниковой поверхности корреляционная связь выражена слабо, мала инерционность; через сутки коэффициент корреляции снижается до 0,4. Для температуры воздуха характерна несколько большая инерционность, что связано с продолжительностью прохождения воздушных масс над ледником. Значение коэффициента корреляции, равное 0,5, достигается при сдвиге по времени на 2 суток. Близок по инерционности к ходу температуры воздуха процесс таяния ледниковой поверхности в точке; та же величина коэффициента корреляции 0,5 достигается при сдвиге по времени 2,5 суток.

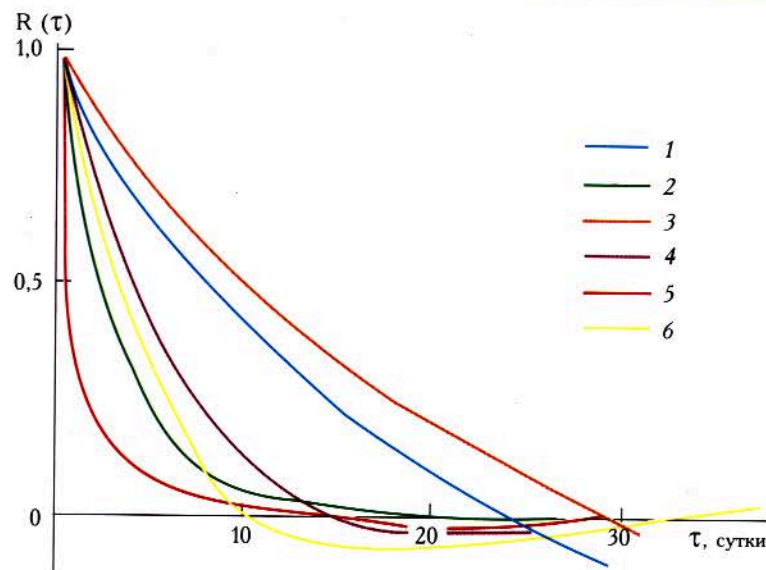


Рис. 3.45. Нормированные автокорреляционные функции параметров внешнего массоэнергообмена ледника Джанкуат на Центральном Кавказе

1 – баланс коротковолновой радиации, 2 – температура воздуха, 3 – таяние в опорной точке, 4 – таяние языка ледника, 5 – таяние всего ледника, 6 – сток воды с горно-ледникового бассейна, степень оледенения которого равна 48%

Дальнейшее усиление корреляционных внутрирядных связей обусловлено увеличением площади и массы тающей поверхности ледника. Так, для языка ледника инерционность системы близка к нулю при характерном времени 15 суток, а для всего ледника – в 25 суток. Наиболее инерционен в системе внешнего массоэнергообмена ледника сток; характерное время составляет 30 суток.

Высокая внутрирядная связность процессов таяния ледника и стока воды с него открывает широкие перспективы прогноза ледникового стока. Последнее качество широко используется в практике гляциогидрологических прогнозов (Голубев, 1976). Так, если за достаточно надежный критерий принять величину коэффициента корреляции 0,8–0,9, то прогноз стока по данным о температуре воздуха или таянии можно давать с заблаговременностью 2–4 суток.

Несравненно большей инерционностью обладают такие характеристики ледников, как положение фронта ледника, его размеры и форма. Их реакция на внешнее воздействие исчисляется годами для малых изотермических ледников и тысячами лет для ледникового покрова Антарктиды.

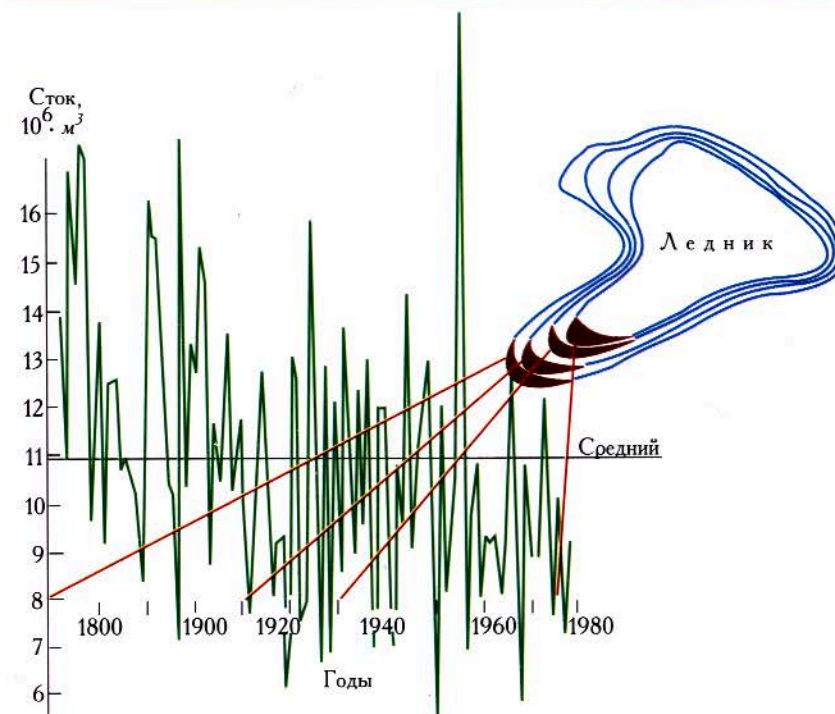


Рис. 3.46. Изменение ледникового стока в связи с деградацией ледника Джанкуат

Зачернены конечные морены

Анализ изменений ледниковых покровов служит элементом глобального гляциологического прогноза, тогда как в локальном прогнозе мы имеем дело с отдельными ледниками или небольшими ледниковыми системами. Пример такого прогноза приведен на рис. 3.46. Здесь реконструирован баланс массы горного ледника, который рассчитывался по данным о температуре воздуха летних месяцев и количестве атмосферных осадков за зиму, измеренных на метеорологической станции. Схема демонстрирует, как будет изменяться сток воды с ледника в стадии его преимущественного наступания или сокращения. В стадию отступления ледниковый сток уменьшается из-за сокращения площади ледников. Но в каждый период временного стационарирования фронта ледника, который фиксируют валы конечных морен, относительная величина стока возрастает. Возможно, к таким всплескам ледникового стока приурочены периоды наибольшей селевой активности и рельефообразующей деятельности ледников. При наступании ледников эта кривая «проигрывается» назад и служит основой прогноза ледникового стока.

Основой почти всех детерминированных расчетов и прогнозов внешнего массообмена ледников служит схема расчета абляции ледников с последующим переходом к аккумуляции на основе их равенства между собой на высоте границы питания ледников (Кренке, 1982; Ходаков, 1965, 1978). Между таянием снега и льда на ледниках и средней летней температурой воздуха существует связь, описываемая приближенно кубической формулой (см. вторую часть этой книги). Огромный эмпирический материал, как правило, подтверждает эту зависимость, хотя на локальном и региональном уровнях приходится оптимизировать коэффициенты формулы, а иногда переходить к расчету по линейным уравнениям. Тем не менее о многом говорит тот факт, что эмпирический и локальный по своей природе источник информации при его объединении показывает в общем глобальную картину изменений абляции ледников.

К настоящему времени разработана система методов расчета всех составляющих баланса массы ледников на основе метеорологических характеристик – средних многолетних или за данный год. С использованием этих подходов получен способ оценки полей норм составляющих баланса массы ледников для крупных ледниковых систем. При этом достаточно знать прогноз метеорологических факторов только одной из составляющих баланса массы. Другая (обычно аккумуляция) может быть рассчитана из сопоставления одной из составляющих (обычно абляции) с данными о топографии (высотном положении и форме) ледников. Переход к полям, характеризующим целые ледниковые системы, основан на концепции непрерывных полей характеристик этих, вообще говоря, дискретных систем, которые определяются факторами, имеющими непрерывные поля.

Карты полей характеристик ледниковых систем построены на все горные районы земного шара и приведены в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира. Подобные поля позволяют не только выявить особенности изменения норм аккумуляции в пределах ледниковых систем, но и построить поля осадков, заснеженности и стока в высокогорье, где прежде они строились крайне неточно на основе высотных зависимостей. Расчетные поля аккумуляции показывают направления влагопереноса, границы областей с разным генезисом осадков, струйный характер вторжения воздуха в горные страны и др.

И в заключение поговорим о методе вероятностного расчета и прогноза баланса массы ледников. Ряд сложных проблем внешнего массообмена ледников не может быть решен стандартными методами. Чтобы накопить достаточный ряд данных, который можно положить в основу расчета и прогноза по каждому исследуемому региону или отдельному леднику, необходим длительный ряд наблюдений. Такие длинные ряды наблюдений за составляющими внешнего массообмена ледников и сопутствующих метеорологических и гидрологических измерений имеются только для немногих ледников и ледниковых

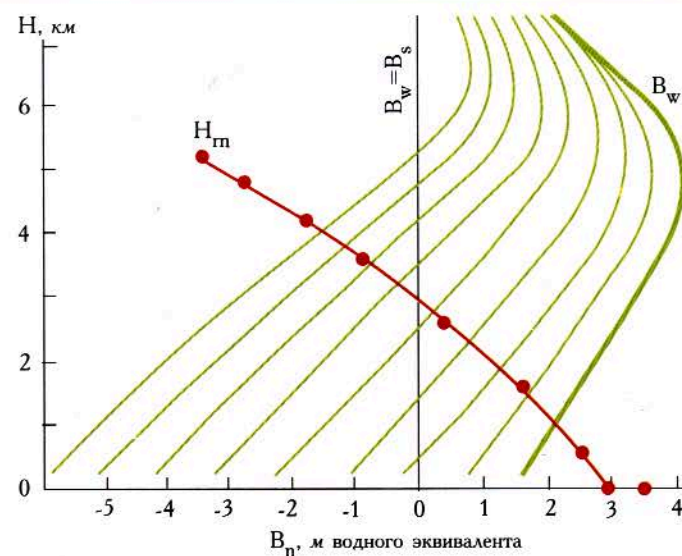


Рис. 3.47. Балансовые кривые, полученные по результатам измерений в течение одного года, показывают весь вероятный диапазон изменений годовых величин баланса массы ледника B_n в зависимости от абсолютной высоты и положения границы сезонного снега H_{cs} и границы питания H_{en} . B_w и B_s – соответственно зимний и летний баланс массы. Секундная линия показывает перемещение границы сезонного снега

районов. Кроме того, корреляция метеорологических параметров, особенно атмосферных осадков, с балансовыми показателями не всегда удовлетворительна. С учетом этих обстоятельств был разработан метод вероятностного расчета и прогноза (Дюргер, 1984).

Такой подход заключается в возможности использовать собственно гляциологические показатели, в которых интегрально отражены фоновые значения и изменчивость метеорологических параметров. Выяснено, что граница сезонного снега на ледниках отражает текущее состояние баланса массы и ледникового стока. Для многих ледников установлены надежные связи между высотой границы питания ледников H_{en} , соответствующей наивысшему положению границы сезонного снега H_{cs} в конце лета, и годовым балансом массы ледника B_n . Для получения таких соотношений нужны 20–50-летние наблюдения.

На рис. 3.47 схематически показано, как за один цикл экспедиционных работ можно получить соотношения, соответствующие многолетним. Аналогично тому, как граница питания H_{en} фиксирует годовой баланс массы ледника B_n в течение одного сезона абляции, граница сезонного снега H_{cs} фиксирует текущее состояние баланса

массы b_n от весны, когда масса ледника максимальна, к осени, когда баланс массы приближается к конечному в данном балансовом году. Практически можно измерять, например раз в несколько дней, баланс массы ледника и фиксировать границу сезонного снега. Пары этих текущих значений могут быть представлены как их конечные реализации.

Балансовые кривые на рис. 3.47 моделируют весь диапазон изменений баланса массы ледника в зависимости от абсолютной высоты. Представленная на рисунке кривая $H_{cz} = f(b_n)$ при определенных ее ограничениях в нижней и верхней частях может рассматриваться в качестве годовых значений, т.е. $H_{zn} = f(B_n)$. В конечном итоге мы можем кривую, полученную за ограниченный интервал времени, считать основой для последующего расчета и прогноза годового баланса массы ледника.

Этот вероятностный прогноз выполняют следующим образом. Предполагается нормальное распределение высот границы питания на леднике за многолетний период. Именно таким оказалось распределение этих высот на леднике Центральном Туюксуйском – единственном леднике с продолжительным рядом данных: 40 лет прямых наблюдений и 50 лет косвенных расчетов. Тогда для определения нужной кривой достаточно знать норму и среднее квадратичное отклонение. Норму можно рассчитать для любого ледника или снять с карт, а квадратичное отклонение достаточно постоянно для ледников определенных градаций интенсивности внешнего массообмена (морского, континентального, переходного климата) (Кренке, Шантыкова, 1978). Назначив величину отклонения, мы получаем обеспеченность определенных высот границы питания, а следовательно, через связи (типа показанных на рис. 3.47) и баланс массы ледника.

Такой подход можно применить к расчету и прогнозу изменчивости баланса массы целой ледниковой системы, если использовать гипсографические кривые. Предложенный метод также легко реализовать с помощью аэрокосмического мониторинга крупных ледниковых систем.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадд У.Ф., Макиннес Б. Дж.** Периодические подвижки ледника Медвежий и модель течения льда // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 32. 1978. С. 143–161.
- Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.А.** Предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6. С. 5–20.
- Взаимодействие** оледенения с атмосферой и океаном. М.: «Наука», 1987. 248 с.
- Войтковский К.Ф.** Продольные напряжения сжатия в пульсирующем леднике // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 32. 1978. С. 117–123.
- Глазырин Г.Е., Перишуква М.М., Яковлева А.В.** Изменение оледенения хребта Кунгей-Алатоо при возможных изменениях климата // Тр. САНИГМИ. Вып. 136 (217). 1990. С. 113–119.
- Глазырин Г.Е., Раецк И.В., Щетинников А.С.** Изменение ледникового стока рек Средней Азии в связи с возможными изменениями климата // Тр. САНИИ. Вып. 117 (198). 1986. С. 59–70.
- Гляциологический словарь.** Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
- Голубев Г.Н.** Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
- Гросвальд М.Г.** Оледенение континентальных шельфов. Палеогеография. Т. 1 (Итоги науки и техники). М.: ВИНТИ, 1983. 166 с.
- Дезио А.** К2 – вторая вершина мира. М.: «Физкультура и спорт», 1959. 189 с.
- Делеур М.С.** Космические методы изучения снежного покрова Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 77 с.
- Диких А.Н., Диких Л.Л.** Водно-ледовые ресурсы Иссыккульско-Чуйского региона, их современное и будущее состояние // Водные ресурсы. 1990. № 4. С. 74–81.
- Диренфурт Г.О.** Третий полюс. М.: «Мысль», 1970. 302 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.** Новые данные о пульсациях современных ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 18. 1971. С. 191–218.

- Долгушин Г.Б., Осипова Г.Б.** Баланс пульсирующего ледника Медвежьего как основа прогнозирования его быстрых подвижек // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 32. 1978. С. 161–170.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.** Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., Стулов В.В.** Подвижка ледника Медвежьего в 1973 г. и основные черты предшествовавшей эволюции ледника // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 24. 1974. С. 77–86.
- Дюргеров М.Б.** Задача вероятностного прогноза баланса массы ледника и ледниковой системы // Материалы гляциол. исслед. Вып. 50. 1984. С. 133–144.
- Дюргеров М.Б.** Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: «Наука», 1993. 127 с.
- Дюргеров М.Б., Жук В.А., Пылев И.В.** Некоторые свойства временных рядов составляющих внешнего массоэнергообмена горно-ледникового бассейна // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 40. 1981. С. 95–102.
- Коновалова Г.И.** Современное оледенение гор Центральной Азии // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 19. 1972. С. 257–312.
- Котляков В.М., Поповнин В.В., Цветков Д.Г.** Некоторые предложения по оптимизации представления масс-балансовых данных в изданиях Всемирной службы мониторинга ледников // Материалы гляциол. исслед. Вып. 73. 1992. С. 161–167.
- Кренке А.Н.** Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г.** О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 12. 1966. С. 153–164.
- Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н.** Использование высоты границы питания ледников в гидрометеорологических расчетах // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 34. 1978. С. 167–178.
- Кузьмиченок В.А.** Технология и возможности аэрофотографического картографирования изменений ледников (на примере оледенения хребта Акшийрак) // Материалы гляциол. исслед. Вып. 67. 1989. С. 80–86.
- Лосева И.А.** Современное оледенение внетропической части Южной Америки // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 14. 1968. С. 244–264.

- Мазо В.Л.** Ледники и ледниковые системы: неустойчивость и самоорганизация // Итоги науки и техники. Серия «Гляциология». Т. 7. М.: ВИНТИ, 1989. 150 с.
- Марчук Г.И.** /Ред. Программа исследований взаимодействия атмосферы и океана. Атмосфера, океан, космос – Программа «Разрезы». Т. 1 (Итоги науки и техники). М.: ВИНТИ, 1983. 60 с.
- Новое в терминологии** и расчетах баланса массы ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 21. 1973. С. 205–219.
- Океан наступает?** Парниковый эффект и поднятие уровня моря / Пер. с англ. под ред. П.А. Каплина. М.: «Прогресс», 1989. 368 с.
- Оледенение Памиро-Алая.** М.: «Наука», 1993. 256 с.
- Оледенение Урала.** М.: «Наука», 1966. 308 с.
- Осипова Г.Б., Цветков Д.Г.** Роль подпруживания в динамике сложных горных ледников. Ледники Бивачный и Сутран, Центральный Памир // Материалы гляциол. исслед. Вып. 86. 1999. С. 193–141.
- Осипова Г.Б., Цветков Д.Г.** Динамика пульсирующих ледников Гандо и Дорофеева в 1972–1991 гг. // Материалы гляциол. исслед. Вып. 90. 2001. С. 193–198.
- Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Бондарева О.Л., Морозов В.Ю.** Возможности аэрофотографического мониторинга пульсирующих ледников (на примере ледника Медвежьего, Западный Памир) // Материалы гляциол. исслед. Вып. 68. 1990. С. 149–156.
- Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Щетинников А.С., Рудак М.С.** Каталог пульсирующих ледников Памира // Материалы гляциол. исслед. Вып. 85. 1998. С. 3–136.
- Основные положения** по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 22. 1973. С. 199–222.
- Осокин Н.И.** Опыт составления карты продолжительности залегания снежного покрова по данным искусственных спутников Земли // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 28. 1976. С. 125–128.
- Поповнин В.В.** Проблема долгосрочного прогнозирования эволюции горного оледенения и вариант ее решения для ледника Джанкуат // Оценка и долгосрочный прогноз изменения природы гор. М., 1987. С. 128–145.
- Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н.** Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: «Наука», 1983. 169 с.

- Тимашев Е.В.** Исследование ледника Гандо в 1948 г. // Победенные вершины. Год 1949. М.: Географиз, 1949. С. 62–102.
- Уваров В.Н.** Пространственно-временная изменчивость и расчет баланса массы ледников Зайлийского Алатау. Автореф. канд дисс. М., 1990. 20 с.
- Ходаков В.Г.** О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха // Метеорология и гидрология. 1965. № 7. С. 48–50.
- Ходаков В.Г.** Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: «Наука», 1978. 194 с.
- Цветков Д.Г., Соротокин М.М.** Колебания скорости движения языка ледника Медвежьего в период его восстановления (1974–1979 гг.) // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 41. 1981. С. 133–142.
- Чижов О.П.** Оледенение Северной полярной области. М.: «Наука», 1976. 240 с.
- Шумский П.А., Михалев В.И., Цветков Д.Г.** Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 20. 1972. С. 35–69.
- Ahlmann H.W.** Glaciological research on the North Atlantic Coasts. Roy. Geogr. Ser. № 1. London, 1948. 83 p.
- Ageta Y., Higuchi K.** Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in Nepal, Himalaya // Geogr. Annaler. Vol. 66 A. № 3. 1984. P. 249–255.
- Broecker W.S.** Climatic change: are we on the brink of a pronounced global warming? // Science. Vol. 189. 1975. P. 460–463.
- Combined** heat, ice and water balances at selected glacier basins: a guide for compilation and assemblage of data for glacier mass-balance measurements. Paris, UNESCO/IASH, 1970. 20 p.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C., Jr.** Climatic record revealed by the Camp Century ice core // Late Cenozoic Glacial Ages. Yale Univ. Press, 1971. P. 37–56.
- Denton G.H., Hughes T.J.** eds. The last great ice sheets. New-York: Wiley-Intersciences, 1981. 477 p.
- Dyrgerov M.B., Bahr D.B.** Correlation between glacier properties: finding appropriate parameters for global glacier monitoring // Journ. of Glaciology. Vol. 45. № 149. 1999. P. 9–16.
- Garseg T.** Norges Klima // Hovedfagsoppgave. Geogr. Inst. Universitat i Oslo, 1965. P. 57–76.

- Hewitt K.** Glacier surges in the Karakoram Himalaya (Central Asia) // Canad. Journ. of Earth Sciences. Vol. 6. Pt. 2. 1969. P. 1009–1017.
- Hughes T.** Is the West Antarctic ice sheet disintegrating? // Journ. of Geophys. Research. Vol. 78. № 33. 1973. P.7884–7910.
- Mayo L.R.** Glacier mass balance and runoff research in the USA // Geogr. Journal. Vol. 66 A. № 3. 1984. P. 215–227.
- Mayo L.R., Meier M.F., Tangborn W.V.** A system to combine stratigraphic and annual mass-balance systems: a contribution to the International Hydrological Decade // Journ. of Glaciology. Vol. 11. № 61. 1972. P. 3–14.
- MacAyeal D.R.** Large-scale ice flow over a viscous basal sediment theory and application to ice stream B, Antarctica // Journ. of Geophys. Research. Vol. 94. № B4. 1989. P. 4071–4087.
- Mass-balance terms** // Journ. of Glaciology. Vol. 8, № 52, 1969. P. 3–7.
- Mercer J.H.** West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster // Nature. Vol. 271. 1978. P. 321–325.
- Osipova G.B., Tsvetkov D.G.** Kinematics of the surface of a surging glacier (comparison of the Medvezhiy and Variegated glaciers) // Intern. Assoc. Hydrol. Siencies. Publ. № 208. 1991. P. 345–357.
- Østrem G., Brugman M.** Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work. Saskatoon, Saskatchewan. Environment Canada. National Hydrology Research Institute, 1991 (NPRI Science Report 4). 224 p.
- Raynaud L., Vallon M., Martin S., Letreguilly A.** Spatic temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas // Geogr. Journal. Vol. 66 A. № 3. 1984. P. 239–247.
- Robin G. de Q.** Initiation of glacier surges // Canad. Journ. of Earth Sciences. Vol. 6. №4. 1969. P. 919–928.
- Robin G. de Q.** Changing the sea level // The impact of an increasing atmospheric concentration of carbon dioxide on the environment. WMO/ICSU/ UNEP, 1986.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.** Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during Northehm Hemisphere ice-sheet growth // Science. Vol. 204. № 389. 1979. P. 173–175.
- Weertman J.** Deformation of floating ice shelves // Journ. of Glaciology. Vol. 3. № 21. 1957. P. 38–42.
- Weertman J.** Stability of junction of an ice sheet // Journ. of Glaciology. Vol. 13. № 67. 1974. P. 3–11.

Wissman H., Flohn H. Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien; aktuelle Schneegrenze und Sommerklima. Abhandl. 1. math.-naturwiss. Klasse Akademie d. Wiss. und Literature. № 14. Wiesbaden, 1959. 431 S.

World Glacier Inventory. Status 1988. IAHS (ICSU) – UNEP – UNESCO, 1989. 498 p.

Часть четвертая СНЕГ И ЛЕД В ЖИЗНИ ЛЮДЕЙ

Снег считают саваном омертвевшей природы: но он же служит первоупутем для жизненных припасов. Так разгадайте же природу!

Козьма Прутков

Мощь человеческого разума сводится на нет, если сам человек ставит жесткие границы своей пытливости.

Норберт Винер

Глава 1

РАЗВИТИЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИДЕЙ В СССР И РОССИИ

Современное представление о гляциологии как науки о всех видах природных льдов сменило прежнее, более узкое понимание гляциологии лишь как науки о ледниках. Расширение круга изучаемых ею объектов было обусловлено тем, что все главные проблемы оледенения, практического использования и преобразования льдов на Земле затрагивают не только ледники, но также снежный покров, морские, речные и подземные льды, наледи и т.п. В гляциологии сформировался ряд отраслей, каждая из которых занимается отдельными видами природных льдов (рис. 4.1).

Во все времена главное внимание гляциологии сосредотачивалось на ледниках – самых крупных снежно-ледовых образованиях. К середине XX в. окончательно оформилась динамическая гляциология. Корни ее уходят в середину XIX в., когда течение льда в ледниках рассматривалось поочередно как проявление вязкости, пластичности и ползучести. В 50-е годы был предложен степенной закон течения льда – закон Глена, который лежит в основе расчетов течения льда в ледниках.

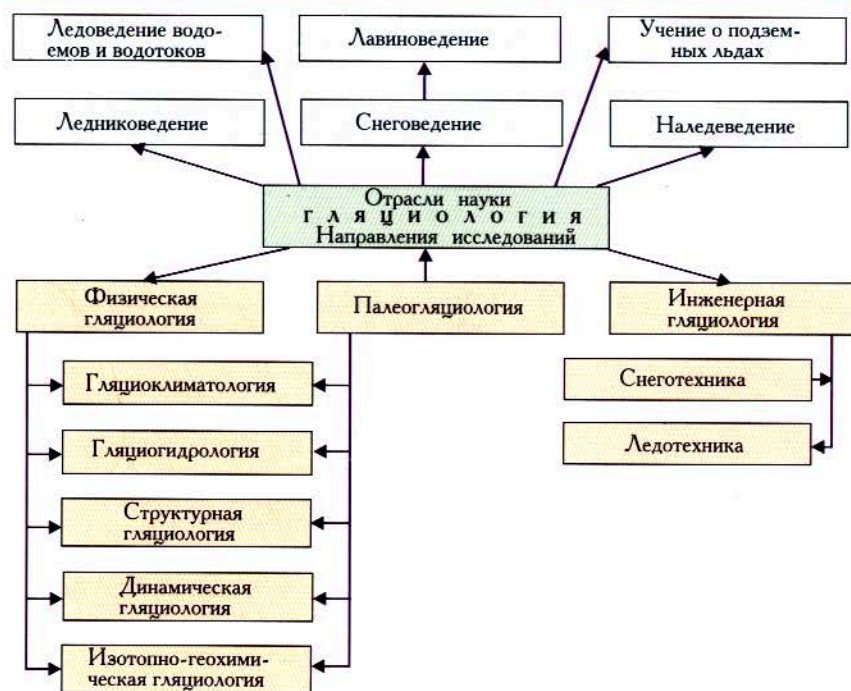


Рис. 4.1. Отрасли гляциологии и направления гляциологических исследований

На рис. 4.2 представлено древо гляциологии. Главными стволами служат геология и физика, производные от них – климатология, геоморфология и гидрология. Сплетения разных «ветвей» образуют современную сложную структуру науки о природных льдах – сочетание отдельных ее отраслей и основных направлений исследований.

Особенно быстро гляциология развивалась в XX столетии. С каждым десятилетием наряду с прежними возникают новые задачи и внедрялись методы, приводящие к формированию отраслей и направлений исследований. В 20-е годы благодаря усилиям немецких и швейцарских ученых значительное развитие получила гляциогеодезия. В 30-е годы в скандинавских странах зародилась гляциометеорология. В 40-е годы в ряде европейских стран был дан толчок к развитию гляциогидрологии. 50-е годы стали эпохой рождения структурной гляциологии, главный вклад в которую внесли советские и американские ученые. В 60-е годы усилия в основном советских и английских исследователей привели к рождению динамической гляциологии, а работы американских инженеров принесли первые успехи в глубоком бурении льда. 70-е годы отмечены бурным разви-

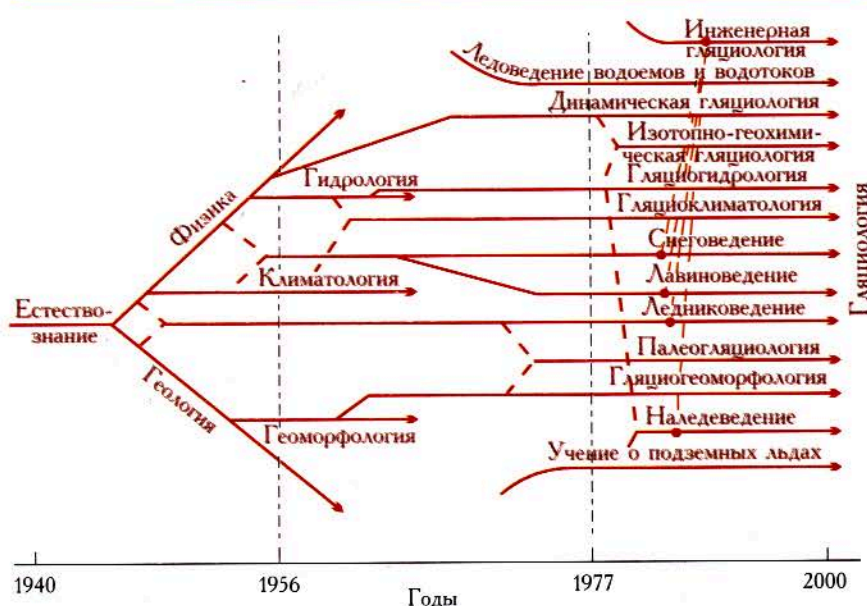


Рис. 4.2. Древо гляциологии

тием изотопно-геохимической гляциологии, и здесь следует отметить пионерные исследования датских и французских ученых. 80-е и 90-е годы – это время развития космической гляциологии, о которой говорится в третьей части этой книги.

Главные достижения XX века

Проблемы снега и льда попали в сферу интересов российской науки более 200 лет назад, во времена М.В. Ломоносова. Россия стала родиной науки о снежном покрове, основы которой были заложены в 1880-х годах А.И. Воейковым. С 1891 г. в России проводятся снегомерные съемки. Тогда же стала разрабатываться проблема снежных заносов, создается теория метелей (Н.Е. Жуковский). Еще в прошлом столетии систематизированы сведения о замерзании и вскрытии рек (К.С. Веселовский, М.А. Рыкачев). В начале XX в. разработаны теоретические основы образования речных заторов, формирования внутриводного льда и других особенностей режима рек. Начало изучения морских льдов в России связано с именами С.О. Макарова, А.Н. Крылова, Н.Н. Зубова.

В XVIII в., после находок на севере Сибири во льду остатков мамонтов, начаты наблюдения за погребенными льдами, а с исследо-

ваний Э. Толля (конец XIX в.) возникла снежно-ледниковая гипотеза происхождения подземных льдов. Ее придерживался и М.И. Сумгин, разработавший в 1930-х годах классификацию этих льдов. По мере расширения исследований, организованных в эти годы в Сибири, утверждалась теория жильного льдообразования (П.А. Шумский, П.Ф. Швецов, Б.Н. Достовалов, А.И. Попов и др.).

С середины XIX в., параллельно с исследователями Альп, в России велись наблюдения за эрратическими валунами, моренными грядами, флювиогляциальными конусами, бараньими лбами, карами и троговыми долинами, в которых уже тогда были найдены следы геологической деятельности ледников прошлого. Эта позиция наиболее полное отражение нашла в известном труде П.А. Кропоткина (1876), в работах И.В. Мушкетова, А.П. Павлова, В.А. Обручева и др.

В 1880–1890-х годах по инициативе Русского географического общества в России создана ледниковая комиссия под руководством И.В. Мушкетова (подробнее см. во 2-й главе третьей части), возглавившая исследования ледников на Кавказе, Алтае, в горах Средней Азии. Первые каталоги ледников были составлены в 1911 г. для Кавказа (К.И. Подозерский) и в 1930 г. для Средней Азии (Н.Л. Корженевский).

Обширные гляциологические исследования в СССР были проведены во время Второго Международного полярного года (1932–1933). Экспедиции работали на ледниках Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня, Памира, а также на Полярном Урале, где впервые обнаружены современные ледники. На основе анализа полученных материалов С.В. Калесник сформулировал представление о хионосфере, которое прочно вошло в русскоязычную гляциологическую литературу и подверглось дальнейшей разработке и уточнениям (П.А. Шумский, М.В. Тронов, Г.К. Тушинский и др.).

Расцвет гляциологии в нашей стране приходится на послевоенные годы и связан с обширными исследованиями снежного покрова и ледников в периоды Международного геофизического года (1957–1959) и Международного гидрологического десятилетия (1965–1974). В 1961 г. формируется Советская секция гляциологии, которая раз в три года, а затем каждые четыре года проводит всесоюзные гляциологические симпозиумы: 1-й симпозиум состоялся в 1961 г. в Москве; 2-й – в 1962 г. в Алма-Ате; 3-й – в 1965 г. в Чолпон-Ате (Киргизия); 4-й – в 1968 г. в Терсколе (Кабардино-Балкария); 5-й – в 1972 г. в Ташкенте; 6-й – в 1976 г. в Алма-Ате; 7-й – в 1980 г. в Томске; 8-й – в 1984 г. в Таллине; 9-й – в 1988 г. в Тбилиси. После распада СССР Секция гляциологии преобразуется в Гляциологическую ассоциацию, в которую на добровольной основе входят гляциологи всех бывших республик Советского Союза. Традиция гляциологических симпозиумов сохраняется: 10-й прошел в 1993 г. в Обнинске; 11-й – в 1996 г. – в Пушино; 12-й – в 2000 г. в Дубне.

С 1961 г. регулярно публикуются «Материалы гляциологических исследований», представляющие собой академический журнал. К концу 90-х годов издано почти 90 выпусков. В этом издании публикуются ежегодные аннотированные библиографии русскоязычной литературы по гляциологии, опубликованы также библиографические сводки за 1956–1980 и 1981–1990 гг. (Котляков и др., 1983–1984, 1994).

В этом разделе я кратко излагаю некоторые идеи в области изучения ледников, снежного покрова и палеогляциологии, впервые высказанные или детально разработанные в нашей стране во второй половине XX в.

Хионосфера, энергия оледенения и зоны льдообразования на ледниках. Введенное еще в 30-х годах С.В. Калесником (1939) понятие хионосферы стало объектом широкой дискуссии в СССР в начале 60-х годов. Ныне хионосфера понимается как часть тропосферы, в пределах которой на поверхности суши при благоприятных условиях рельефа возможно зарождение и существование ледников. Некоторая отвлеченность понятия «хионосфера» и огромная роль местных особенностей рельефа в существовании ледников дали основание Г.К. Тушинскому (1963) предложить понятие «уровень 365», т.е. такого уровня в горах, где снег лежит круглогодично. Этот уровень легко рассчитывается на основе экстраполяции данных горных метеорологических станций.

М.В. Тронов (1949, 1954) ввел понятие ороклиматической базы оледенения и предложил принцип соответствия форм рельефа, вмещающих ледники, для тех возможностей оледенения, которые дает климат. По Тронову, любая форма рельефа оказывает благоприятное воздействие на оледенение лишь при определенных климатических условиях или в определенных пределах их изменений. Например, наблюдается полное соответствие климата, рельефа и оледенения, когда при низком положении границы питания цирк определенных размеров целиком заполняется стекающими с его склонов ледниками; цирк меньших размеров в тех же климатических условиях ограничивает возможные размеры ледника, а в цирке очень большом и глубоком при том же положении границы питания вместо одного большого ледника может разместиться несколько меньших.

Ранее М.В. Тронов (1948) ввел понятие устойчивости ледников как их способности сопротивляться «ухудшающимся» климатическим условиям. Эта способность проявляется в замедленном темпе отступления данного ледника и в длительном существовании отдельных ледников, в то время как другие могут исчезнуть вовсе.

К 90-м годам введенное М.В. Троновым понятие устойчивости ледников трансформировалось и рассматривается ныне как способность ледника или ледниковой системы самопроизвольно восстанавливать стационарность после того, как они выведены из равновесного

состояния действием не слишком сильных возмущений – например, нетипично высокой или нетипично низкой абляцией на протяжении нескольких сезонов. Аналогично устойчивостью ледников определяется сравнительно быстрое восстановление их размеров на вершинах вулканов после частичного разрушения ледников вследствие вулканического извержения.

Как видим, 40-е и 50-е годы – это эпоха качественного объяснения сложного поведения ледников в условиях изменяющихся характеристик климата и рельефа. На заре своего творчества П.А. Шумский публикует брошюру «Энергия оледенения и жизнь ледников» (1947). В ней формулируется одно из важнейших в современной гляциологии понятие «энергии оледенения» как вертикального градиента удельного баланса массы ледников, представляющего собой сумму градиентов годового прироста и убыли льда. В середине 50-х годов появляется самая крупная книга П.А. Шумского «Основы структурного ледоведения» (1955), где даны классификации структур и текстур природных льдов, основы учения о типах и зонах льдообразования, их связях с климатом.

П.А. Шумский предложил систему зон льдообразования, т.е. участков на ледниках, где интенсивность и ход льдообразования разные, что приводит к неодинаковому строению фирново-ледяной толщи и разной скорости превращения фирна в лед. Эти зоны служат отражением высотной поясности в ледниковых условиях. С 50-х годов в русскоязычной литературе применяется исключительно система зон льдообразования, предложенная П.А. Шумским и включающая следующие зоны: рекристаллизационная (снежная), рекристаллизационно-режеляционная (снежно-фирновая), холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая), теплая инфильтрационно-рекристаллизационная (теплая фирновая), инфильтрационно-конжеляционная (зона наложенного льда), область абляции.

В эти же годы появляется серия работ Г.А. Авсюка (1955) с результатами его исследований температурного состояния ледников. Г.А. Авсюк усовершенствовал геофизическую классификацию ледников Х. Альмана и выделил особый, континентальный тип ледников. Он показал, что ледники континентального типа отличаются от «морских» не только по температурному режиму и механизму льдообразования, но и по структуре теплового баланса в период абляции.

Снежный покров, метелевый перенос снега и лавины. В области снеговедения в 40-е и 50-е годы основные задачи были связаны с обеспечением гидрологических прогнозов, изучением территориального размещения снеготаяния, процессов таяния и водоотдачи из снега. Наибольший вклад в решение этих задач внес П.П. Кузьмин. Он, в частности, разработал ряд способов определения интенсивности снеготаяния на равнине и в горах на основе теплового и водного балансов и предложил методики расчета снеготаяния по

данным метеорологических наблюдений на сети. Он исследовал скорость оседания (уплотнения) и водоудерживающую способность снега (Кузьмин, 1961). П.П. Кузьмин (1947) рассматривал также метод теплового баланса как универсальный при изучении процессов снеготаяния и предложил способы расчета каждой из составляющих по сетевым метеорологическим показателям.

Велик вклад России в изучение метелей. В 50–70-х годах важнейшие результаты получил А.К. Дюнин. Он провел серии полевых экспериментов, создавал искусственную метель в аэродинамических трубах, исследовал форму и размеры метелевых частиц, их механическую прочность и способность к возгонке. Применение единых динамических уравнений с учетом межфазовых переходов и негравитационных массовых сил позволило А.К. Дюнину (1959) выделить исчерпывающий набор критериев подобия и судить о малости влияния этих факторов на транспортирующую способность метели. Основным безразмерным критерием, связывающий транспортирующую способность с его кинематикой, оказался общим для метелей, пыльных бурь и движения речных наносов.

В 70-х годах А.К. Дюнин обратился к так называемым сверхсильным метелям. Он обобщил результаты экспериментов с искусственными метелями в масштабе 1:1 в специальных аэродинамических каналах при очень больших скоростях ветра (Дюнин, 1974). Эти эксперименты не подтвердили правоты лимитной и диффузионной теорий, согласно которым общий твердый расход метелей при возрастании их скорости либо стремится к некоторому пределу, либо, наоборот, растет в геометрической прогрессии за счет диффузии снега снизу вверх до высоты сотен метров, что предполагали австралийские исследователи. А.К. Дюнин доказал приземный перенос снега при дефляционной метели, что позволяет легко отделить эффект дефляции снега от эффекта метели при снегопаде и тем самым облегчает сложную задачу исследований метелей в резко пересеченном рельефе.

В 60-е годы стали ясны особенности метелевого переноса и снегонакопления в горах. В.Г. Ходаков (1967) на основе своих работ на Полярном Урале проанализировал распределение максимальных снеготаяний в горах и на прилегающих равнинах, доказав, что величины снегонакопления здесь в 2–3 раза больше, чем полагали ранее. Тогда же было доказано, что благодаря метелевому переносу снега и сходу лавин на горных ледниках обычно накапливается снега больше, чем на окружающих пространствах, т.е. происходит концентрация снега на ледниках.

60-е годы стали и временем интенсивных исследований снежных лавин. На Эльбрусе, в Хибиных и на Сахалине были построены специальные установки для исследования силы удара и воздушной волны лавин; обсуждались многие модели устойчивости снега на склонах гор. Особый интерес вызывает разрушительная воздушная волна

лавины. По поводу ее природы предложены две гипотезы. Ю.А. Якимов и И.Е. Шурова (1968) рассмотрели схему потока, сопровождающего снежную лавину в виде полукольцевого вихря над телом лавины. Они экспериментально подтвердили наличие мощного спутного потока и вертикальной струи на фронте лавины, способствующей образованию этого вихря. Взаимодействие концов вихря со склоном на основе автомодельных решений показало возможность резкой концентрации энергии и как результат – образования смерчевой структуры в этой области. Предложенная схема течений в воздушной волне позволяет объяснить локальный характер и масштабы разрушений.

В исследованиях С.С. Григоряна и Н.А. Урумбаева (1975) воздушная волна снежной лавины представляет собой снеговоздушный поток, образующийся в процессе движения и резкого торможения лавины. Его разрушительный характер проявляется только в пределах снеговоздушной волны, имеет прямолинейное движение и может не совпадать с направлением движения лавины.

Режим ледников и ледниковый сток. Задача массовых расчетов внешнего режима ледников (аккумуляции, абляции, баланса массы) по стандартной метеорологической информации была решена в 60-х годах А.Н. Кренке и В.Г. Ходаковым (1966). На базе обширного эмпирического материала они получили кубическую связь таяния ледников с температурой воздуха (см. 2-ю главу второй части этой книги), которая лучше всего проявляется как связь суммарного таяния за весь сезон абляции со средней летней температурой воздуха.

В 70-х годах в советскую литературу входит понятие полей гляциологических характеристик, выраженных числами, векторами или тензорами. Систематически понятие поля в гляциологию ввел П.А. Шумский в своей книге «Динамическая гляциология» (1969) для представления состояния отдельных ледников, трактуемых как совокупности полей. Спустя несколько лет была сформирована концепция о ледниковых системах и полях их характеристик, использованная при разработке методов расчета осадков и стока в горах и построении ряда карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира.

Гляциологический метод расчета снегонакопления и осадков в горах, а также ледникового стока изложен в статье А.Н. Кренке и Л.Н. Шантыковой (1978), а проблема расчета средних годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников получила развитие в работах И.В. Северского (1978). Он ввел понятие приведенной фирновой линии как синонима климатической снеговой линии на ледниках, рассмотрел методы расчета этого показателя и новые подходы к определению репрезентативности ледников – проблемы, обсуждаемой в советской гляциологической литературе со времени МГГ.

В 60-х и 70-х годах, в связи с работами на репрезентативных горно-ледниковых бассейнах по программе Международного гидрологического десятилетия, а затем Международной гидрологической

программы в Советском Союзе проведены обширные работы по гидрологии ледников. Концепция этого направления сформулирована Г.Н. Голубевым (1976), рассмотревшим вопросы накопления и режима воды в леднике в целом и в отдельных его частях (снежно-фирновой толще, поверхности льда, толще ледника, пространстве у ложа). Г.Н. Голубев ввел понятие динамических и квазистатических запасов воды в леднике, изучил общие закономерности накопления воды и развития системы дренирования ледника в течение гидрологического года.

В связи со все более глубоким пониманием процессов льдообразования в ледниках советские гляциологи еще в начале 60-х годов подошли к проблеме внутреннего питания ледников, под которым понимается повторное замерзание талой воды в толще фирна и льда, что с гидрологической точки зрения представляет объем талых вод, не участвующих в ледниковом стоке данного года.

Понятие о внутреннем питании ледников ввел П.А. Шумский (1964), предложив для его расчета повторно измерять плотность снежно-фирновой толщи, скорость ее оседания, поверхностные деформации растяжения–сжатия. Спустя некоторое время А.Б. Бажевым (1973 б) была разработана схема приближенного расчета внутреннего питания ледников по двукратным наблюдениям в контрольном шурфе – в начале и конце периода таяния или даже однократно с последующим досчетом.

Динамический и тепловой режим ледников. Еще в 40-х годах Н.Н. Зубов показал, что существует некоторая критическая мощность ледяной толщи, при которой на границе лед – ложе устанавливается температура плавления льда. В начале 60-х годов И.А. Зотиков (1963), опираясь на работы Н.Н. Зубова и Г. Робина, теоретически установил, что в Центральной Антарктиде идет непрерывное донное таяние ледникового покрова. Позже он оконтурил область такого таяния и говорил о возможном существовании подледных озер. Ныне наличие таких озер установлено дистанционным радиозондированием, а контуры крупнейшего подледного озера в районе станции Восток получены радарными наблюдениями со спутника.

В 60–70-х годах интересы П.А. Шумского сместились в область динамической гляциологии. В одной из статей (Шумский, 1962) он изложил основы теории внутреннего массоэнергообмена в леднике на базе четырех исходных уравнений термодинамики и механики сплошной среды: термодинамического уравнения состояния, уравнения непрерывности, уравнения движения и уравнения энергии. Позже в монографии «Динамическая гляциология» (1969) он привел наиболее полную систему уравнений, описывающих напряжения и деформации во льду, и нашел решения для расчета полей деформации и скорости движения льда в широком диапазоне условий и форм ледников.

Важное значение имели теоретические и экспериментальные исследования кинематики ледников, проведенные в 1960-х годах под руководством П.А. Шумского на леднике Обручева на Полярном Урале (Шумский и др., 1972). Были раскрыты причины и механизм колебания «нормальных» (не пульсирующих) ледников, введен ряд новых понятий – изохронные поверхности, кинематические границы; все это обогатило наши представления о движении льда в ледниках.

Работы Дж. Глена и других экспериментаторов послужили толчком для развития исследований по механике льда в Советском Союзе. Обширные эксперименты по деформированию поликристаллического льда выполнил К.Ф. Войтковский (1959). Он установил влияние структуры льда и его температуры в диапазоне от 0 до -40°C на скорость пластической деформации и определил параметры, характеризующие скорость деформирования льда при простом и сложном напряженном состоянии. Спустя 20 лет эти результаты стали основой объяснения К.Ф. Войтковским механизма ледниковых подвижек.

Впервые с пульсирующими ледниками советские гляциологи столкнулись в начале 60-х годов, когда в литературе о них еще почти ничего не было известно. В 1963 г. произошла подвижка ледника Медвежьего на Памире, и с тех пор Л.Д. Долгушин возглавил многолетние исследования динамики пульсирующего ледника на протяжении полного цикла пульсации (1963–1973 гг.). Создана кинематическая модель поведения пульсирующего ледника в стадии подвижки и стадии восстановления (Долгушин, Осипова, 1978). На этой модели разработаны принципы прогнозирования подвижек ледника по скорости достижения им критического состояния (критической массы льда) в стадии восстановления. Основанный на этих принципах прогноз подвижки ледника Медвежьего в 1973 г. оправдался с точностью до одного года.

Прошлые оледенения Земли. В.Г. Ходаков (1968) разработал оригинальный метод расчета развития наземных четвертичных ледниковых покровов, используя эмпирические связи ряда гляциологических и гляциоклиматических показателей современных ледниковых покровов и датированных границ древнего ледника. Свой метод он успешно применил для расчета Скандинавского ледникового покрова в позднем плейстоцене.

Значительное место в палеогляциологической литературе занимает творчество М.Г. Гросвальда. Так, в начале 60-х годов он начал цикл исследований в Советской Арктике, и уже на первом этапе этих работ прозвучала его идея покровного оледенения всего Баренцево-Карского шельфа (Гросвальд, 1977). В последующем, с появлением новых данных позиция М.Г. Гросвальда эволюционировала в сторону расширения масштабов оледенения Северной Евразии. Гипотетический плейстоценовый ледниковый покров сверхкрупных размеров, который многократно возникал в атлантическом секторе Северного

полушария, распространяясь на всю Арктику и значительную часть умеренных широт, он назвал Панарктическим ледниковым покровом (Гросвальд, 1983).

В конце 70-х – начале 80-х годов М.Г. Гросвальдом совместно с А.Ф. Глазовским (1983) выполнены важные исследования ледниковой эрозии материковых окраин, которые доказали, что фьорды служат продолжением ледниковых (троговых) долин суши, а сами они переходят в желоба-троги (термин, введенный в гляциологический лексикон Гросвальдом и Глазовским) соседних гляциальных шельфов. Авторы показали, что скорость экзарации во фьордах составляет $3\text{--}5\text{ мм/год}$, что как минимум на порядок выше скорости экзарации внутренних частей материков.

Итак, преобладание описательных работ, характерное для первой половины нашего столетия, в 50-х годах сменилось массовыми измерениями нивально-гляциальных явлений и процессов, достигшими своего пика в период МГТ и МГД. Полученные результаты, в которых особенно выделяются балансовые и гляциоклиматические, а затем радиолокационные и геохимические, дали толчок развитию теорий гляциологии – как математической, так и географической. Венцом этого последнего периода стало создание Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (1997), обобщившего не только сумму всех современных знаний о снеге и льде, но и воплотившего наши сегодняшние представления о характере природных процессов и особенностях нивально-гляциальной зоны.

Вместе с тем стала ясна необходимость перехода от традиционных экспедиционных исследований к постановке эксперимента в природе. Под такими экспериментами понимаются целенаправленные исследования на эталонных объектах с заранее заданными граничными условиями и единой программой наблюдений за рядом избранных параметров, характеризующих течение основных процессов и режим главных объектов нивально-гляциальных систем, с широким использованием дистанционных методов и вычислительной техники.

Перспективы гляциологии в XXI веке

Результаты экспериментальных исследований в природе должны стать базой для разработки математических моделей снежно-ледовых тел и явлений, позволяющих правильно понимать физические закономерности их изменений и на этой основе выполнять необходимые расчеты. Из многообразия гляциологических задач выделю главные, которые определяют развитие науки на ближайшие годы и дадут, по моему мнению, реальный выход в географию, геофизику и в решение прикладных задач.

1. Эволюционная теория и модели развития гляциосферы Земли. базирующаяся на достижениях наук о Земле – теории тектоники плит, динамики океана и атмосферы, общей эволюции природы. В основе такой теории должны лежать законы эволюции гляциосферы: теория тепломассообмена снежно-ледовых объектов с учетом широтной зональности и высотной поясности нивально-гляциальных систем; динамика снежно-ледовых образований; цикличность оледенений; закономерности взаимодействия снежно-ледовых образований с атмосферой, океаном, литосферой и биотой, а также с человеческим обществом. Практическим следствием такой теории станет гляциологический прогноз разного масштаба как составная часть общего прогноза природной среды. Для построения подобной теории необходимо изучить закономерности эволюции ледниковых систем при заданных изменениях климата разной амплитуды и продолжительности, включая изменения площади, типологии и дисперсности оледенения, подобие полей параметров режима ледников и ледниковых систем, синхронность высотного и зонального изменения снеговых границ и кромок льдов в океане.

Следующим этапом в изучении снежного покрова и ледниковых систем должны стать исследование и описание пространственной и временной изменчивости параметров внешнего и внутреннего массо-энергообмена гляциосферы на основе материалов стандартных гидрометеорологических измерений, данных опорной сети пунктов наблюдений на ледниках и аэрокосмических материалов. Результатом исследований будут математические и физико-статистические модели, позволяющие проанализировать антропогенное воздействие на гляциосферу. Итогом станет расчет размеров гляциосферы и параметров ее режима для разных интервалов времени, анализ реакции гляциосферы на изменение климата и антропогенные воздействия. На этой основе предстоит разработать краткосрочные, среднесрочные, долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы элементов режима гляциосферы и оценить ее экологическую роль.

Разработка эволюционной теории гляциосферы подведет нас к еще не решенной проблеме причин оледенений Земли и их колебаний, а также приблизит к решению вопроса об экологических последствиях колебательного характера оледенения.

2. Режим крупных масс льда и их взаимодействие с окружающей средой. Разработка сценариев глобальных изменений, связанных с активным воздействием человека на окружающую среду, выдвигает на первый план проблему динамики, режима и эволюции крупнейших ледниковых покровов современности. Новые методы исследования, и прежде всего спутниковая геодезия, наконец-то начинают давать весьма точные сведения об изменениях размеров и формы Антарктического и Гренландского ледниковых покровов, а глубокое бурение скважин с отбором и многосторонним анализом керна приносит

важные данные об их прошлом. При этом выясняется, что для интерпретации получаемых данных мы недостаточно знаем фундаментальные законы формирования и течения льда.

Поскольку возникновение, рост и метаморфизм ледяных тел определяются сложным комплексом факторов, надо разработать теорию формирования структуры ледяных образований при разных термодинамических условиях. В настоящее время при палеоклиматических реконструкциях обычно используются представления о зависимости скорости рекристаллизации от термических условий. Вместе с тем существенный, а иногда и ведущий фактор этого процесса – напряженное состояние льда, способное вызвать как ускоренный рост, так и дробление зерен. Поэтому возникает задача – установить закономерности рекристаллизации в зависимости от термического режима и напряженного состояния льда.

Остается актуальной задача изучения реологических свойств и механизмов течения льда в зависимости от масштаба динамических процессов в леднике. По-прежнему не известна реология льда на больших глубинах. До сих пор не решена проблема механических и физических свойств льда, находящегося под большим напряжением в течение десятков и сотен тысяч лет в основании ледниковых покровов, в том числе в талом состоянии. Лишь при изучении керна из нескольких глубоких скважин и инклинометрировании некоторых из них обнаружены противоположно направленное скольжение льда на разных глубинах, а также малый размер ледяных зерен и высокая анизотропия плейстоценового льда, делающая его по крайней мере на порядок более способным к деформациям, чем рекристаллизационный лед с хаотической структурой.

Возникает важная задача построения новых реологических моделей течения льда с учетом перестройки его структуры, разрывов сплошности и анизотропии. Эта задача не может быть решена при исследованиях лишь в единичных глубоких скважинах, которые сейчас бурят на ледниковых покровах с целью исследовать возможно более древний лед. С точки зрения реологических задач важнее пробурить несколько достаточно глубоких скважин вдоль одной линии тока. А это гораздо легче сделать на небольших арктических ледниковых куполах. В этих скважинах следует организовать систематические измерения напряжений во льду и изучить его петрографию.

К этой группе вопросов примыкает проблема изучения механизма взаимодействия ледника с подстилающими породами. В последние годы гляциология подошла к объяснению неоднородностей строения ледниковых покровов и возникновения в них струй. Такой подход еще острее ставит проблему взаимоотношения ледника с ложем. Необходимо исследовать зависимость подобного взаимодействия от масштаба явлений, выявить связь с сезонной и общей экспозицией сети подледниковых дренажных каналов и с общей площадью

контакта ледника с ложем, изучить природный диссипативный разогрев и таяние льда, талый придонный слой льда и слои, нагруженные мореной, механизм скольжения льда по ложу, которое даже под ледными струями может быть сложено рыхлой породой. Следует продолжать изучение накопления и движения воды в ледниках, роли воды в их движении.

Решить поставленные здесь вопросы можно лишь путем экспериментов: надо картировать сколы во льду, измерять деформации скважин, уровень воды в них, изучать пути движения воды и льда внутри ледника и фиксировать предвестники ледниковых пульсаций – изменения мутности талой воды, льдотрясения и пр.

3. Новые подходы к изучению снежного покрова и лавин. Сейчас на первый план выдвигается проблема разномасштабного мониторинга снежного покрова. На региональном уровне это – осреднение полей характеристик снежного покрова в пределах речных бассейнов площадью 100–1000 км², затем более крупных бассейнов – площадью до 10 тыс. км² и, наконец, крупной природной области или горного региона в целом. Подобные региональные обобщения лягут в основу рассмотрения глобальных моделей влияния снежного покрова на климат.

Для изучения динамики снежного покрова как блока глобальных климатических моделей нужны крупномасштабные исследования снежного покрова, при которых наблюдаемые параметры снега осредняются на территории 50 × 50 км. Подобные исследования стали возможными в результате массового использования космической информации. По снимкам со спутников и самолетов дешифрируются границы установления и схода снежного покрова, степень покрытия территории снегом, площади одновременного снеготаяния. Информацию независимо от погоды позволяет получить микроволновая радиометрия; в опытным порядке уже делаются оценки толщины снега, снегозапасов, влажности.

Широкое использование дистанционной информации о снежном покрове наряду с наземными измерениями позволяет поставить несколько новых задач: надо разработать методы дистанционного распознавания снежного покрова сквозь облачность; выявить алгоритмы для выделения полезной информации о снежном покрове из дистанционных, особенно спутниковых, измерений; развивать технику для совмещения авиа- и космических измерений с помощью дистанционных датчиков и наземных наблюдений; использовать спутниковые сенсоры видимого и микроволнового диапазона для картографирования снежного покрова; научиться распознавать снег и измерять его свойства в естественных, но сложных условиях – в лесах, расчлененном рельефе и пр.; организовать на крупных площадях мониторинг толщины снежного покрова, снегозапасов, влажности, альбедо, метелевых процессов, а также комплекса физико-механи-

ческих свойств, определяющих инженерные мероприятия по преобразованию снежного покрова.

Коренной перестройки требует подход к изучению лавин. Следует не просто усовершенствовать, а создать на новой основе автоматизированную систему наблюдений и обработки данных о снежном покрове в зоне зарождения снежных лавин. Методика прогноза снежных лавин, основанная на положениях теории вероятностей и математической статистики, на обработке и анализе ранее полученных данных, «срабатывает» далеко не всегда. Нужно внедрять физические принципы прогноза лавин, опирающиеся на оперативные данные о состоянии снега; для этого надо применять современные средства автоматики и телемеханики с обработкой на ЭВМ. Наряду с совершенствованием фоновых прогнозов лавин необходимо переходить к их прогнозу в конкретном лавиносборе как на базе методов опознавания, так и на основе дешифрирования полезных сигналов – предикторов электромагнитного излучения, возникающего в сложно-напряженном снежном покрове зоны зарождения лавин.

Следует искать новые конструктивные решения, материалы и аппараты воздействия для традиционных методов защиты от лавин. Наряду с этим надо вести дальнейшие поиски методов физического и химического воздействия на метаморфизм снежного покрова, чтобы научиться подавлять и полностью предотвращать процессы, приводящие к сходу лавин. Требуется активно развивать теорию и практику управления лавинным процессом, а для этого нужны новые методы физических и химических воздействий, базирующиеся на теоретических и экспериментальных исследованиях физики и термодинамики снега.

4. Создание геоинформационной системы «Гляциология». Будущие задачи гляциологии невозможно решить без создания автоматизированной системы сбора, хранения, обработки и распространения гляциологической информации. Создать широкую геоинформационную систему можно лишь на основе организации и последующего объединения региональных автоматизированных систем, базирующихся на трехуровневой системе наблюдений: наземной (полигоны, контрольные площадки), авиационной (съемки с борта вертолета, специальные подспутниковые наблюдения с самолетов-лабораторий) и, главное, космической, которая в основном будет представлена многозональной оперативной съемкой высокого и среднего пространственного разрешения.

Внедрение в практику подобных возможностей приведет к быстрому развитию количественных методов нивально-гляциальной индикации происходящих в геосфере изменений, в том числе и антропогенно обусловленных. Тогда гляциологические объекты станут важным звеном мониторинга других природных систем, например климатической.

Конкретные формулировки основных задач гляциологии и принципов их решения должны исходить из трех главных посылок: масштаба явления – глобального, регионального или локального; типа взаимодействия – с атмосферой, океаном, литосферой, биотой, а также с человеческим обществом; характера задачи – изучения строения, свойств, динамики снежно-ледовых объектов и пр. Каждая из подобных задач может иметь два аспекта: ресурсный и инженерный. Таким образом, формируется трехмерное пространство задач, ячейки которого в ближайшие десятилетия необходимо заполнить комплексами географических, геофизических и геохимических способов исследования, физико-математическими моделями, корреляционными связями.

Глава 2

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ И ХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЮДЕЙ

Как и всякая отрасль науки о природе, гляциология имеет инженерные проблемы, своими корнями уходящие в глубокую древность. Строительство из снега и льда издавна практиковалось народами Севера и Сибири, а в альпийских странах еще в средние века возводили сооружения для защиты от снежных лавин. В СССР инженерные задачи, связанные со снегом и льдом, пришлось решать уже в 30-е годы, когда началось освоение полезных ископаемых, лесных богатств, гидро- и ветроэнергетических ресурсов на севере нашей страны.

Во второй половине XX в. самостоятельное значение приобрела инженерная гляциология. Название этому направлению дал Г.К. Тушинский (Инженерная..., 1971). Прогноз и польза – вот что, по мнению Тушинского, должно быть свойственно любой естественнонаучной дисциплине, именно этого мы добиваемся в исследованиях по инженерной гляциологии.

Инженерная гляциология – это связующее звено между общей гляциологией, с одной стороны, комплексом технических наук и хозяйственной деятельности людей – с другой. Ее главные задачи – находить новые пути и способы целенаправленного воздействия на гляциальную среду, изучать воздействие этой среды на хозяйственные объекты, устанавливать географические закономерности подобных воздействий.

Объектами инженерной гляциологии служат существенно преобразованные или целиком искусственно созданные системы, в которых лед определяет их свойства, динамику и полезность. Инженерная гляциология разрабатывает эффективные и рациональные средства воздействия на снег и лед, учитывающие специфику природных процессов, выбор средств и объем воздействия. При этом особая задача заключается в сохранении сложившихся связей в природе, обеспечивающих ее гармоническое развитие.

До сих пор чаще всего людям приходилось сталкиваться с негативными эффектами снежно-ледовых явлений – заносами, лавинами, весенними паводками на реках и пр., противодействие которым

требует значительных расходов. Поэтому к ним выработалось отрицательное отношение, однако в эпоху научно-технической революции при умелом контроле и управлении снежно-ледовые ресурсы могут принести большую пользу в обжитых «теплых» районах Земли. Снежно-ледовые ресурсы – это природные и природно-технические явления, объекты и процессы, непосредственно связанные со снегом и льдом, которые используются или могут быть использованы в обозримом будущем в хозяйственной деятельности.

Уже сейчас масштабы снежных мелиораций, особенно в нашей стране, чрезвычайно велики. Снежный покров сельскохозяйственных угодий – это часть агротехнической системы, в которой стремятся оптимально используется зимой его теплоизоляционные, а весной – водные свойства; при этом наибольшая прибавка урожая наблюдается в степной и особенно в сухостепной зонах. Снегонакопление и снегозадержание на придорожных полях комплексно решают и другую задачу – уменьшение снеготранспорта дорог. Искусственное «выснеживание» воздушной массы на подходе к крупному городу дает двойной экономический эффект – от снегонакопления на полях и снижения затрат на снегоуборку на городских улицах.

Снег как строительный материал широко используется при создании автозимников и временных взлетно-посадочных полос, играющих большую роль в освоении высокоширотных районов. Повышение качества покрытия, продление срока службы, уменьшение снеготранспорта этих сооружений – вот пути повышения их экономической эффективности. Среди других видов сооружений из снега широко известны горнолыжные трассы и ледяные скульптурно-архитектурные ансамбли. Смоченный водой и замороженный снег обладает достаточной прочностью для создания временных инженерных сооружений – мостов, пирсов, хранилищ и т.п., а рыхлый снег как природный теплоизолятор может использоваться для предотвращения промерзания почв и водоемов, утепления зданий и тепличных комплексов.

В холодных областях, где зима длится несколько месяцев в году, а морозы достигают большой силы, снег и лед служат хорошим строительным материалом, используемым в разных отраслях хозяйства. Опыт строительства из снега и льда накоплен народами Севера и Сибири. Среди инженерных сооружений из льда все более широко используются ледяные дамбы и плотины, т.е. ледяные массивы в форме усеченной пирамиды для защиты от высоких паводков, ледохода и наледей. Такую же роль выполняют каменно-набросные плотины с ледяным ядром. Широко практикуется создание ледяных платформ – искусственных ледяных плит на поверхности воды или грунта, предназначенных для погрузо-разгрузочных работ, бурения скважин. Существуют проекты создания крупных ледяных платформ для освоения арктического шельфа, но мы пока не умеем предохранять ледяной массив от волноприбойного разрушения.

Активные воздействия на нивально-гляциальные явления развернулись с 30-х годов в Канаде, США, некоторых странах Европы и главным образом в нашей стране. В основе воздействия на снег и лед могут лежать разные принципы: механический, энергетический, химический и комплексный (табл. 4.1). Энергетический (теплофизический) принцип используется при зачернении льда, химический – когда вызывают или усиливают снегопады, распыляя химические реагенты в неустойчивых облачных системах, комплексный – при перемещении айсбергов в низкие широты и утилизации огромных запасов заключенной в них пресной воды. Рассмотрим сначала механический принцип воздействия на снежный покров и основные виды природных льдов.

Важность снегозадержания для условий России подчеркивали еще А.И. Воейков и П.А. Костычев. Снег на полях позволяет не только увеличить запасы воды в почве, но и утеплить зимующие растения. Удержать снег от сноса его ветром можно, если провести ряд агротехнических мероприятий: кулисное снегозадержание (посев высокостебельных растений), полесозащитные лесонасаждения, снегопахание, уплотнение снега, расстановку различных препятствий (Шульгин, 1962). Добавочное количество снега, сверх того, что выпало из облаков, можно получить лишь на небольших полях, которые находятся по соседству с открытым для ветра и не используемым под посевы участком. Отсюда снег сдувается на сельскохозяйственное поле. Для сплошных посевов, когда рядом нет неиспользуемых площадей, важно регулировать метелевый перенос снега, чтобы обеспечить его более равномерное распределение на полях.

Снежные мелиорации в климатических условиях средней и южной полосы России имеют многостороннее значение. Накопление холода в почве и создание искусственных наледей на полях ведет к уменьшению засушливости (Крылов, 1940), а зимнее орошение полей повышает их урожайность (Павлов, 1960).

Более широкое значение имеет снегорегулирование. Для этого применяются специальные снегозащитные устройства и конструируются незаносимые сооружения. Самыми распространенными средствами борьбы со снежными заносами служат снегозащитные щиты и траншеи. Переносные решетчатые щиты на железных дорогах стали применять в России с 1863 г. Легкие щиты без труда переставляют на растущий снежный вал, а засыпаемые снегом траншеи восстанавливают. Поэтому щиты и траншеи называют средствами маневренной снегозащиты.

По мере освоения северных районов встала проблема безаккумуляционного снегопереноса, когда около сооружений не образуются снежные заносы. Такие условия можно создать, усиливая ветры с помощью снеговыводяющих устройств, придавая специальную форму и уменьшая шероховатость поверхности сооружений, располагая

Таблица 4.1 Принципы и методы инженерно-гляциологических мероприятий

Объект	Цель	Методы	Результаты
Механический принцип			
Снежный покров	Снегомелиорации сельхозугодий	Агро- и лесотехнические (лесополосы, кулисы, безотвальная пахота); снего-пахание, прикатка	Положительные с переменным успехом
	Снегозадержание у дорог	Лесополосы, щиты, траншеи	Положительные при умеренных запасах
	Снегоуборка на дорогах, стройплощадках, ВПП*	Снегоуборочные машины	Положительные при умеренных запасах
	Сброс снежных лавин и стабилизация снега на склоне	Взрывы, подрезка, ударные волны от самолета	С переменным успехом
	Строительство автозимников, ВПП и других сооружений	Рыхление снега с последующей трамбовкой и смачиванием	Устойчиво положительные
Ледники	Горнопроходческие работы	Механическое бурение, со взрывами	Устойчиво положительные
Водные льды	Продление навигации	Ледокольные суда, ледорезы и ледофрезы самоходные	Положительные при умеренной толщине
	Борьба с заторами и зажорами	Взрывы, попуски из водохранилищ	С переменным успехом
	Борьба с воздействиями льда на гидротехнические сооружения	Ледоколы, синтетические покрытия	С переменным успехом
	Повышение несущей способности льда	Снегоуборка	Устойчиво положительные
Наледи	Борьба с обледенением дорог, судов, гидротехнических сооружений	Ручное и механизированное скалывание льда и мн. др.	С переменным успехом
	Создание наледей в мелиоративных и строительных целях	Низконапорные плотины на водотоках	Устойчиво положительные

Теплофизический принцип			
Снежный покров	Снегомелиорации сельхозугодий	Ускорение стаивания зачернением поверхности Замедление таяния теплоизоляцией поверхности	С переменным успехом Устойчиво положительные
	Снегоуборка на дорогах, промышленных объектах, ВПП	Пламенные снеготаялки, обогрев конструкций	С переменным успехом
Ледники	Увеличение стока воды	Ускорение таяния зачернением поверхности	Эксперименты
Водные льды	Продление навигации	Увеличение теплотока от воды конвекцией с пузырьками воздуха от перфорированных труб Увеличение теплотока солнечной радиации зачернением поверхности Попуск горячей воды от ТЭЦ в портах	Положительное при умеренных морозах С переменным успехом Устойчиво положительные
	Борьба с воздействиями льда на гидротехнические сооружения	Подогрев конструкций	Устойчиво положительные
Наледи	Создание искусственных наледей многоцелевого назначения (для строительства, охлаждения, опреснения)	Тонкослойный налив Распыление воды Дождевание	Устойчиво положительные Устойчиво положительные Эксперимент
Химический принцип			
Снег и лед	Растворение снега и льда на дорогах, ВПП, стройплощадках	Добавка хлоридов, нехлоридов, в основном органических	Положительные, но вызывающие коррозию металла
	Борьба с лавинами	Химическое замедление роста кристаллов глубинной изморози	Эксперимент
Комплексный принцип			
Снег и лед	Снегоборьба на дорогах, ВПП, стройплощадках	Газотурбинные снегоочистители для сдувания и возгонки снега и льда	Устойчиво положительные
	Транспортировка айсбергов	Буксировка, таяние	Проект, малые эксперименты

их в зонах усиленного выдувания. Правда, безаккумуляционный снегоперенос, как правило, возможен только при определенном направлении метелевого потока – с переменной ветра снеговыводяющие устройства нередко превращаются в снегонакопители. Поэтому очень важно создать безвихревое обтекание сооружений метелевым потоком, чего добиться далеко не просто.

Снеговыводяющие устройства на дорогах строят в виде заборов с приподнятыми над дорожным полотном панелями. Такие заборы успешно применяются в течение многих лет на автомобильных и железных дорогах в районе Норильска. Незаносимые сооружения обычно строят на сваях. Большой опыт накоплен при строительстве на гренландских станциях Дай-2 и Дай-3, где вместо фундамента дома поставлены на гидравлические опоры. Как только снег начинает заносить станции, гидравлические колонны поднимают дома на несколько метров над поверхностью снега, чтобы увеличить продуваемость. За 7 лет на станции отложилось 10 м снега, но это никак не отразилось на снегозаносимости сооружений. Сейчас на многих антарктических станциях дома стоят на высоких сваях, что предохраняет их от снежных заносов.

Снег может служить хорошим строительным материалом. Эскимосы Аляски истари сооружают иглу – хижины из снежных кирпичей. При известном навыке два человека могут построить ее за 45 минут. В иглу постоянно поддерживается температура 5 °С, а временами и до 15 °С.

Снежные сооружения непрерывно деформируются при любых нагрузках, даже под собственным весом. Причем пластические деформации в снеге не затухают со временем, как в грунте. Они продолжают неопределенно долгое время и при больших нагрузках могут привести к катастрофическим последствиям. Поэтому давление на снег не должно быть больше 100 кПа.

Снег гораздо лучше сопротивляется сжатию, чем растяжению. Поэтому наилучшие конструктивные элементы из снега – своды и купола, те же иглу. Долго живут в снеге большие туннели. В 70-е годы на станциях Кемп-Сенчури в Гренландии существовал целый подснежный городок. Самыми надежными были туннели в снежно-фирновой толще на глубине 30 м, туннели же мелкого заложения требовали постоянного ухода – прогибающиеся потолки и стенки надо было срезать, чтобы восстановить проектный поперечник.

Но, пожалуй, самые распространенные сооружения из снега – снежно-ледяные дороги, или как их называют в Сибири, автозимники. Они широко используются в России, США, Канаде, скандинавских странах в малонаселенных бездорожных районах с продолжительной зимой. Автозимники обычно строят на уплотненных снежных насыпях, возвышающихся на несколько десятков сантиметров над окружающим снежным покровом. Сооружение дорог начинается

при промораживании грунта на 10–15 см, чтобы облегчить проход легких бульдозеров по марям и заболоченным местам. Снежные насыпи сооружают из предварительно разрыхленного снега, который затем уплотняют катками или виброуплотнителями до плотности 550 кг/м³ и выше. Такие дороги служат по многу месяцев.

На обычных автомобильных дорогах зимой образуются особые виды техногенного снега – пескообразный несмерзающийся снег, а также снеголед, исключительно прочно связанный с дорожными покрытиями. Для их уборки применяют снегоочистители – плуговые, роторные, щеточные и снегопогрузчики. Сейчас при содержании автодорог стараются, вместо того чтобы толкать снег плутом, отбрасывать его с помощью роторного снегоуборочного механизма, как делается при очистке снега на железных дорогах.

В горах по-прежнему актуальна проблема снежных лавин. Активное воздействие с целью спуска лавины, в основном как превентивная мера, проводилось с давних пор, сначала простейшей подрезкой слоя снега лыжами патрульного. С 1960-х годов все шире применяют эффективный взрывной метод (Аккуратов, 1967; Perla, 1978). Его модификации весьма разнообразны: обстрел склонов минометами, артиллерийскими орудиями, ракетами, специальными аваланчерами, работающими на сжатом газе; подрыв взрывчатых смесей газов, подаваемых в установленные на лавиноопасных склонах специальные емкости; наконец, закладка и взрыв зарядов взрывчатых веществ (La Chapelle et al., 1978; Mellor, 1968). Наш опыт показывает, что только последний метод можно считать абсолютно надежным, способным сбросить лавину при любой степени «зрелости» снежного пласта на склоне. Все остальные способы хороши, когда естественное соотношение силы сцепления со сдвигающей компонентой силы тяжести снежного слоя уже складывается в пользу последней.

Для защиты и предупреждения лавин широко применяются различные инженерные сооружения: снегоудерживающие щиты, сетки, решетки, искусственные террасы, выемки, дамбы, галереи. Особенно большое внимание необходимо уделять сохранению и разведению леса на склонах. Борьба с уже сошедшими лавинами трудна и пока малопродуктивна. Плотный лавинный снег на горных дорогах с трудом преодолевают самые мощные снегоочистители. При обычной толщине завалов 5–10 м они могут работать только вместе с бульдозером, подающим снег с верха завала к ротору.

Теплофизический принцип активных гляциологических воздействий гораздо более энергоемок, чем механический, поэтому он применяется либо локально, либо с использованием тепла, поступающего от Солнца или запасенного природными объектами. Этот принцип используется и для исключения опасного воздействия наледей – применяются так называемые мерзлотные пояса, автоматические охлаждающие устройства и пр. (Алексеев, Савко, 1975).

Много возможностей таит в себе использование льдов водоемов и водотоков. На реках и морях идет постоянная борьба с плавучими льдами, продлеваются сроки навигации и создаются незамерзающие участки акватории. Вместе с тем все чаще приходится наращивать лед для создания ледяных причалов и переправ. Все это требует расчета процесса нарастания льда, для чего используются данные о температуре воздуха и толщине снежного покрова на льду.

Разрабатываются иные способы ослабления или задержки роста льда на поверхности водоема. М.М. Крылов еще в 1940-х годах предложил закачивать воздух под лед водоемов, с тем чтобы остановить ледообразование. В 1970-х годах на одном из шведских озер была уложена перфорированная труба, по которой подавался воздух, затем пузырьками поднимавшийся вверх. Это усиливало поток тепла из глубины воды к поверхности, в результате чего оставалась незамерзшая узкая полоса длиной около 100 км, по которой в зимнее время могли свободно проходить небольшие суда.

Речной и озерный льды резко отличаются от ледникового высокой прозрачностью и крупными пирамидальными кристаллами с вертикальной осью длиной до нескольких дециметров. Зачернение таких льдов с целью их полного растопления и формирования судоходного канала успешно проводилось в восточном секторе Арктики в бухте Тихой и на о. Диксон. Воздействие обычно приходилось на июнь, когда заморозки уже редки, солнце светит круглосуточно и суммарная радиация немногим меньше среднеазиатской.

С другой ситуацией столкнулись в 70-х годах гляциологи Института географии АН СССР в западном секторе Арктики. Облачная погода, снегопады и возвраты холодов нередко снижали эффективность зачернения, настолько, что не удавалось добиться даже ослабления льда. Наблюдались случаи, когда ледокол, свободно шедший во льду дельты Северной Двины, останавливался, наткнувшись на лед, специально зачерненный авиацией для облегчения ледокольных работ. Объяснение этого явления видится в том, что зачерняющий слой, способствуя таянию сверху, мешал проникновению радиации в толщу льда. А именно этот процесс способствует обтаиванию на границах кристаллов, их отделению друг от друга и практически полной потере механической прочности водного льда.

В Институте географии АН СССР был разработан метод локального воздействия на льды водоемов для их ослабления вдоль ледокольных маршрутов (Цыкин, 1970). Специально сконструированным ледовым стругом во льду прокладывается неглубокая, но не менее 0,1 толщины льда, клиновидная борозда, которая одновременно зачерняется. Образующаяся в борозде вода, во-первых, интенсивно поглощает солнечную радиацию, а во-вторых, благодаря обратной термической конвекции концентрирует тепло в узкой нижней части борозды, обеспечивая ее самоуглубление. Метод был испытан в Ени-

сейской губе и на Камском водохранилище и дал обнадеживающие результаты. Позднее он был модифицирован – струг на санях прикреплен к форштевню корабля – и успешно применен на волжских водохранилищах.

Влияние крупномасштабного запыления снега можно наблюдать в Воркутинском промышленном районе. На снимке с искусственных спутников Земли заметно округлое серое пятно диаметром более 50 км к западу от Урала; его существование объясняется постоянным поступлением на поверхность снежного покрова каменноугольной пыли и золы. Весной таяние снега в зоне отмеченного пятна быстро возрастает благодаря растущему его самозапылению вытравивающимися частицами. В результате полный сход снега здесь проходит от недели до месяца раньше, чем на окружающей Воркуту тундре.

Важное прикладное значение имеет проблема искусственного намораживания льда. При непрерывной подаче воды тонкой пленкой даже в сильные морозы удается наморозить слой льда толщиной лишь в несколько дециметров за сутки. Скорость такого намораживания равна в среднем 1 мм/сут на 1 °С отрицательной средней суточной температуры воздуха. Это так называемое потенциальное намораживание. Оно показывает, сколько можно наморозить льда при существующих климатических условиях. Возможность намораживания весьма велика как на территории Евразии, так и в Северной Америке (рис. 4.3).

Противоположный показатель – потенциальная абляция – представляет собой удельную массу льда, которая может стаять и испариться за год при данном климате. Сравнение обоих показателей дает потенциальный ледовый баланс территории, т.е. массу льда, которую можно ежегодно наращивать без теплоизоляции. Линия нулевого баланса льда проходит через Выгозеро, Пермь, Барнаул, Улан-Батор; к северу от нее лежит территория, где намораживать лед совсем не трудно.

Однако часто требуется интенсивность намораживания на порядок выше, чем при льдообразовании методом тонкослойного налива воды. Такие скорости льдообразования можно получить с помощью дождевания, когда основной теплообмен переносится с плоскости намораживания в объем капельного факела. Исследования, выполненные в Институте географии АН СССР (Сосновский, Ходаков, 1995), позволили с помощью дождевателя ДДН-70 при умеренном морозе – 18 °С за 19 часов создать массив плотного фирна объемом 3000 м³. Подобная интенсивность искусственного намораживания в естественных условиях достигнута впервые.

Получаемый таким образом искусственный фирн при полном замерзании превращается в сухой гранулированный лед плотностью 450–600 кг/м³, который внешне напоминает снежный покров. В процессе метаморфизма отдельные гранулы льда спекаются и плотность его со временем увеличивается. Когда частично промерзающие

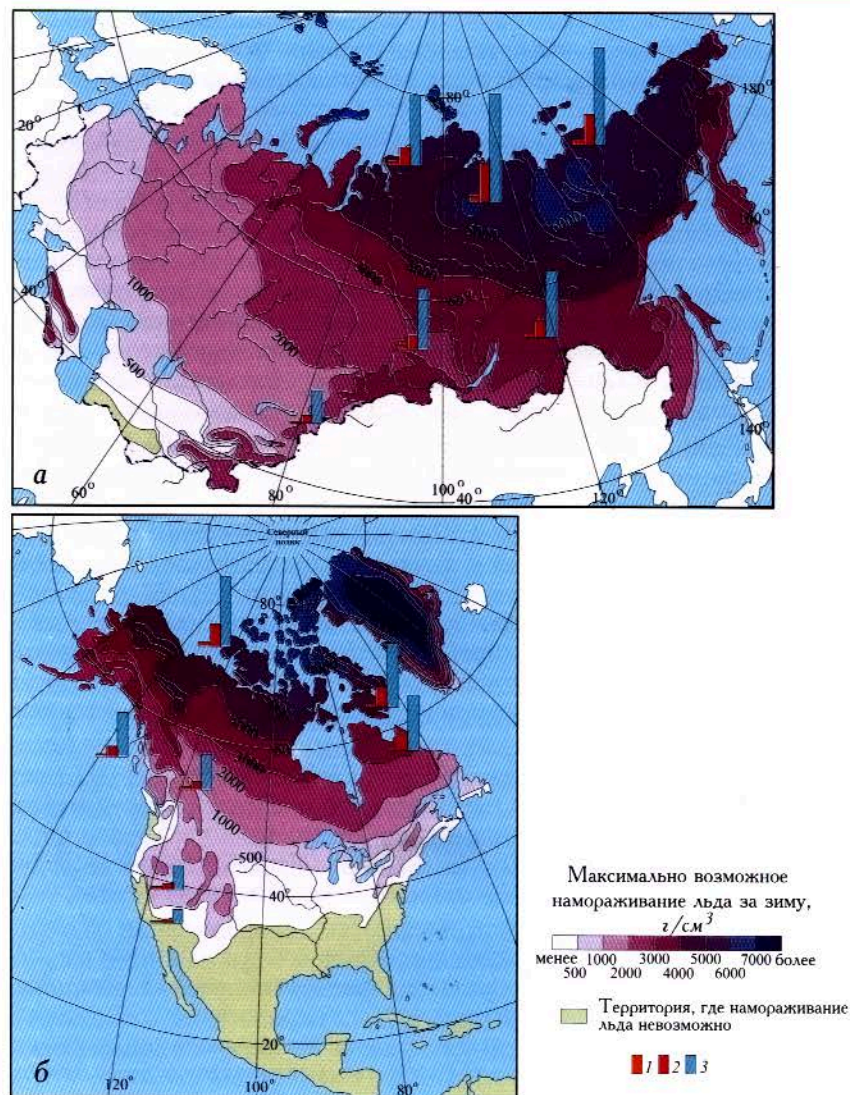


Рис. 4.3. Возможное намораживание льда, $г/см^2$ за зиму, на территории Северной Евразии (а) и Северной Америки (б)

С помощью столбчатых диаграмм показана максимально возможная интенсивность намораживания для самого холодного месяца, $г/(см^2 \cdot сут)$, тремя способами: 1 – тонкослойным наливом, 2 – факельным методом с получением монолитного льда, 3 – тем же методом с получением фирна

капли воды осаждаются на твердое основание и там полностью кристаллизуются, что сопровождается раскалыванием ледяных сфер и излиянием из них незамерзшей воды, образуется влажный гранулированный лед. Плотность его $500–800 \text{ кг/м}^3$, а после пропитки и промораживания он превращается в монолит плотностью $850–900 \text{ кг/м}^3$. Оба вида гранулированного льда находят широкое применение: первый – при сооружении лыжных трасс и водно-тепловой мелиорации почв, а второй – при наведении ледяных переправ, строительстве ледяных платформ, причалов и плотин.

Метод факельного намораживания используют для опреснения морских и соленых подземных вод. На морозе их пропускают через дождевальную установку, рядом с которой формируется массив искусственного фирна. Поскольку он хорошо фильтрует воду, соленая вода из него стечет и ее можно отвести по каналу или естественному руслу. Оставшийся фирн окажется практически пресным. Применение современной водометной техники позволяет улучшить резко континентальный климат в местах намораживания льда, так как там зимой выделяется скрытая теплота льдообразования, а летом она поглощается. Есть и другой путь приложения рассматриваемого метода – подача водо-фирновой пульпы в систему охлаждения тепловой или атомной электростанции для повышения ее КПД и уменьшения износа оборудования.

Для наращивания ледяных массивов необходимые специальные виды льда (льдокомпози́ты): дереволед – замороженная вода с добавлением древесно-стружечной массы, хвороста или опилок; льдобетон – замороженная смесь воды, песчано-галечного, щебенчатого или гравийного материала, отличающегося высокой прочностью; пенолед – замороженная водно-воздушная пена очень низкой плотности, всего $40–80 \text{ кг/м}^3$. В строительстве в суровых районах широко применяются ледяные конструкции, которые возводятся кладкой ледяных или снежно-ледяных блоков, послойным намораживанием воды на горизонтальных или наклонных основаниях, брызговым намораживанием на жестких решетчатых или мягких воздухоопорных поверхностях.

В настоящее время создается немало ледяных массивов для самых разных целей: проведения почвенных и климатических мелиораций, накопления хладагента в теплотехнических системах, строительства снежно-ледяных дорог и платформ многолетнего действия в заболоченных районах, создания искусственной суши в мелких водоемах, временных гидротехнических и других сооружений в районах с суровой зимой, для спортивных и оздоровительных целей.

Не всегда еще при использовании снега и льда или борьбе с их вредным влиянием получают желаемые результаты. Это происходит оттого, что инженерные и естественнонаучные идеи в большей степени развиваются параллельно, а необходимо их тесное взаимодействие.

Таблица 4.2

Запасы льда в горных ледниках на территории СССР*

Область оледенения	Площадь ледников, км ²	Средняя толщина льда, м	Запасы льда, км ³	Запасы воды, км ³
Кавказ	1 428	70	100	86
Памир и Алай	9 809	150	1 470	1 264
Тянь-Шань	7 326	110	806	693
Джунгарский Алатау	1 000	80	80	69
Алтай и Саяны	937	85	80	69
Горы Сибири	480	60	29	25
Камчатка и Корякия	1 114	75	83	71
Всего	22 094		2 648	2 277

*Методика подсчета запасов льда в ледниках описана в моей ранней работе (Котляков, 1966).

первую очередь искусственное усиление их таяния путем зачернения поверхности. Дополнительное поглощение солнечной энергии ледниками в этом случае неизбежно приведет к усилению таяния, что вызовет увеличение ледникового стока и в конечном счете водных ресурсов, необходимых для орошения полей в предгорьях.

Искусственное усиление интенсивности таяния снега и льда в весенне-летний период методом зачернения поверхности использовалось с давних пор (Кароль, 1949). С помощью этого метода ускоряют сход снега, что особенно важно в овощеводстве, увеличивают в нужное время сток талых снеговых и ледниковых вод, поступающих на нужды орошения, водоснабжения и гидроэнергетики, а также ослабляют льды водоемов для облегчения прохода ледоколам. Однако широкого распространения метод зачернения снега и льда пока не получил. Это связано с трудностями экономического, технического и собственно гляциологического характера.

Опыты по усилению таяния ледников и снежников в разных частях Средней Азии приводили к самым противоположным выводам. Например, В.Л. Шульц (1963) считал этот метод увеличения стока рек малоэффективным и для практического использования совершенно непригодным. Эта позиция нашла своих последователей. В то же время Г.А. Авсюк (1953), который первым начал проводить такие опыты в горах Тянь-Шаня, пришел к выводу о больших возмож-

Глава 3

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ КАК ИСТОЧНИКОВ ПРЕСНОЙ ВОДЫ

Искусственное усиление таяния горных ледников

Наибольшие запасы пресных вод заключены в ледниках. Во второй половине XX столетия на территории бывшего СССР в горных ледниках содержалось около 2650 км³ льда, в которых было аккумулировано 2277 км³ воды (табл. 4.2). Подавляющая часть этих запасов (86%) приходится на Тянь-Шань, Алтай и Памир, расположенных в Средней Азии и юго-восточной части Казахстана, где вопрос об источниках дополнительной воды стоит очень остро.

Современное оледенение на территории Средней Азии и юго-восточного Казахстана целесообразно рассматривать по восьми основным речным бассейнам, в которых ледники различаются своими размерами, конфигурацией, запасами воды, а также высотным положением. Немногим менее 80% площади оледенения дает сток на орошаемые или перспективные для орошения земли. Но эта площадь крайне неравномерно распределена между отдельными бассейнами и по отношению к орошаемым районам (рис. 4.4). Очевидно, такая неравномерность сохранится и в будущем.

В решении проблемы регулирования стока Средней Азии и Казахстана важное место могут занимать искусственные воздействия на нивально-гляциальные процессы, но они обязательно должны быть комплексными. К ним относятся искусственное усиление таяния ледников, увеличение таяния сезонного снежного покрова в нужное время, перераспределение снеготопливных запасов путем искусственного спуска лавин и создания снежников, использование вод ледниково-подпрудных и завальных горных озер, а также внутриледниковых водных емкостей, устройство водохранилищ в горах, намораживание наледей в холодный период и их таяние в теплый, искусственное увеличение количества твердых атмосферных осадков в областях питания ледников и др. (Авсюк, Котляков, 1976; Kotlyakov, Dolgushin, 1973).

Но самым важным звеном в этой цепи воздействия на снег и лед служит регулирование внешнего массоэнергообмена ледников, и в

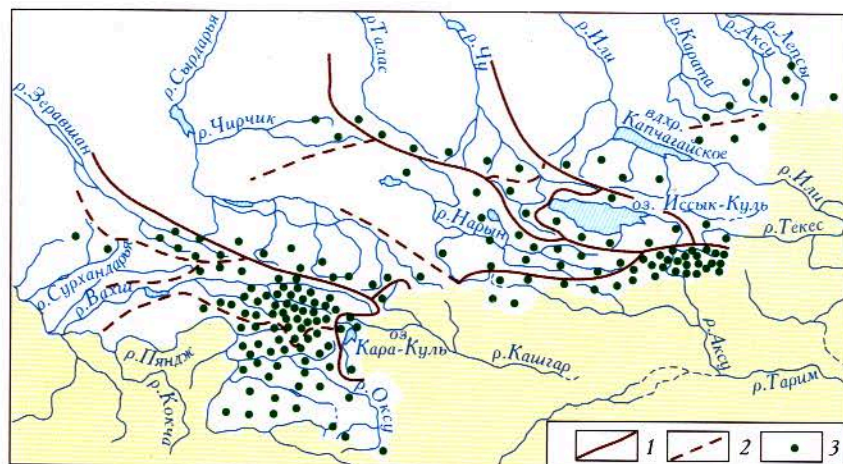


Рис. 4.4. Современное оледенение Средней Азии и юго-восточного Казахстана

Границы бассейнов: 1 – первого порядка, 2 – второго порядка. Каждая точка (3) соответствует площади оледенения в 100 км^2

ностях метода, что стимулировало постановку подобных экспериментов в нашей стране. Успешные опыты усиления таяния ледников были проведены в 50-х годах в Китае (Долгушин, 1959) и в конце 60-х годов в Чили (Science..., 1969).

Полевые и лабораторные эксперименты, выполненные в СССР в 1950–1952 и 1962–1965 гг., позволили сформулировать основные требования к частице зачерняющего материала. Она должна иметь малое альbedo, легко тонуть в воде, хорошо смачиваться и обладать такими размерами, которые позволили бы этой частице погрузиться под поверхность тающего снега или льда, но в то же время долго оставаться в пределах их верхнего горизонта. Максимально усилить таяние можно, применяя каменноугольную пыль с диаметром частиц $0,2 \text{ мм}$ или каменноугольный шлак фракции $0,2\text{--}0,5 \text{ мм}$, особенно если предварительно их обезжирить, чтобы улучшить смачиваемость.

Опыты по усилению таяния были поставлены Институтом географии АН СССР в 60-х годах на ледниках Эльбруса, Джунгарского Алатау, Терской Алатау, Алайского хребта, на сыртах Центрального Тянь-Шаня и на Памире (Долгушин и др., 1965). Опыты на небольших площадках показали, что во всех случаях зачернение ледниковых языков угольной пылью из расчета $50\text{--}100 \text{ г/м}^2$ приводит к усилению таяния льда на $20\text{--}45\%$ (в июле–августе), несмотря на очень большую загрязненность его поверхности (от 150 до 500 г/м^2). По сравнению с чистым льдом таяние на площадках, зачерненных указанными количествами угольной пыли, увеличивается более чем вдвое.

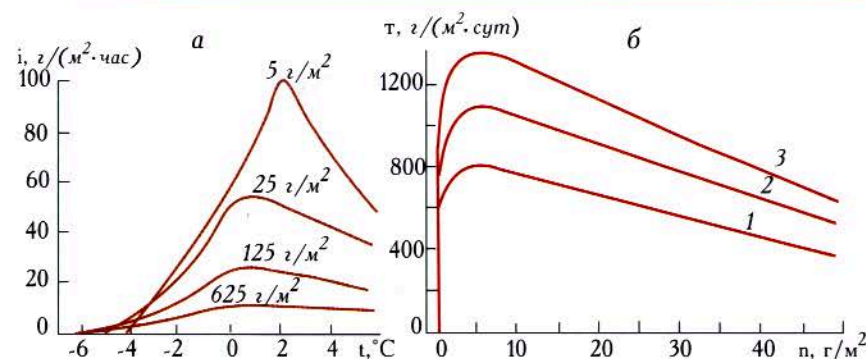


Рис. 4.5. Влияние зачернения ледников на дополнительное таяние льда

а – зависимость интенсивности дополнительного таяния i , получаемого от каждого грамма зачерняющего материала при разных нормах зачернения, от температуры воздуха t ; б – зависимость дополнительного количества талой воды t на 1 г шлака от нормы запыления p : результаты на первый (1), второй (2) и третий (3) дни после начала опыта

Механизм уменьшения альbedo состоит не только в поглощении радиационного тепла пылью. Таяние снега или льда вокруг частиц также уменьшает альbedo. Зачернение становится эффективнее при росте температуре воздуха до 2°C . В дальнейшем эффективность снижается из-за появления естественной водяной пленки (рис. 4.5). Наиболее выгодна норма зачернения в 6 г/м^2 . При дальнейшем ее возрастании увеличивается объем дополнительной воды, но эффективность каждого грамма пыли падает из-за перекрытия частичек одна другой, соединения в агрегаты и слияния водяных капель.

Искусственное запыление льда дает наибольший эффект в течение первых нескольких дней, а затем происходит постепенное выравнивание интенсивности таяния на зачерненных и контрольных площадках. Это связано с тем, что мелкая угольная пыль с площадок постепенно смывается потоками талых вод. Однако на крупных ледниковых объектах смыв зачерняющих материалов, вероятно, будет иметь меньшее значение, чем на небольших площадках.

На ледниковых языках, покрытых радиационной корой таяния, зачернение льда существенно изменяет режим таяния. В первые дни альbedo запыленного льда резко понижается, а затем зачерняющие частицы втаивают в лед и снова образуется светлая кора таяния. Однако через несколько дней она разрушается, и на поверхность вновь выходит зачерняющий слой, альbedo которого чуть выше (порядка 20%) из-за того, что часть материала уже унесена поверхностным стоком. Подобный цикл еще не раз повторяется, т.е. искусственное запыление в подобных условиях действует в течение довольно продолжительного времени.

При запылении ледников в весенние месяцы по сезонному снежному покрову, когда эффективность искусственного зачернения при меньших нормах запыления весьма велика, можно существенно удлинить период абляции ледниковых языков. По сравнению со льдом на снежной и фирновой поверхностях резко уменьшается смыв частиц тальми водами. Поэтому для усиления таяния снежной и фирновой поверхностей в течение летнего сезона, возможно, достаточно разового запыления. При запылении же ледниковых языков для получения дополнительного стока нужно проводить запыление неоднократно в течение одного сезона, причем большими нормами, чем при запылении снега или фирна.

По непосредственным наблюдениям в фирновом бассейне ледника Медвежьего на Памире, при нормах запыления от 12,5 до 50 г/м², таяние в среднем увеличивалось в 7–11 раз, что объяснялось и уменьшением альбедо из-за запыления, и благоприятным изменением структуры запыленной поверхности ледника в процессе таяния. Самая эффективная норма запыления, при которой каждый грамм каменноугольного шлака давал наибольшее количество дополнительной воды, оказалась равной 5 г/м². При такой норме создается наиболее рациональное распределение частиц шлака на поверхности ледника. Увеличение или уменьшение нормы запыления приводит к сокращению количества дополнительной талой воды, приходящейся на единицу веса запылителя. При запылении всего фирнового бассейна ледника Медвежьего (Бажев, 1973а) нормой 50 г/м² дополнительный сток ледниковой реки может составить 21,5 млн м³ воды, или 50% естественного стока за июль–август. При запылении фирновой области ледника нормой 5 г/м² сток возрастет примерно на 6 млн м³, т.е. будет в 3,5 раза меньше, чем в первом случае, однако расход шлака на запыление сократится в 10 раз (90 против 900 т).

Величина дополнительного стока из фирновых областей ледников существенно зависит от характера льдообразования. Наиболее выгоден «теплый» режим льдообразования, при котором большая часть талых вод из фирновой области поступает в сток. При холодном режиме значительная доля дополнительных талых вод вновь замерзает в фирновой толще, что приводит к усилению внутреннего питания ледника. Но и при искусственном запылении областей питания ледников с холодным режимом эффект может быть положительным, так как он вызывает перестройку характера льдообразования. Вначале часть дополнительной воды повторно замерзает в фирновой толще, но в результате выделения тепла при замерзании толща постепенно прогревается и дополнительная вода начинает стекать. Если же запас холода невелик, что характерно для многих среднеазиатских ледников, то путем искусственного усиления таяния «холодный» режим ледника можно довести до «теплого», благоприятного для формирования стока из фирновых областей.

Вообще искусственное запыление в фирновых областях ледников может дать до половины и более дополнительного стока по сравнению с естественным стоком из ледников. В результате воздействия на фирн границы зон льдообразования сместятся вверх, что приведет к дополнительному усилению таяния. Обратное восстановление условий после прекращения воздействия может занять до 10–20 лет, которые уйдут на перестройку типа льдообразования. Усиление несоответствия типа льдообразования и климата приведет к еще большему, чем сейчас, развитию снежно-фирновой зоны, что весьма благоприятно для стока из областей питания ледников.

В результате стаивания под влиянием запыления годового остатка снега из него выделится и останется на поверхности ледника до следующего сезона аккумуляция дополнительного количества морены, что, с одной стороны, позволит сберечь часть запылителя, а с другой – может создать неуправляемый процесс в случае обнажения зачерненного и обогащенного мореной слоя на следующий год. Такие преобразования в фирновой области ледников при искусственных воздействиях обнадеживают в отношении получения дополнительного стока из фирна, но усиливают угрозу необратимой деградации ледников.

Очень сильно эффект от искусственного усиления таяния снижают летние снегопады. В областях абляции среднеазиатских ледников за июль–август бывает до 20 дней со снегопадами, а в фирновых бассейнах – до 30–40 дней. Однако уменьшение интенсивности таяния из-за возрастания альбедо в результате снегопадов невелико, потому что снегопады обычно сопровождаются похолоданием и пасмурной погодой, что и так приводит к сокращению таяния. Обычно в течение лета свежеснежавшийся снег лежит в общей сложности на языках ледников 20–40 дней, а в фирновых бассейнах – 30–50 дней. Но следует заметить, что выпавший снег с запыленных участков сходит значительно быстрее, нежели с естественной поверхности ледника, при этом чем сильнее запылена поверхность, тем быстрее она освобождается от свежеснежавшего снега.

Выполненные в 60-х годах эксперименты по усилению таяния ледников и проведенные в период Международного гидрологического десятилетия наблюдения за внешним массоэнергообменом ряда среднеазиатских ледников позволяют дать оценку всех ледниковых районов Средней Азии с точки зрения искусственных воздействий на ледники и провести ориентировочный расчет эффективности такого воздействия.

Главной составляющей радиационного и теплового балансов, заключающей в себе ресурсы энергии, которые можно реализовать для увеличения таяния, служит суммарная солнечная радиация. Какая часть энергоресурсов будет использована на процесс таяния ледника, зависит от отражающей способности ледника – его альбедо.

На любом леднике, от его нижнего края до ледораздела, и суммарная радиация, и отражающая способность поверхности возрастают. Следовательно, в этом же направлении увеличиваются возможности искусственного усиления таяния. Но абсолютная и относительная величины такого усиления различны в разных районах Средней Азии. Существуют две главные причины этих различий, обуславливающие структуру теплового баланса ледников. Первой причиной служит более высокая облачность территорий, расположенных на северных и западных склонах Тянь-Шаня и Памиро-Алая и на их периферийных хребтах, по сравнению с внутренними районами, что вызывается общей циркуляцией атмосферы в этом регионе. Вторая причина состоит в том, что горы Средней Азии располагаются в поясе от 37 до 45° с.ш. и, следовательно, находятся в весьма разных температурных условиях. Обе причины приводят к тому, что высота нивально-гляциальной зоны в общем увеличивается с северо-запада на юго-восток и с севера на юг от 3500–3600 до 4800–5100 м над ур. моря.

В диапазоне этих высот прямая радиация, которая усиливается с подъемом в горы из-за увеличения прозрачности атмосферы, при безоблачном небе изменяется от 600 до 800 кал/(см²·сут) за июль–август. В действительности ее различия в горах Средней Азии значительно больше. В среднем за два указанных месяца прямая радиация на языках ледников Джунгарского Алатау, Заилийского Алатау и других хребтов составляет около 250 кал/(см²·сут), а на ледниках Восточного Памира доходит до 600 кал/(см²·сут).

На ледниках прямую радиацию существенно дополняет рассеянная. До высоты примерно 4000 м она усиливается с увеличением облачности, достигая 250 кал/(см²·сут) при облачности 5 баллов. Дальнейшее увеличение количества облаков приводит к уменьшению рассеянной радиации до 100–150 кал/см². Выше 4000 м с увеличением облачности рассеянная радиация неуклонно растет и при полностью пасмурном небе имеет наибольшую величину – 300 кал/см².

Для оценки природных энергетических возможностей искусственного усиления таяния ледников важны величины суммарной радиации во время погоды без снегопадов. На высотах до 4000 м они составляют 600–700 кал/(см²·сут) при ясном небе, а при полужасном – 550–650 кал/см². Выше 4000 м суммарная радиация при ясном небе составляет 750–850 кал/см² и при полужасном – около 750 кал/см².

Альbedo незаморенной поверхности ледников связано со структурой теплового баланса поверхности ледника, в котором различаются две главные составляющие – радиационная и турбулентная. В высоких фирновых зонах ледников турбулентный поток тепла близок к нулю; здесь за счет солнечной радиации происходит не только таяние, но и испарение. На низко расположенных ледниках, наоборот, турбулентный теплообмен велик, и в таких условиях таяние достигает 60–70 мм/сут в среднем за июль–август. При подобной структуре

теплового баланса поверхность ледника гладкая, сильно увлажненная, с минеральной пылью на поверхности. Ее альbedo составляет 20–22%; осадки, выпадающие летом преимущественно в жидком виде, также способствуют небольшой отражательной способности поверхности.

При уменьшении роли турбулентных потоков в процессе таяния начинает формироваться пористая, белая радиационная кора таяния. Она более сухая и чистая, чем гладкая поверхность льда, потому что талые воды фильтруются, а минеральные частицы проталкиваются к поверхности вниз. Альbedo ледников возрастает, доходя на их языках до 30–40%, а в фирновых областях – до 50–60%.

Существенное влияние на таяние ледников оказывают летние снегопады и временные летние снежные покровы. В северных и западных районах гор Средней Азии, где летние осадки связаны с прохождением атмосферных фронтов, толщина периодически возникающего снежного покрова на языках ледников может достигать 20 см. Во внутренних районах среднеазиатских гор, где значительная доля твердых летних осадков обязана своим происхождением конвективной облачности, толщина летнего снежного покрова составляет около 5 см. В областях питания ледников, примыкающих к фирновой линии, летний снежный покров обычно в 2–3 раза толще, чем на ледниковых языках. Вследствие влияния летних снежных покровов суммарное за июль–август поверхностное таяние вблизи фирновой линии ледников составляет лишь часть возможного таяния, обуславливаемого всей суммой поступающего тепла, причем эта часть тепла различна в разных районах Средней Азии. Она составляет около 60% в бассейнах рек Нарын и Сары-Джаз, 60–70% в бассейнах рек северных склонов Джунгарского Алатау, Киргизского хребта и Терской Алатау, 80–85% в бассейнах рек Западного Памира, 85–90% в бассейне р. Кызыл-Суу, 90–95% в бассейнах рек Талас, Асса, Арысь и Чирчик, 95–100% в бассейне р. Зеравшан и на Восточном Памире.

Рассмотренные закономерности распределения суммарной радиации, альbedo поверхности и летних снегопадов в нивально-гляциальной зоне Средней Азии положены в основу расчета увеличения таяния на средневзвешенной высоте языков ледников и фирновой линии при уменьшении альbedo естественной поверхности путем ее запыления до 20%. В расчете учитывались также турбулентные потоки и эффективное излучение. Результаты расчета представлены в табл. 4.3.

В основу таблицы положены материалы наблюдений И.М. Лебедевой (1970, 1971, 1975) и некоторых других авторов в 50 пунктах на горных ледниках Средней Азии. В результате изучения этих данных были установлены связи суммарной солнечной радиации с высотой местности, облачностью, распределением температуры воздуха и влажности в гляциальной зоне Средней Азии, закономерности в распределении испарения, связь турбулентного потока тепла и эффектив-

Таблица 4.3

Влияние на ледниковый сток в июле–августе искусственного уменьшения альбедо поверхности ледника до 20%

№ п/п	Водосборные бассейны	Уча- сток ¹	Абс. высо- та, м	Слой стока с ледника ²		D ³	Прираще- ние стока ⁴	
				1	2		3	4
1	Северный склон Джунгарского Алатау	а	3460	23	38	0,70	28	22
		б	3570	10	36	0,70	25	150
2	Северный склон Заилийского Алатау	а	3750	26	43	0,70	30	15
		б	3880	13	39	0,60	22	70
3	Северный склон Киргизского хребта	а	3760	22	50	0,70	35	9
		б	3900	13	40	0,60	24	92
4	Северный склон Терской Алатау	а	3650	36	52	0,80	42	16
		б	3850	14	44	0,60	33	130
5	Реки Талас и Асса	а	3650	37	51	0,95	48	29
		б	3710	20	42	0,90	33	90
6	Реки Арысь и Чирчик	а	3530	45	51	0,95	48	7
		б	3600	28	50	0,90	45	40
7	Реки горного обрамления Ферганы	а	3975	37	48	0,90	43	13
		б	4175	17	53	0,85	40	140
8	Река Сох	а	3530	54	64	1,0	64	18
		б	3650	43	63	1,0	63	46
9	Река Нарын выше Токтогульской ГЭС	а	4040	19	42	0,60	25	32
		б	4050	8	42	0,60	25	210
10	Река Зарафшан	а	3850	49	59	1,0	59	20
		б	3980	24	56	0,95	53	120
11	Река Кызыл-Суу	а	4220	32	48	0,90	43	31
		б	4380	12	40	0,85	34	180

№ п/п	Водосборные бассейны	Уча- сток ¹	Абс. высо- та, м	Слой стока с ледника ²		D ³	Прираще- ние стока ⁴	
				1	2		3	4
12	Река Муксу	а	4520	46	61	0,97	59	28
		б	4660	11	54	0,95	51	360
13	Ледник Федченко	а	4195	50	65	0,95	62	24
		б	4660	11	55	0,95	43	400
16	Реки Ванч, Язгулем, Пяндж	а	4150	35	50	0,85	42	20
		б	4350	14	50	0,80	40	345
17	Реки Танымас, Мургаб, Гунт, Шахдара	а	4700	41	60	0,97	58	41
		б	4840	15	54	0,95	51	240
18	Озеро Каракуль	а	4805	30	70	0,97	68	126
		б	5140	4	55	0,95	52	1200
19	Река Маркансу	а	4345	35	58	0,95	55	57
		б	4790	7	45	0,95	43	510
20	Правые притоки реки Сары-Джаз	а	4060	23	48	0,60	29	26
		б	4250	4	41	60	25	520

¹а – участок ледника на средневзвешенной высоте ледникового языка; б – участок ледника на высоте фирновой линии.

²1 – при естественном таянии, мм/сут; 2 – при искусственном воздействии, мм/сут.

³D – коэффициент, учитывающий сокращение таяния льда и фирна из-за образования летних снежных покровов.

⁴3 – мм/сут, 4 – % к естественному стоку.

ного излучения с температурой воздуха. Все это позволило определить составляющие теплового баланса и, в частности, расход тепла на таяние и испарение в нивально-гляциальной зоне, а отсюда возможность и эффективность искусственного усиления таяния ледников.

Данные табл. 4.3 говорят о весьма ограниченных возможностях дополнительного увеличения таяния на ледниковых языках и, наоборот, больших потенциальных возможностях усиления таяния в фирновых областях среднеазиатских ледников. Согласно этой табли-

це, для усиления таяния ледников путем искусственного запыления их поверхности наиболее благоприятны по климатическим условиям ледники на Центральном и Восточном Памире. Компактность оледенения в этих районах, преобладание в них средних и крупных ледников делают их особенно удобными для массовых воздействий на режим ледников с воздуха.

Каковы же потенциальные размеры увеличения стока в Средней Азии, вызванного запылением ледников? Для ответа на этот вопрос была выполнена оценка среднего многолетнего естественного стока с учетом зависимости водоотдачи из фирновой области от типов льдообразования. Расчет сделан отдельно для областей абляции, покрытых моренными отложениями, открытых областей абляции и областей питания ледников. Для областей абляции, занятых сплошной мореной, таяние A рассчитано для средней высоты этой области в каждом бассейне по формуле: $A = (t - 9,5)^3$, где t – средняя температура лета (июнь–август) (Кренке, Ходаков, 1966). Полученная величина помножена на площадь под сплошной мореной в каждом бассейне и умножена на коэффициент 0,5. Для открытых областей абляции таяние в каждом бассейне рассчитано по той же кубической формуле для средневзвешенной высоты ледниковых языков и перемножено на площадь открытой области абляции.

Для области питания выделены три зоны: бессточная, холодная со стоком, теплая со стоком; к последней отнесена и зона питания наложенным льдом. Высоты границ трех выделенных зон соответствуют соотношениям между таянием и твердыми осадками, равным 0,1 и 0,5. Таяние снова рассчитывалось по кубической формуле; осадки принимались равными осадкам на средней высоте границы питания, рассчитанным по температурам лета, приведенным к этой высоте. Таяние вычислялось для средней высоты каждой из зон, умножалось на ориентировочную площадь зон и на поправочный коэффициент, учитывающий внутреннее питание (он равен 0,25 в холодной зоне и 0,75 – в теплой). Сток из бессточной зоны приравнивался к нулю.

Полученные таким образом величины вводились в расчет потенциального дополнительного стока, полученного в результате искусственного запыления всей площади ледников. На этом этапе расчета приняты такие допущения: 1) в зонах сплошной морены и в холодной бессточной зоне дополнительного таяния не будет; 2) дополнительное таяние в области абляции на основе полевых опытов принято равным 25% естественного; 3) в теплой фирновой зоне запыление изменит альбедо от 70 до 40% и увеличит таяние вдвое, причем все избыточное таяние пойдет в сток; 4) в холодной фирновой зоне таяние изменится втрое вследствие изменения альбедо с 80 до 40%, но половина полученной вновь воды замерзнет, поэтому здесь также предусмотрено двойное увеличение таяния; 5) расчеты по кубической формуле

соответствуют средним для Средней Азии условиям – облачности 4,5 балла и сумме летних осадков (за июнь–сентябрь) 200 мм. Каждому дополнительному баллу облачности соответствуют изменения таяния на 10%: при большей облачности – увеличение, при меньшей – уменьшение. Каждые 100 мм летних осадков соответствуют изменению дополнительного таяния на 10% в областях питания и на 3% – в области абляции; дополнительное таяние возрастает при меньших осадках и уменьшается – при больших.

Полученная в результате расчета суммарная величина дополнительного стока с гор Средней Азии и Казахстана, поступающая на территорию СНГ (исключая сток в котловину оз. Каракуль и на территорию Китая), равна $6,5 \text{ км}^3$. Этот объем стока соответствует приблизительно 12–15% современного расхода воды на орошение, т.е. он удовлетворяет 20% потребностей в ней хлопка. В жаркие и засушливые годы потенциал дополнительного таяния возрастает приблизительно до $8\text{--}8,5 \text{ км}^3$.

Однако очевидна нереальность сплошного зачернения всех ледников и сохранения запылителя на протяжении всего сезона абляции, как это предусмотрено в расчете. Из приведенных цифр следует, что даже величины в $1\text{--}2 \text{ км}^3$ (2–5% расхода воды на орошение и около 1% естественного стока) малореальны, так как потребуют запыления примерно $2000\text{--}3500 \text{ км}^2$ ледников (приблизительный эффект усиления таяния равен 50 г/см^2 , или $0,5 \text{ млн м}^3$ воды с 1 км^2 ледников).

Итак, проблема использования ледников в качестве ресурсов пресных вод в принципе разрешима, но она требует ответа на вопрос, а не приведет ли усиленное использование ледниковых вод к нарушению естественного баланса массы ледников, их уменьшению и исчезновению. Чтобы ответить на этот важнейший вопрос, требуются специальные исследования, но пока можно сказать, что ограниченное воздействие на таяние ледников, вероятно, не приведет к их уменьшению по двум причинам.

Во-первых, опыт показывает, что в случае внезапного уменьшения массы льда (например, при вулканическом извержении) ледник в самое ближайшее время стремится привести свои размеры в соответствии с современным климатом. Однако в эпоху преимущественного убывания оледенения накапливающейся массы снега может не хватать для приобретения прежних размеров ледников. Во-вторых, необходимость искусственного усиления таяния ледников не бывает постоянной, а возникает лишь время от времени, особенно в засушливые годы. Вместе с тем следует подчеркнуть, что искусственные воздействия на снег и лед должны быть комплексными, как уже отмечено выше. В частности, запыление сезонного снежного покрова в высокогорье, хотя и не изменит суммарного летнего стока, сместит часть его со второй половины лета на первую, что в некоторых случаях бывает крайне необходимо.

По-видимому, подобные воздействия на одни и те же ледники можно выполнять не чаще одного раза в 20–30 лет, так как на восстановление баланса массы ледников после резкого усиления их таяния уходит примерно такое время. Лишь один раз в течение этого периода в высокогорных районах Средней Азии наблюдаются многоснежные зимы, когда твердых осадков выпадает вдвое–втрое больше обычного, как это имело место на Памиро-Алае в 1911, 1941 и 1969 гг.

Проблема сохранения ледниковых ресурсов в связи с искусственным усилением таяния ледников ставит задачу разработки способов увеличения твердых осадков, прежде всего в областях питания ледников. Увеличение осадков в высокогорье приведет к росту стока из пояса ниже ледниковой зоны, в то время как сток из ледниковой зоны, по-видимому, не изменится. Во внеледниковой части бассейна увеличение осадков вызовет возрастание стока прежде всего в середине и во второй половине лета, вследствие более длительного таяния снежников. Зато на поверхности ледников дополнительные осадки в виде снега приведут к задержке их таяния и, следовательно, к уменьшению стока в результате таяния льда, что также сократит сток в середине и во второй половине лета. В результате в год искусственного увеличения осадков сток из ледниковой зоны не возрастет, а увеличится многолетний запас льда и, следовательно, потенциал стока на следующие годы.

Моделью изложенной закономерности может быть сравнение стока из ледниковых бассейнов в годы относительно сухие и с повышенными против среднего суммами осадков. Рассмотрим данные по бассейну ледника Центральный Туюксу в Заилийском Алатау (табл. 4.4). Площадь бассейна 19,3 км². Ледники занимают здесь 8,5 км², или 44% всей площади. Площадь водосбора р. Малой Алматинки, стекающей с главного ледника, между постами Мынжилки и Сарысай – 15,9 км² (без ледников), между постами Сарысай и Алматы – 84,8 км² (без ледников). Второй водосбор характеризует среднегорную зону, третий – низкогорную.

Из табл. 4.4 следует, что изменчивость стока с ледниковых бассейнов гораздо ниже, чем изменчивость питающих его осадков: коэффициент вариации за 5 лет – 0,07 против 0,25. Изменчивость стока из среднегорной полосы за те же годы составляет 0,31, из низкогорной – 0,16. Хорошо видно, что если величина стока из среднегорной и низкогорной зон соответствует сумме выпавших осадков, то сток из ледникового бассейна с ними совсем не связан. Поэтому ледниковый сток не может быть увеличен в тот же год, когда произведено искусственное увеличение осадков.

Регулирование снегозапасов на ледниках может проводиться не только путем увеличения выпадающих осадков, но и посредством перераспределения снега с помощью снегозадерживающих щитов. Такие щиты увеличивают аккумуляцию снега, если за ними пологий

Таблица 4.4

Формирование стока в бассейне Малой Алматинки, млн м³

Год	Осадки по м/с Мынжилки, мм	Сток с бассейна Туюксу выше м/с Мынжилки			Сток между м/с Мынжилки и Сарысай	Сток между Сарысай и Алматы
		вне ледников	с ледников	сумма		
1964/65	710	11,4	9,3	20,7	8,3	29,5
1965/66	1182	15,4	9,6	25,0	16,0	38,0
1966/67	952	15,2	8,8	24,0	14,7	36,0
1967/68	647	9,8	12,5	22,3	8,2	25,6
1968/69	1085	14,5	8,1	22,6	15,0	33,7
1969/70	862	11,1	8,8	19,9	Нет данных	
1970/71	772	10,1	9,4	19,5		
1971/72	883	10,7	6,2	16,9		

склон, и уменьшают аккумуляцию на крутом склоне; возможны разные развороты щитов. Установка щитов на снежниках в Передовом хребте в штате Колорадо (Martinelli, 1973) привела к значительному увеличению аккумуляции снега, в результате чего сток увеличился на 50 м³ воды с каждого погонного метра щитов, что эквивалентно примерно 20 кг каменноугольной пыли при зачернении ею поверхности снега.

Другой способ – обрушивать снежные карнизы и лавины с окружающих склонов. Сброшенные массы снега на ледниках уменьшат сток, но вместе с тем и увеличат ледниковые ресурсы, на свободных же ото льда склонах это даст прямое увеличение стока. Общий эффект от сохранения летом снежного покрова на ледниковых языках равен силе сокращения таяния в бассейнах рек Средней Азии примерно на 6 км³, или на 30%.

В горах для регулирования таяния весьма эффективно сооружение водохранилищ в верховьях рек ледниково-снегового питания. Здесь в глубоких ущельях с прочными слабодопроницаемыми горными породами или на месте бывших горных обвалов могут быть построены высокие плотины, за которыми в расширениях речных долин уже через несколько лет запleshутся воды искусственных озер.

Дополнительную воду из нивально-гляциального пояса гор может дать откачка воды или спуск моренных или ледниково-подпрудных

озер. Объем их в Средней Азии (по самым грубым подсчетам) равен $0,5 \text{ км}^3$. Успешный спуск подобных озер по туннелям и каналам выполнен в Швейцарии. Другой способ заключается в установке сифонной системы гибкого трубопровода из озера. Он применялся для спуска селеопасных озер в бассейне Малой Алматинки (Казахстан).

Объем только одного озера Мерцбахера на Тянь-Шане равен $0,2 \text{ км}^3$, т.е. соизмерим с потенциалом искусственного усиления таяния с 400 км^2 ледников. Возможен также поиск с помощью геофизических методов внутриледниковых вод, в том числе артезианских, с последующим их спуском. Если даже их общий объем не превышает $0,1\%$ массы ледников (Голубев, 1976), то и это количество для всей Средней Азии дает $2,5 \text{ км}^3$ воды.

Регулирование стока возможно также путем создания приледниковых наледей – наращивания их в осенне-зимне-весеннее время, когда ледниковый сток бесполезен для сельского хозяйства, и ответственного увеличения стока за счет таяния наледей в вегетационный период. Наиболее перспективна для этой цели зона сезонных наледей на Памире, охватывающая южную часть Заалайского хребта, северную и западную части хр. Музкол, Северо- и Южно-Аличурские хребты. Наледный сток здесь составляет около 2% общего стока ниже наледи. В районах с постоянными наледями консервация части зимнего стока не приведет к существенному увеличению стока в годы с нормальными условиями погоды, но в аномально жаркие годы произойдет таяние льда, накопленного за ряд предыдущих лет, что вызовет существенную добавку к естественному стоку.

Приведенные расчеты показывают лишь качественный подход к проблеме искусственных воздействий на режим ледников, основанный на ограниченном числе полевых экспериментов. Однако существующие данные говорят о перспективности исследований воздействий на ледники для усиления ледникового стока. Общий недостаток опытов по искусственному усилению таяния ледников, проводившихся до сих пор, заключается в их разобщенности во времени и пространстве, кратковременности и малых размерах опытных участков, не позволяющих судить о том, как поведет себя в аналогичных условиях весь ледник.

В целях дальнейшей разработки этой проблемы необходима организация широкого эксперимента полупроизводственного характера на одном или нескольких ледниках для отработки методики и аппаратуры, уточнения эффективности метода с экономической точки зрения, выявления характера влияния запыления всего ледника на его естественную эволюцию и природные процессы в ледниковом бассейне (сели, оползни и т.п.). Очевидно, что подобный эксперимент должен сопровождаться широким комплексом специальных гляцио-гидрометеорологических наблюдений.

Опыт искусственного усиления таяния в крупном масштабе следует ставить одновременно на двух ледниках: один полностью подвергается запылению, а другой тех же размеров в однотипных условиях остается в качестве контрольного. При выборе пар ледников надо исходить из следующих условий: а) ледники должны находиться в бассейне, нуждающемся в получении дополнительного стока; б) в бассейне существует достаточно разветвленная сеть гидрометеорологических пунктов; в) опытные ледники хорошо доступны для наземных наблюдений и запыления с воздуха.

Однако при определении целесообразности использования ледников как источников пресной воды никогда нельзя забывать о природоохранном аспекте этой проблемы. Любые расчеты по усилению таяния ледников должны исходить из условия их сохранения, так как ледники служат источниками значительной части стока с гор и естественным образом регулируют его, усиливая сток во вторую половину лета, когда потребность в воде особенно возрастает. Следует принять во внимание и огромное рекреационное значение ледников, поскольку ландшафты нивально-гляциальной зоны гор обладают наибольшей притягательностью для человека и несут большую эмоциональную и познавательную нагрузку.

Использование полярных ледников

Пресную воду для засушливых прибрежных районов, вполне вероятно, скоро станут поставлять айсберги. Эти непрерывно возобновляемые ресурсы идеально пресной воды и холода очень удобны для эффективного и экологически безвредного использования. В 70-х и 80-х годах разрабатывался ряд проектов их транспортировки в засушливые районы Австралии, Америки, Африки и даже Аравии.

Предлагается использовать айсберги длиной 1 км , шириной $0,5 \text{ км}$ и толщиной $200\text{--}250 \text{ м}$. Нетрудно видеть, что общий объем такого айсберга составляет $0,1 \text{ км}^3$ или немного больше. Только такой большой ледяной массив сохранится во время долгого путешествия из Антарктики к жарким побережьям. А путь айсбергу предстоит долгий. Местами «отлова» годных для транспортировки станут, очевидно, районы шельфового ледника Росса для Южной Америки, шельфового ледника Ронне-Фильхнера для Африки и шельфового ледника Эймери для Австралии (рис. 4.6). Столовые айсберги, откалывающиеся от шельфовых ледников, более удобны и безопасны при перемещении, чем любые другие.

Для буксировки айсбергов из антарктических вод на север требуется мощность, в несколько раз превышающая мощность самого

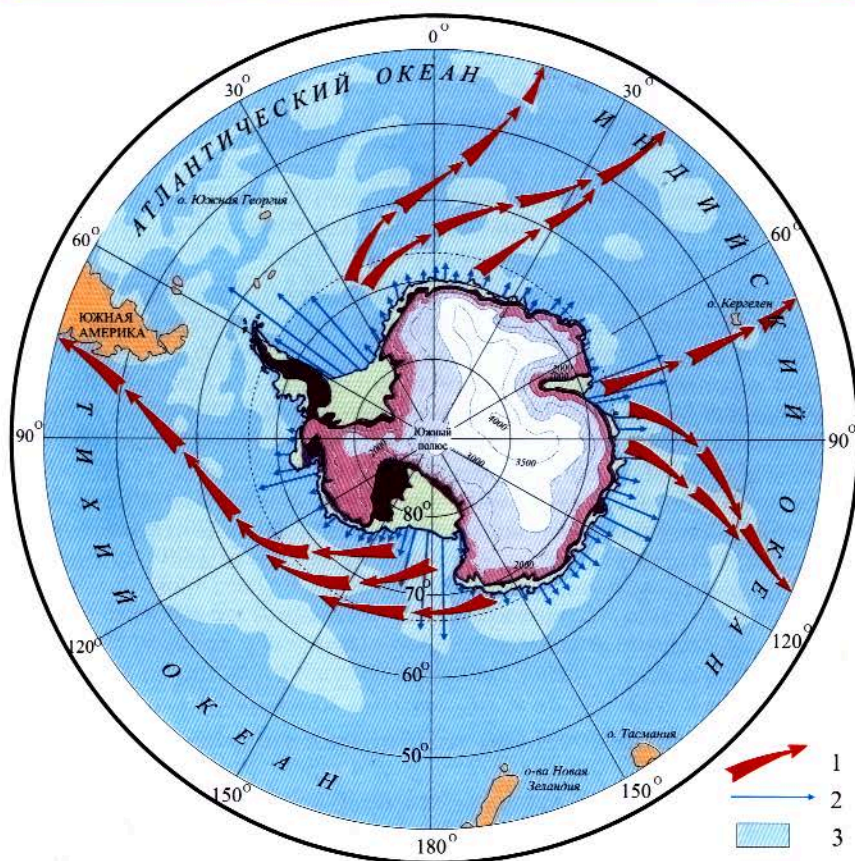


Рис. 4.6. Оптимальные маршруты транспортировки айсбергов в Антарктике

1 – маршруты транспортировки айсбергов; 2 – объемы айсбергов, ежегодно откалывающихся от каждого 200 км длины берега (длина стрелки в 1 мм соответствует 100 км³ льда); 3 – места обнаружения айсбергов

берг будут транспортировать 4–5 буксиров мощностью 10–15 тыс. л.с. каждый в сопровождении танкера водоизмещением 80 тыс. т. При этом значительную часть работы при перемещении айсбергов возьмут на себя холодные течения, а устойчивый ветер может обеспечить движение айсберга в воде со скоростью, достигающей 1,6% скорости ветра.

Рассчитанные оптимальные пути транспортировки айсбергов несколько различаются для айсбергов разных размеров. Путь от берегов Антарктиды до Австралии составляет около 9000 км, а до Южной Америки – около 7000 км. На пути решения проблемы стоит ряд технических трудностей, но некоторые из них, например, техника обвязки и крепления айсберга к буксирам, уже решены. При удачном «захвате» айсберга, благоприятных ветрах и течениях он может быть доставлен даже к берегам Аравии менее чем за год, а к берегам Австралии за несколько месяцев. Но значительную угрозу представляет таяние айсберга в теплых водах – ведь температура воды в Индийском океане превышает 24 °С. Без надлежащих мер защиты айсберг небольших размеров, наверное, не выдержит 200-дневного путешествия. Поэтому важно предохранить айсберг от интенсивного таяния в пути, возможно, с помощью пластиковой капсулы. Но и в этом случае будет потеряно не менее 20% его первоначальной массы.

Другая неприятность, поджидающая айсберг, – воздействие волн и эрозии его обрывистого края. Особенно опасна длинноволновая зыбь небольшой амплитуды, способная разломить айсберг, если его длина на порядок больше толщины. Предстоит решить и задачи маневрирования и швартовки у берега, а также превращения массы льда в воду. Из-за огромной осадки ледяной горы, достигающей 150–200 м, ее нельзя будет подвести к берегу ближе чем на 20–40 км. Следовательно, придется строить длинные трубопроводы или устраивать челночные рейсы наливных судов.

Но как же растопить без больших потерь стоящую на якоре в море ледяную глыбу? Можно применять взрывные методы или горнорудные машины, чтобы разделить огромный массив льда на крупные куски, затем их раздробить и измельчить для образования ледяной жижи и направить ее по трубопроводам. Можно разделить глыбу на плоские куски с помощью термической резки или взрывов по предварительно ослабленным сечениям. Видимо, будет применяться и естественное таяние в пришвартованном состоянии, с использованием перегородок, препятствующих смешению пресной и морской воды.

И, наконец, неплохо использовать термоэлектрический потенциал между холодным льдом и теплом окружающей среды. Скрытая теплота плавления льда в пути может давать электроэнергию, что повысит эффективность доставки айсберга в жаркие страны более чем вдвое. А на месте его швартовки у пункта назначения может

сильного из существующих буксиров. Конечно, будут сконструированы принципиально новые буксиры, эффективные на тихом ходу. Но и здесь уже получен существенный практический опыт, связанный с буксировкой крупного оборудования для добычи нефти в Северном море. Вес конструкции достигал 250 тыс. т, ее общая высота была 220 м, а осадка составляла 140 м. Для перемещения оборудования использовались в связке одновременно 5 буксиров суммарной мощностью 50 тыс. л.с. Этой мощности достаточно для транспортировки айсберга в 0,1 км³ со скоростью один узел. Предполагается, что айс-

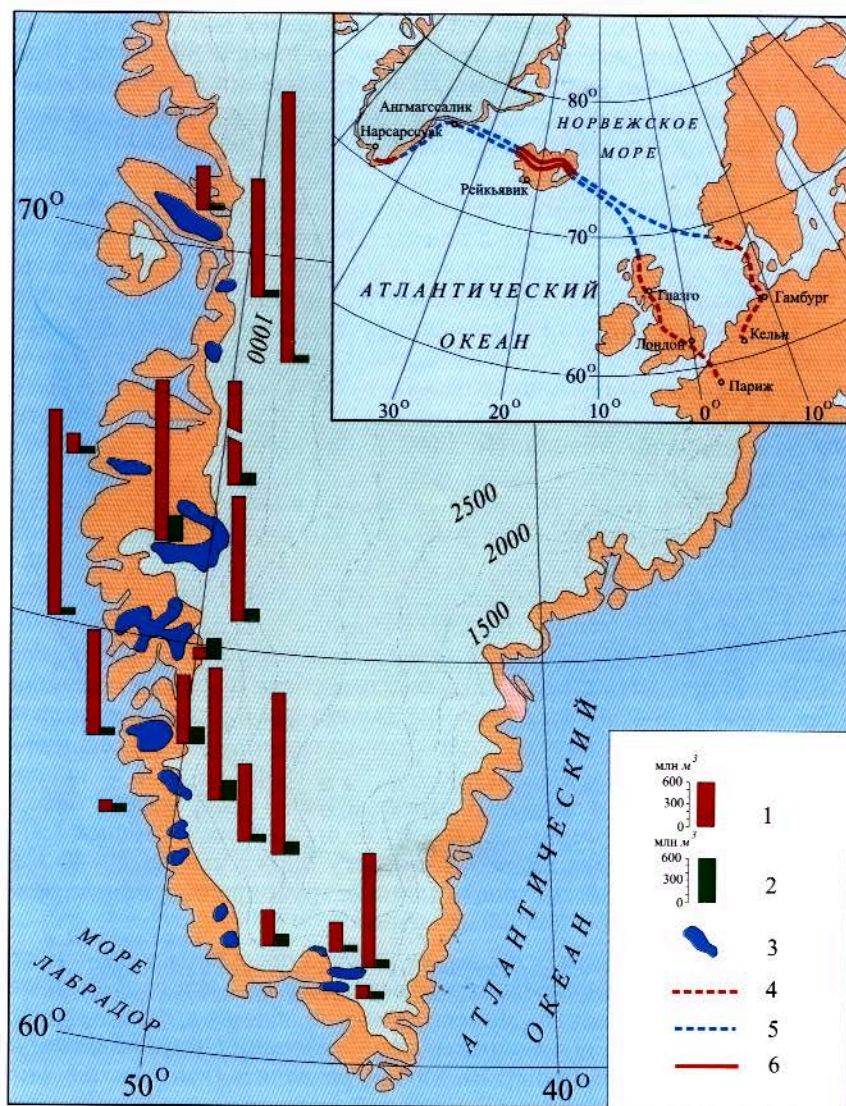


Рис. 4.7. Энергоресурсы ледниковых вод в юго-западной Гренландии
1 – объем ледникового стока (1 мм = 100 млн м³); 2 – суммарная потенциальная мощность ГЭС (1 мм = 400 ГВт); 3 – водосборные бассейны. На врезке показаны маршруты передачи энергии из Гренландии в Европу: 4 – линии электропередач, соединяющие отдельные электростанции с центральными электроузлами; 5 – морские кабели; 6 – высоковольтные линии

быть построена электростанция, работающая только на энергии, выделяемой плавающим льдом.

Таким образом, перспективы использования айсбергов на благо человечества велики. В этой связи весьма важно усовершенствовать Антарктический договор, подтвердить принадлежность Антарктиды всему миру, выработать принципы использования ее ресурсов и охраны окружающей среды.

Поиски новых источников энергии все больше обращают внимание ученых и инженеров на арктические ледниковые покровы. Предлагается проект использования огромных гидроэнергетических ресурсов талого стока на юге Гренландии с помощью системы ГЭС и передачи энергии в Европу и Америку по подводным кабелям. Области, дающие жидкий сток, лежат на Гренландском ледниковом щите ниже 2200–2300 м над ур. моря в прибрежной полосе шириной 150 км на западном побережье и 65 км на восточном. Для получения талого стока перспективна большая часть этой области общей площадью свыше 150 тыс. км². При естественном таянии за год здесь стает в среднем 1,4–1,75 м, что в переводе на осредненный гидростатический 1000-метровый напор обеспечивает энергетический потенциал 460–475 ГВт·час.

Для получения электроэнергии рассматривается идея строительства у края ледников и на поверхности ледникового покрова системы водохранилищ, каждое площадью 150–250 км² и объемом 7–12 км³, в которые по специальной сети каналов собираются талые воды с 150 тыс. км² поверхности ледников (рис. 4.7). Рационально создание около 15 гидроузлов мощностью около 5 ГВт каждый с водосбором около 10 тыс. км². Наиболее благоприятны природные условия западной части Гренландии, где естественные резервуары позволяют ограничиться высотой плотин 20–50 м.

Предполагается прокладка кабеля для подключения к объединенным энергосистемам Западной Европы и США – Канады. Часть энергии может использоваться на месте для производства алюминия. Перспективен также метод доставки энергии в виде жидкого или газообразного водорода с использованием танкерно-наливных судов либо трубопроводов. Водород может быть получен электролизом с использованием местной электроэнергии при потерях ее всего в 10%. Осуществление этого грандиозного проекта вполне возможно в XXI в. Помимо инженерных разработок, он требует и серьезного гляциологического анализа наиболее рационального размещения водохранилищ и ГЭС и возможностей усиления таяния ледникового покрова с точки зрения его современного и возможного в будущем баланса массы.

При разработке и осуществлении подобных проектов нельзя забывать о проблеме сохранения ледников, которая становится все более острой в связи с усилением антропогенного воздействия на природу

и глобальным потеплением, что может существенно, а на каком-то этапе и катастрофически, изменить режим ледников, вызвав их быструю деградацию и уничтожение. Будущие исследования должны, поэтому, совмещать задачи поиска методов активных воздействий на ледники с задачами изучения условий их сохранения.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г.А.* Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников // Тр. Ин-та географии АН СССР. Т. 56. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции. Вып. 3. 1953. С. 5–43.
- Авсюк Г.А.* Температурное состояние ледников // Изв. АН СССР. Сер.геогр. 1955. № 1. С. 14–31.
- Авсюк Г.А., Котляков В.М.* Изучение возможностей усиления таяния ледников путем зачернения их поверхности // XXIII Междун. геогр. конгресс: Симпозиум «Международная гидрологическая программа. Преобразование водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности». Дополнительные сообщения советских участников. Л., 1976. С. 4–7.
- Аккуратов В.Н.* Устранение снеголавинной опасности путем обстрела лавиноопасных склонов // Снег и лавины Хибин. М., 1967. С. 258–268.
- Алексеев В.Р., Савко Н.Ф.* Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты). М.: «Наука», 1975. 204 с.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира.* М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.
- Бажев А.Б.* Закономерности таяния искусственно запыленной поверхности ледника // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып.21. 1973 а. С. 124–135.
- Бажев А.Б.* Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 21. 1973 б. С. 219–230.
- Войтковский К.Ф.* Скорость пластической деформации поликристаллического льда // Изв. Сибирского отделения АН СССР. 1959. № 4. С. 3–16.
- Голубев Г.Н.* Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
- Григорян С.С., Урумбаев Н.А.* О природе лавинной воздушной волны // Науч. тр. Ин-та механики МГУ. № 42. 1975. С. 74–82.
- Гросвальд М.Г.* Последний Евразийский ледниковый покров // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 30. 1977. С. 45–60.
- Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: «Наука», 1983. 216 с.
- Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф.* Гляциальная эрозия континентальных окраин (происхождения фьордов и трогов на оледенелых шельфах) // Геоморфология. 1983. № 1. С. 3–14.

- Долгушин Л.Д.* Современное оледенение Нань-Шаня (Цилень-Шаня) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 6. С. 33–43.
- Долгушин Л.Д., Кеммерих А.О., Кренке А.Н.* и др. Полевые исследования по теме «Разработка научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии» // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 11. 1965. С. 5–15.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Баланс массы пульсирующего ледника Медвежий как основа предсказания его подвижек // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 32. 1978. С. 161–170.
- Дюнин А.К.* Основы теории метелей // Изв. Сибирского отделения АН СССР. 1959. № 12. С. 11–24.
- Дюнин А.К.* Механика сильных метелей // Тр. Новосиб. ин-та инженеров жел.-дор. транспорта. Вып. 174. 1974. С. 3–110.
- Зотиков И.А.* Тепловой режим мощных ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 8. 1963. С. 118–122.
- Инженерная гляциология* / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1971. 206 с.
- Калесник С.В.* Общая гляциология. Л.: Учпедгиз, 1939. 327 с.
- Кароль Б.П.* Снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1949. 74 с.
- Котляков В.М.* Опыт подсчета запасов воды, аккумулированной в горных ледниках Советского Союза // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1966. № 3. С. 43–48.
- Котляков В.М., Чернова Л.П.* Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 25 лет (1956–1980). Материалы гляциол. исслед. Часть 1. Вып. 48. 1983. 287 с. Часть 2. Вып. 49. 1984. 260 с.
- Котляков В.М., Чернова Л.П., Кунахович М.Г.* Аннотированная библиография советской литературы за 1981–1990 годы. Материалы гляциол. исслед. Вып. 78. 1994. 307 с.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г.* О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 12. 1966. С. 153–164.
- Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н.* Использование высоты границы питания в гидрометеорологических расчетах // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 34. 1978. С. 167–177.
- Кропоткин П.А.* Исследование о ледниковом периоде. СПб., 1876 (Зап. Имп. Русского геогр. об-ва. Т. 7). 770 с.
- Крылов М.М.* Накопление холода в почве для уменьшения засухливости // Вестн. мелиорации и гидротехники. 1940. № 1.
- Кузьмин П.П.* Опыт изучения теплового и водного баланса снеготаяния // Тр. Госуд. гидр. ин-та. Вып. 1 (55). 1947. С. 11–41.
- Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 345 с.

- Лебедева И.М.* Влияние летних снегопадов на таяние ледников Средней Азии и юго-восточного Казахстана // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 16. 1970. С. 163–173.
- Лебедева И.М.* Суммарная радиация в июле–августе в гляциальной зоне Средней Азии и юго-восточного Казахстана // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 18. 1971. С. 41–52.
- Лебедева И.М.* Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов) // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 26. 1975 (1976). С. 119–129.
- Северский И.В.* О процедуре оценки среднегодовых сумм твердых осадков на границе питания ледников // Вестн. АН КазССР. 1978. № 11. С. 43–50.
- Сосновский А.В., Ходаков В.Г.* Искусственное льдообразование в природных условиях для решения экологических проблем // Материалы гляциол. исслед. Вып. 79. 1995. С. 3–6.
- Павлов А.В.* Зимнее орошение полей для повышения урожайности // М.: Изд-во АН СССР, 1960. 70 с.
- Тронов М.В.* Об устойчивости ледников // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1948. № 5. С. 476–488.
- Тронов М.В.* Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 376 с.
- Тронов М.В.* Вопросы горной гляциологии. М.: Географгиз, 1954 (Зап. Всес. геогр. об-ва. Новая серия. Т. 15). 276 с.
- Тушинский Г.К.* О понятиях «хионосфера» и «уровень 365» // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 7. 1963. С. 173–177.
- Ходаков В.Г.* Снежный покров в северной части Урала и некоторые проблемы горного снеговедения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 13. 1967. С. 44–51.
- Ходаков В.Г.* Метод расчета условий возможного развития четвертичного оледенения // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 14. 1968. С. 180–187.
- Цыкин Е.Н.* Метод разрушения льда «крупным сколом» и его место в системе противозаторных мероприятий // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 17. 1970.
- Шульгин А.М.* Снежный покров и его использование в сельском хозяйстве. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 84 с.
- Шульц В.Л.* К вопросу о целесообразности искусственного усиления таяния снега в горах Средней Азии // Метеорология и гидрология. 1963. № 5. С. 38–41.
- Шумский П.А.* Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географгиз, 1947. 60 с.
- Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

- Шумский П.А.** О теории движения и колебаний ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 6. 1962. С. 31–41.
- Шумский П.А.** К методике определения скорости внутреннего питания ледников // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 9. 1964. С. 276.
- Шумский П.А.** Динамическая гляциология. Итоги науки. Гидрология суши, гляциология. 1968. М.: ВИНТИ, 1969. 172 с.
- Шумский П.А., Михалев В.И., Цветков Д.Г.** Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 20. 1972. С. 35–69.
- Якимов Ю.Л., Шурова И.Е.** Природа воздушной волны, вызванной снежной лавиной // Успехи советской гляциологии. Материалы 3-го Всес. гляциол. симпозиума. Фрунзе, 1968. С. 355–358.
- Kotlyakov V.M., Dolgushin L.D.** Possibility of artificial augmentation of melting by surface dusting of glaciers (results of Soviet investigations) // The role of snow and ice in hydrology. Proc. of the Banff Symposium, September 1972. Vol. 2. Intern. Assoc. Hydrol. Sciences. Publ. № 107. 1973. P. 1421–1426.
- La Chapelle E.R., Bell D.B., Tohnson T.B., Lindsay R.W., Sackett E.M.** Alternate methods of avalanche control. Phase IV. Washington University. Department of Civil Engineering. Research Program Report (final) WSDOT-19.3. 1978.
- Martinelli M.Jr.** Snow-fence experiments in Alpine areas // Journ. of Glaciology. Vol. 12. № 65. 1973. P. 291–303.
- Mellor M.** Avalanches. Cold Region Sciences and Engineering Monograph. III-A3. 1968.
- Perla R.** Artificial release of avalanches in North America // Arctic and Alpine Research. Vol. 10. № 2. 1978. P. 235–240.
- Science News.** October 11. Vol. 65. № 15. 1969.

АВТОРСКИЙ КОММЕНТАРИЙ

Содержание этого тома основано на моих многочисленных публикациях, первые из которых увидели свет еще в середине 60-х годов и затем появлялись в печати в 70-х и 80-х годах. В основе первых двух частей книги лежат материалы моей докторской диссертации, защищенной в начале 1967 г. и вскоре опубликованной в Ленинграде («Снежный покров Земли и ледники». Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.).

Кроме того, в главе 1 первой части использована статья, написанная совместно с В.Г. Ходаковым и А.М. Гринберг «Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации аэрокосмической информации». Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 3. С. 127–132.

Часть главы 2 основана на двух статьях, опубликованных в Докладах Академии наук:

Котляков В.М., Кренке А.Н., Зверкова Н.М., Чернова Л.П. Перераспределение влаги между океанами через снежный покров материков (на примере Северного полушария) // Докл. АН СССР. Т. 295. № 6. 1987. С. 1460–1464.

Котляков В.М., Кренке А.Н., Глебова Л.Н., Зверкова Н.М., Чернова Л.П. Роль снежного покрова материков Южного полушария в перераспределении влаги между океанами // Докл. АН СССР. Т. 304. № 5. 1989. С. 1221–1225.

Глава 4 в большой мере базируется на статье: Котляков В.М., Кренке А.Н. Роль снежного покрова и ледников в глобальных моделях климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 1. С. 5–14.

* * *

Во второй части, помимо отрывков из книги «Снежный покров Земли и ледники», приведены материалы из следующих статей.

В главе 1:

Котляков В.М. Значение ветрового переноса снега в поверхностном режиме горных ледников // Гляциогидроклиматология горных стран. М., 1973. С. 23–32.

В главе 2:

Котляков В.М., Лебедева И.М. «Кающиеся снега и льды», механизм их образования и индикационное значение // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 3. С. 26–36.

Котляков В.М. Внутреннее питание ледника // Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 65–66.

В главе 3:

Бажев А.Б., Варнакова Г.М., Котляков В.М., Рототаева О.В. Проблемы современного оледенения Памиро-Алая // Тр. Среднеазиатского регионал. науч.-исслед. гидромет. ин-та (САРНИГМИ). Вып. 14 (95). 1974. С. 3–14.

Оледенение Памиро-Алая. М.: «Наука», 1993. Глава 1. Нивально-гляциальная природа Памиро-Алая и ее изученность (авторы: Г.М. Варнакова, В.М. Котляков и О.В. Рототаева). С. 5–16. Глава 6. Морфология оледенения (авторы: Г.М. Варнакова, В.М. Котляков и О.В. Рототаева). С. 126–153. Глава 8. Режим оледенения (авторы: А.Б. Бажев, В.М. Котляков и О.В. Рототаева). С. 169–202.

Котляков В.М., Дрейер Н.Н. Гляциологическое районирование. Нивально-гляциальные системы // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2. Книга 1. М., 1997. С. 16–20.

* *
*

В третьей части приведены результаты моих исследований в содружестве с коллегами – гляциологами, выполненных в основном в 70-х – начале 80-х годов.

В основе главы 1 лежат следующие публикации:

Десинов Л.В., Котляков В.М., Сулов В.Ф. Подвижки ледников на южном склоне Заалайского хребта в 1972–1977 годах // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 30. 1977. С. 205–211.

Десинов Л.В., Котляков В.М., Сулов В.Ф. Наблюдения за подвижками ледников Памира из космоса // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 1. С. 117–120.

Десинов Л.В., Захаров В.Г., Котляков В.М., Сулов В.Ф. Итоги первого подспутникового эксперимента по индикации пульсирующих ледников Памира // Изв. Всес. геогр. об-ва. Т. 110. Вып. 6. 1978. С. 505–512.

Десинов Л.В., Носенко Г.А., Гречко Г.М., Иванченков А.С., Котляков В.М. Гляциологические исследования и эксперименты на орбитальной станции «Салют-6» // Исследование Земли из космоса. 1980. № 1. С. 25–34.

Котляков В.М. Становление и перспективы космической гляциологии // Исследование Земли из космоса. 1981. № 1. С. 7–15.

Десинов Л.В., Иванченков А.С., Котляков В.М., Носенко Г.А. Результаты эксперимента по изучению оледенения Каракорума с борта орбитальной станции «Салют-6» // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 42. 1982. С. 22–40.

Глава 2 базируется на материалах следующих статей:

Котляков В.М. Баланс массы ледника // Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 49–51.

Котляков В.М. Баланс массы, колебания ледников и ледниковый сток – центральные проблемы гляциологии // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 87–96.

Котляков В.М., Шамин П.А. Некоторые итоги и перспективы изучения баланса массы ледников // Материалы гляциол. исслед. Вып. 56. 1986. С. 179–193.

Котляков В.М. Проблема баланса массы ледников и ее значение для гляциологии // Материалы гляциол. исслед. Вып. 57. 1986. С. 4–8.

Гарелик И.С., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Создание гляциологической информационной системы пульсирующего ледника // Изв. РАН. Сер. геогр. 1994. № 3. С. 125–137.

Гарелик И.С., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Компьютерный анализ динамики пульсирующих ледников // Изв. РАН. Сер. геогр. 1996. № 4. С. 55–63.

Kotlyakov V.M., Osipova G.B., Popovnin V.V., Tsvetkov D.G. Experience from observations of glacier fluctuations in the territory of the former USSR // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Band 32. 1996. S. 5–14.

Kotlyakov V.M., Osipova G.B., Tsvetkov D.G. Fluctuations of unstable mountain glaciers: scale and character // Annals of Glaciology. Vol. 24. 1997. P. 338–343.

В главе 3 использованы материалы пяти коллективных статей:

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Предстоящие изменения климата и судьба ледников // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6. С. 21–32.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М., Кренке А.Н. Взаимодействие оледенения с океаном и проблема изменений климата // Методологические аспекты современной конструктивной географии. М., 1985. С. 117–129.

Котляков В.М., Дюргеров М.Б., Кренке А.Н. Основы гляциологического прогноза // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 5–17.

Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Дюргеров М.Б., Мазо В.Л. Реакция оледенения на предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 5. С. 35–45.

Котляков В.М., Рототаева О.В., Десинов Л.В., Зотиков И.А., Осокин Н.И. Катастрофические последствия грандиозной подвижки ледника Колка на Северном Кавказе // Изв. РАН. Сер. геогр. 2003. № 1. С. 45–54.

* *
*

Для текста четвертой части книги, посвященной общим вопросам гляциологии, и в особенности ее прикладным проблемам, я выбрал некоторые обобщающие статьи, опубликованные в основном в 80-х годах; некоторые из них написаны с моими сотрудниками.

Глава 1 построена на материалах двух моих статей:

Котляков В.М. Гляциология на рубеже XXI века // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 3. С. 14–20.

Kotlyakov V.M. Contribution of Soviet glaciology to the world science // 34 Selected Papers on Main Ideas of the Soviet Glaciology, 1940s – 1980s. Moscow, 1997. P. 7–17.

Во главе 2 использовано содержание раздела «Прогноз и польза» моей книги «Снег и лед в природе Земли» (М.: «Наука», 1986. С. 133–144), а также следующие статьи:

Котляков В.М., Ушаков А.И., Ходаков В.Г. Современные проблемы инженерной гляциологии и хозяйственная деятельность людей // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 40. 1980. С. 211–224.

Котляков В.М. Беречь ресурсы снега и льда // Вестн. АН СССР. 1991. № 1. С. 61–72.

Основой главы 3 служит моя статья «Использование ледников как источников пресной воды», опубликованная в сборнике «Проблемы развития водного хозяйства СССР» (М.: «Наука», 1981. С. 27–42). Она дополнена материалом моей статьи «Беречь ресурсы снега и льда» (Вестн. АН СССР. 1991. № 1. С. 61–72).

* *
*

ПОСЛЕСЛОВИЕ

Перевернута последняя страница этой книги. И вот – свежее впечатление: с одной стороны, в ней все знакомо; за десятки лет работы в Институте географии это не раз слышано, читано, обсуждено на конференциях, семинарах, защитах диссертаций. А с другой – материал книги звучит по-новому, он как-то укрупнился, стал значительнее, глобальнее. Не берусь судить, в чем тут дело. Возможно, прошедшие годы поставили работы В.М. Котлякова в перспективу, высветив их истинный масштаб. А возможно, что здесь также срабатывает эффект отсева, когда все мелочи-однодневки, т.е. все то, что «забывает» жизнь (и список публикаций) любого активного ученого, удастся отбросить, а наиболее важное и крупное – отобрать и объединить, так что «то» вдруг становится новым целым, о возможности существования которого мы даже не догадывались...

Настоящая книга, как мы видим, состоит из четырех частей, из которых половина посвящена проблемам изучения снежного покрова. Не секрет, что снежный покров был первым крупным объектом исследований автора книги, исследований, которые он сам долго считал своей узкой специальностью. Снежный покров Антарктиды, а затем и всего мира стали основными темами его кандидатской и докторской диссертаций. К проблемам снежного покрова, подозреваю, до сих пор лежит его душа, изучению снега он просто не может не отдавать предпочтения. Естественно поэтому, что в первых двух частях книги, т.е. там, где характеризуется сезонный снежный покров (отдельно для равнинных и горных областей), снежный покров на ледниках (опять-таки отдельно для периодов аккумуляции и абляции), климатическая роль снежного покрова и его место в географической оболочке планеты и глобальных моделях климата, профессионализм автора особенно очевиден.

В первой части, отдав должное предшественникам и коллегам – А.И. Воейкову, П.П. Кузьмину, Г.Д. Рихтеру, А.К. Дюнину и другим, автор широко использует собственные данные, собранные в десятках экспедиций. Здесь разбирается ряд сложных проблем, таких как зональность процессов льдообразования, питание ледников за счет роста льда внутри снежно-фирновых толщ, климатическая роль снежного покрова и ледников, принципы гляциологического районирования Земли, охарактеризовано комплексное географическое понятие снежности. Повторяю: в этой части книги автор демонстрирует

максимальный профессионализм, во всем здесь, начиная с описания методик и кончая принципиальными вопросами географического снеговедения, его работа представляет собой подлинный state-of-the-art в науке, ее вершину.

Для общей гляциологии чрезвычайно важны те разделы первой и второй частей, в которых рассматриваются проблемы хионосферы, снеговой и фирновой линий, границы питания на ледниках. Этим разделам отведено значительное место, что вполне оправдано. В высотном положении названных границ предметно выражается связь оледенения с климатом и рельефом, а в интенсивности массообмена на них, в высотных градиентах изменений этой интенсивности – энергия оледенения, включая способность ледников к выпахиванию ложа, изменению его рельефа.

Опираясь на материал двух первых частей, можно уже сейчас сделать выводы, способные пошатнуть целый ряд укоренившихся стереотипов, которые хоть и заведомо противоречат данным наблюдений и теории, но тем не менее просто не сходят со страниц научных изданий. Один из таких стереотипов, берущий начало еще от А.И. Воейкова, состоит в утверждении, что в районах с сухим климатом даже сильные похолодания не ведут к развитию покровного оледенения. При этом обычно ссылаются на старые реконструкции плейстоценовых обстановок на северо-востоке Сибири, севере Аляски и западе Канадской Арктики, где, как считается, «климат был слишком сухим, чтобы сделать возможным появление ледниковых покровов». И хотя каждый день приносит доказательства обратного, хотя и «климатическое» моделирование древних оледенений с помощью компьютеров, и новые открытия следов оледенения в районах Арктики, которые еще вчера считались безледными, свидетельствуют о повсеместности оледенения высоких широт, инерция старых заблуждений сохраняется. Чтобы преодолеть ее, нужны очень сильные аргументы. И представить их может только специалист-гляциолог, который знает все о режиме снежного покрова, об аккумуляции и таянии снега в тех реальных термодинамических условиях, которые характерны для полярных областей Земли.

Другой стереотип касается связей между высотами «климатической» снеговой границы на склонах разной экспозиции и образованием ледниковых покровов. Судя по расчетам, а также наблюдениям в районах «малого» оледенения, на подветренных склонах хребтов и возвышенностей эта граница лежит выше, чем на наветренных. В этом факте, хорошо известном даже начинающим исследователям, палеогеографы часто видят серьезное препятствие для развития крупных ледниковых комплексов за барьерами краевых гор. Так, например, из известной карты высот снеговой границы, составленной Ю. Оно и Т. Нарузе для позднего плейстоцена Восточной Азии, вроде бы следует, что за хребтами, обрамляющими Тибет и другие межгор-

ные плато, снеговая граница резко «задиралась» вверх, вследствие чего сколько-нибудь значительное оледенение этих плато становилось невозможным. Но ведь такая ситуация характерна и для Гренландии, где есть береговые хребты и внутренние равнины, лежащие в ветровой тени гор, и она отнюдь не помешала возникновению и росту Гренландского ледникового щита. Не могла она помешать и покровному оледенению высоких плато Восточной Азии, о чем, среди прочего, говорят данные исследований геоморфологии Тибета и Тянь-Шаня. В чем же дело? Очевидно, в том, что карта Оно и Нарузе – это всего лишь «моментальный снимок» снеговой границы в самом начале эпохи похолодания, вслед за которым неизбежно разворачивался длительный процесс взаимодействий между атмосферой и меняющейся поверхностью Земли в зоне этой границы.

Таким образом, наши «претензии» к карте Оно и Нарузе состоят в том, что она не учитывает результатов указанных выше взаимодействий. Между тем именно они приводили к накоплению снега и льда за гребнями хребтов, к охлаждению подветренных склонов, повышению их поверхности и, в итоге всего этого, к снижению здесь границы питания. Повторяю: приведенная в качестве примера карта дает картину снеговой границы для рубежа начала оледенения, когда она действительно принимает форму «купола». Однако последующие процессы заставляли этот купол постепенно прогибаться и принять сначала форму наклонной плоскости, а затем и форму «чаши». Такую «чашу» образовывала снеговая граница над плейстоценовым Тянь-Шанем и Тибетом. Последнее было доказано геоморфологическими исследованиями Маттиаса Куле, и мы не могли не согласиться с его доводами, когда работали над составлением Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Чрезвычайно богата мыслями и вторая половина книги, которую открывает раздел «Глобальные изменения и судьба ледников». Этот материал публиковался довольно давно, однако проблематика раздела и сегодня абсолютно актуальна, особенно в той части, которая касается связей объема ледников с колебаниями уровня Мирового океана. Она ни на йоту не утратила остроты, составляя ядро ряда текущих научных программ, в том числе американского проекта SeaRISE, осуществляемого на протяжении 90-х годов в Антарктиде.

В самом начале третьей части обсуждаются перспективы, которые открывает перед гляциологией применение космических методов. Справедливости ради следует сказать, что В.М. Котляков был первым российским гляциологом, кто не только понял возможности этих методов, но и сделал ставку на их использование при составлении Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Он же стал организатором и участником первых космических экспериментов, включая памирский, к которым были привлечены космонавты Ю.В. Романенко, Г.М. Гречко, В.В. Коваленок и А.С. Иванченков. Сейчас

ясно, что наблюдения из космоса не только расширили знания о распространении современных и древних ледников, но и открыли новые перспективы для исследований их режима, прогноза изменений оледенения. Среди прочего, космические методы позволили сделать прорыв в исследованиях приледниковой гидрологии, т.е. в области, которая особенно близка моим собственным научным интересам. Именно они позволили обнаружить следы катастрофических трансконтинентальных потопов Евразии, которые, как сейчас ясно, сопровождали деградацию плейстоценовых ледников Арктики.

Вернемся, однако, к основной теме третьей части – гляциологическим эффектам современных глобальных изменений, прежде всего – к следствиям потепления высоких широт и горных областей, где сейчас располагаются крупнейшие ледниковые комплексы. Известно, что от режима ледников зависит водность горных рек, а значит – сельское хозяйство на огромных территориях и благополучие миллионов людей. Не менее важно, что, как уже говорилось, с изменениями ледников напрямую связан уровень Мирового океана, что деградация оледенения ведет к подъему этого уровня, к наступанию моря на сушу и резкому усилению размыва берегов. А потери для экономики, связанные с таким размывом, даже на сравнительно небольших участках побережий оцениваются в миллиарды долларов.

Таким образом, прогноз оледенений и их последствий – дело чрезвычайно ответственное, за ним могут следовать политические решения и практические меры, требующие огромных расходов. К сожалению, изменения ледников и уровня океана стали модной темой, о них пишут слишком много и легковесно, так что научно обоснованные прогнозы тонут в хоре домыслов любителей. Неудивительно, что оценки повышения уровня океана за ближайшие десятилетия имеют огромный разброс. Одни пишут о подъеме на несколько сантиметров, другие – на 5–6 метров, и острота угрозы, заключенной в этих предсказаниях, различается на порядки. К тому же одни пишут о плавном повышении океанской поверхности, продолжающем давно идущий процесс, другие же предупреждают о ее внезапном, катастрофическом подъеме, в результате которого будут затоплены огромные прибрежные территории.

Данная часть работы В.М. Котлякова – пример научного подхода к сложной проблеме, для полного решения которой пока недостает данных. В ней дается анализ механизмов сокращения ледниковых покровов в ответ на потепление климата, особенностей динамики «морских» (т.е. налегающих на морское дно) ледников, включая их неустойчивость и способность к катастрофическим распадам, а также рассматривается группа вопросов, касающихся взаимодействий оледенения с океаном, в том числе реакция особой границы – линии налегания ледников – на колебания океанского уровня. И делается вывод, что подъем последнего, вызванный убыванием оледенения,

может быть не только плавным, наследующим тренд предшествующих веков, но и внезапным, скачкообразным. А вот для получения ответа на вопрос, когда – через годы или века, или завтра?, необходимы специальные исследования в Антарктике, подобные проекту SeaRISE. Ведь источник угрозы известен, это – неустойчивый, не успевший до конца распасться ледник Западной Антарктиды.

Четвертая часть, «Снег и лед в жизни людей», начинается с анализа достижений гляциологической науки в СССР и России, с мыслей о перспективах гляциологии в XXI в. Автор охватывает здесь широкий круг задач, включая создание эволюционной модели гляциосферы, интегрированной в общую эволюцию природы; выяснение количественных связей между состоянием окружающей среды и изменениями оледенения; разработку новых подходов к изучению снежного покрова, лавин и ледников, а также создание геоинформационной системы «Гляциология», которая могла бы использовать возможности наблюдений и мониторинга с космических аппаратов.

Лично мне особенно близка мысль о необходимости новых подходов к старым проблемам. Я, в частности, уверен, что только принципиально новый подход поможет покончить с узлом противоречий, которые на протяжении десятилетий не удается решить в области моих собственных интересов – в исследованиях древних оледенений. Как известно, до сих пор существует несколько принципиально различных моделей этих оледенений, они предполагают разные масштабы ледниковых явлений и влекут за собой разные представления о размахе глобальных изменений на Земле. Каждая из этих моделей вроде бы опирается на постоянно растущий набор фактов, однако никакого сближения точек зрения со временем не происходит. Не способствуют этому и новые экспедиции, ведущие лишь к пополнению запаса эмпирических данных, которые затем трактуются по-разному – в соответствии со взглядами толкователей. Беда, на мой взгляд, в том, что в палеогляциологии до сих пор господствуют геологические подходы, и 90% фактов, используемых для реконструкции древних оледенений, составляют следы геологической деятельности ледников и ледниковых покровов. Путь этот – в высшей степени окольный, не прямой; выявить и интерпретировать эти следы совсем не просто, на данном пути возможна масса «разночтений», и, чтобы избежать ошибок, исследователь должен глубоко понимать весь широчайший спектр процессов, которые характерны для зоны контакта льда и ложа в условиях оледенений самых различных типов. А такое понимание еще далеко не во всем достигнуто. Особенно несовершенны методы датирования геологических следов, имеющиеся данные по геохронологии этих следов воспринимаются некритично, на их основе подчас делаются выводы, вступающие в противоречие и с палеоклиматом, и с палеогидрологией, и с геоморфологией. Естественно, что размах оледенений оценивается очень по-разному,

и в научной литературе продолжают сосуществовать взаимоисключающие модели оледенений.

Среди прочего, новые подходы должны означать гораздо более короткие и прямые пути от исходных данных к итоговым реконструкциям. Поскольку же возникновение ледников требует определенного сочетания температуры воздуха и атмосферных осадков, и сами ледники – «образования метеорологические», эти пути будут вымощены данными палеометеорологии. Примеры таких новых подходов уже есть, это – компьютерные модели ледниковых покровов, созданные на базе палеотемпературных кривых. Такие – «климатические» – модели М.Я. Вербицкого, И. Марсиат, У. Бадда и других еще далеки от совершенства, однако в них есть одна общая особенность, которая не может не обнадеживать: модели демонстрируют хорошее соответствие результатов. С разной степенью точности авторы рисуют одну и ту же картину, причем мне приятно отметить, что последняя оказывается близкой к тем палеореконструкциям, которые были сделаны, по данным геоморфологии, для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Уже сегодня новый подход мог бы состоять в переходе от господствующей сейчас индукции к методу дедукции, причем «баддовского» типа модели могли бы сыграть роль исходных (интуитивных) посылов, оставив для геологических данных роль основных средств контроля.

Вернусь к книге в целом. Она глубоко научна и имеет под собой такую великолепную базу данных, как Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Не могу, вдобавок к этому, не повторить: многие из затронутых в книге проблем дискуссионны, но автор не избегает их обсуждения, не осторожничает, не ищет компромиссов и «гладких» формулировок, а решительно становится на сторону тех взглядов, которые считает верными. И так везде – будь то прогноз изменений уровня океана в XXI в., или выбор между альтернативными реконструкциями древних оледенений.

Рассматриваемая книга будет не просто еще одним мемориальным изданием. Это – современное научное исследование, которое, в комплексе с другими томами данной серии, составит крупнейшую в России (да и в мире!) монографию по гляциологии и смежным с ней дисциплинам. Монографию, которую так долго ждали гляциологи и физикогеографы...

М.Г. Гросвальд

ПЕРЕЧЕНЬ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Часть 1. Сезонный снежный покров Земли

- 1, с. 16. Характеристика погоды и развитие снежной толщи на южном склоне Эльбруса в районе Ледовой Базы зимой 1961/62 г.
- 2, с. 17. *Фото*: Общий вид фирнового поля на южном склоне Эльбруса.
- 3, с. 18. Снегонакопление на фирновом поле Эльбруса зимой 1962/63 г.
- 4, с. 20. Схема баланса массы снега во время общей метели
- 5, с. 25. Связь между суммами осадков за естественные периоды снегоотложения зимой 1961/62 г. по осадкомеру и снегомерным наблюдениям на фирновом поле южного склона Эльбруса
- 6, с. 26. Зависимость от скорости ветра U_{10} отношения количества осадков на фирновом поле H к количеству осадков в осадкомере X_1 и отношения разности между осадками на фирновом поле и в осадкомере $(H - X_1)$ к осадкам на фирновом поле H
- 7, с. 28. Сравнение показаний осадкомера и сведений о количестве снега, отложенного на площадке станции Ледник Витковского
- 8, с. 34. Оседание сезонного снежного покрова за месяц
- 9, с. 42. График связи оптической плотности и логарифма альбедо, построенный по измерениям в поле альбедо и соответствующим оптическим плотностям шести вертолетных снимков ледника Абрамова на Гиссаро-Алае
- 10, с. 46. *Карта*: Зимние потоки влаги над Северной Америкой
- 11, с. 47. *Карта*: Зимние потоки влаги над северной частью Евразии
- 12, с. 48. *Карта*: Годовая сумма твердых осадков в России и сопредельных странах
- 13, с. 49. *Карта*: Годовая сумма твердых осадков в Северной Америке
- 14, с. 52. *Карта*: Максимальные снегозапасы в России и сопредельных странах
- 15, с. 53. *Карта*: Максимальные снегозапасы в Северной Америке
- 16, с. 56. Связь дат схода снежного покрова с датами его установления
- 17, с. 60. *Карта*: Максимальные объемы снегопереноса на территории России и сопредельных стран
- 18, с. 62. *Карта*: Возможные объемы снегоотложений у преград на территории России и сопредельных стран
- 19, с. 63. *Карта*: Метели на Восточно-Европейской равнине
- 20, с. 66. Повторяемость малоснежных, многоснежных, неустойчиво снежных и среднеснежных зим на территории Северной Евразии
- 21, с. 68. *Фото*: Снежный покров на склонах горы Фудзияма в дни цветения сакуры
- 22, с. 69. Даты наиболее раннего снежного покрова в Токио в разные века
- 23, с. 71. Изменение снегозапасов от года к году на Русской равнине
- 24, с. 72. Средние месячные данные о распространении снежного покрова в Северном полушарии по наблюдениям со спутника в видимом диапазоне

- 25, с. 74. *Карта*: Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Северном полушарии
- 26, с. 75. *Карта*: Гляциологическое районирование Северного полушария
- 27, с. 78. *Карта*: Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Южной Америке
- 28, с. 79. *Карта*: Соотношение снежного покрова и некоторых континентальных границ в Антарктиде
- 29, с. 92–93. *Карта*: Снег и лед на земном шаре в феврале
- 30, с. 94–95. *Карта*: Снег и лед на земном шаре в августе
- 31, с. 98–99. *Фото*: Ледник в конце периода абляции. Слева плановый, а справа перспективный снимки ледника МГУ на Полярном Урале
- 32, с. 101. Перемещение границы сезонного снежного покрова на скальной и ледниковой поверхностях в районе ледника Пастерце (Альпы) летом 1935 г.
- 33, с. 103. Различия в высотном положении фирновой и снеговой линий в ряде регионов Северной Евразии в зависимости от широты и степени континентальности климата

Часть 2. Снежный покров на ледниках

- 1, с. 126. Схема линий тока, осадков и распределения снежного покрова через горный массив
- 2, с. 131. *Фото*: Мощные отложения изморози в районе одного из рудников Кольского полуострова
- 3, с. 137. Характер связи величин выпадающих осадков и суммы отрицательных средних месячных значений температуры воздуха
- 4, с. 140. Зависимость расхода снеговетрового потока от скорости ветра на высоте 1–2 м
- 5, с. 142. Повторяемость метелей при разных температурах воздуха
- 6, с. 145. Диаграммы гранулометрического состава снега
- 7, с. 155. Качественные схемы переноса снега ветром на Гренландском ледниковом покрове при переваливании циклоническими ветрами ледникового щита, резком подъеме циклонических ветров и затухании их недалеко от ледораздела и господстве стоковых ветров
- 8, с. 157. Характер отложения снежинок в зонах затишья около препятствия при разном наклоне поверхности по отношению к ветру
- 9, с. 158. Распределение снега на южном склоне Эльбруса за время метелей в декабре 1961 г. и в марте–апреле 1962 г.
- 10, с. 160. Ход снегонакопления на участках разного типа
- 11, с. 161. Снегонакопление на ледниках южного склона Эльбруса
- 12, с. 163. *Фото*: Вид Эльбруса с запада
- 13, с. 166. *Фото*: Общий вид ледника туркестанского типа на Памире
- 14, с. 173. Изменение составляющих радиационного и теплового баланса с широтой и абсолютной высотой на широтах 40–45° на ледниках Северного полушария
- 15, с. 179. Радиационный баланс на южном склоне Эльбруса за день при разных типах погоды с мая по сентябрь
- 16, с. 181. Условия погоды на южном склоне Эльбруса в период абляции 1962 г.
- 17, с. 183. Изменение средних суточных величин альбедо на южном склоне Эльбруса в периоды абляции 1962 и 1963 гг.

- 18, с. 185. Изменение высоты границы сезонного снега на леднике Центральный Туюксу (Заилийский Алатау) летом 1964 г.
- 19, с. 186. Изменение толщины снега и фирна и количества выпавших осадков на нижнем фирновом поле Эльбруса в период абляции 1962 г.
- 20, с. 187. Изменение толщины снега и количества выпавших осадков на нижнем фирновом поле Эльбруса в период абляции 1963 г.
- 21, с. 189. *Карта*: Районы исследования «кающихся» на Памире
- 22, с. 190. *Фото*: «Кающиеся» на леднике Акбайтал (Восточный Памир, 5100 м) в сентябре 1971 г.
- 23, с. 192. Суточный ход теплового баланса на леднике Бакчигир в августе 1972 г. на горизонтальной поверхности и на поверхности, перпендикулярной к полуденному солнцу
- 24, с. 193. Разные стадии формирования «кающихся»
- 25, с. 194. *Фото*: Ребристость «кающихся» на леднике Бакчигир в августе 1973 г.
- 26, с. 195. *Фото*: Многолетняя форма «кающихся», напоминающая очковую змею, на леднике Акбайтал в сентябре 1971 г.
- 27, с. 198. *Фото*: «Кающиеся» на Аконкагуа
- 28, с. 204. Накопление и таяние снега и фирна на южном склоне Эльбруса в 1961/62 балансовом году
- 29, с. 209. Зависимость среднего за летний период таяния от средней летней температуры
- 30, с. 215. Принципиальная схема расчета внутреннего питания ледника
- 31, с. 220. Типы льдообразования на южном склоне Эльбруса
- 32, с. 222. Схема зон льдообразования и разрез фирново-ледяной толщи на ледниковом покрове Северного острова Новой Земли
- 33, с. 223. Диаграмма изменения годовой аккумуляции в области питания южного склона Эльбруса с 1955 по 1962 год
- 34, с. 236. Функциональная схема глобальной нивально-гляциальной системы
- 35, с. 238. *Карта*: Относительная глубина расчленения рельефа и геоморфологическая граница между Западным и Восточным Памиром
- 36, с. 239. *Карта*: Степень оледенения Памиро-Алая
- 37, с. 240. Распределение количества и площади ледников по размерам и градациям в логарифмической шкале, по экспозициям и группам морфологических типов на Памире, Гиссаро-Алае и Кавказе
- 38, с. 241. Совмещенная диаграмма высотного положения и соотношения площадей областей аккумуляции и абляции ледников в основных бассейнах Памиро-Алая
- 39, с. 242. Высотное положение ледников разных морфологических типов на склонах различных румбов в бассейне р. Сурхоб на южном склоне Алайского хребта
- 40, с. 245. Высотное положение и средние значения ледникового коэффициента долинных, карово-долинных, склоновых, каровых и висячих ледников в бассейне р. Коксу на южном склоне Алайского хребта
- 41, с. 246. *Карта*: Изменение основных показателей режима ледников Памиро-Алая с северо-запада на юго-восток
- 42, с. 247. *Карта*: Составляющие водно-ледового баланса областей питания ледников (в % от годовой аккумуляции)

Часть 3. Глобальные изменения и судьба ледников

- 1, с. 264. Схема бассейна ледника Бивачного, составленная на основе дешифрирования космических снимков 1973 г.
- 2, с. 266. Структура наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом, соотношение элементов службы с существующей программой наблюдений за колебаниями ледников
- 3, с. 271. Изменения структуры поверхности в среднем течении ледника Бивачного, выявленные по аэрокосмическим материалам разных лет
- 4, с. 273. *Фото*: Среднее течение ледника Бивачного в середине июля 1976 г.
- 5, с. 274. Схема оледенения долины р. Гандо по наблюдениям в 1948 г. и результатам дешифрирования космических снимков 1973 г.
- 6, с. 276. Схема бассейна ледника Русского географического общества, составленная по космическому снимку 1973 г.
- 7, с. 278. Подвижки на ледниках Малый Саукдара, Дзержинского и Вали в 1972–1977 гг.
- 8, с. 282. *Карты*: Современное оледенение Каракорума: морфологические типы ледников и пульсирующие ледники
- 9, с. 285. *Карта*: Южное Патагонское ледниковое плато
- 10, с. 286. Отторжение крупного айсберга от ледника О'Хиггинс в 1977–1978 гг.
- 11, с. 287. Положение фронта ледника Морено в 1899–1978 гг.
- 12, с. 288. Динамика фронтальной части языка ледника Брагген
- 13, с. 292. Количество ледников, на которых измерялся баланс массы с 1945/46 по 1980/81 год
- 14, с. 193. Основные термины и определения при измерении баланса массы на леднике
- 15, с. 296. Изменение среднего удельного годового баланса массы с абсолютной высотой на ряде ледников Северной Америки
- 16, с. 298. Отклонения от среднего удельного годового баланса массы ледников Саренн во Французских Альпах и Фольгедонни в Скандинавских горах
- 17, с. 300. Результаты синхронных наземных наблюдений за балансом массы и колебаниями концов на избранных ледниках в разных районах бывшего СССР
- 18, с. 301. Нарастающие колебания ледниковых языков с конца прошлого века
- 19, с. 302. Упрощенные графики изменений температуры воздуха, осадков, аккумуляции, абляции и баланса массы на всей площади ледника зимой и летом
- 20, с. 304. Связь выпадающих осадков с температурой воздуха
- 21, с. 304. Годовой ход аккумуляции, абляции и баланса массы для ледника с летним максимумом абляции
- 22, с. 306. Продольный и поперечные профили ледника Медвежьего в разные годы перед подвижкой и во время подвижки 1973 г.
- 23, с. 307. Диапазон изменений площади, высоты поверхности и скорости движения льда пульсирующей части ледника Медвежьего по данным наземных наблюдений и аэрофотосъемки
- 24, с. 310–311. Ледник Медвежий: границы пульсирующей части до (1972) и после (1974) подвижки 1973 г., а также компьютерные изображения некоторых морфологических характеристик
- 25, с. 312. Пространственно-временные поля динамики поверхности ледника Медвежьего
- 26, с. 315. Аэрофотоизображения пульсирующей части ледника Медвежьего во время его подвижки в 1988–1989 гг.
- 27, с. 316. Динамика ледника Медвежьего во время подвижки 1988–1989 гг.
- 28, с. 319. *Карта-схема* ледника Колка и его окружения
- 29, с. 320. *Фото*: Подвижка ледника Колка в 1969/70 г.
- 30, с. 321. *Фото*: Каменно-ледовый завал перед грядой Скалистого хребта
- 31, с. 322. Схема катастрофического выброса ледника Колка в сентябре 2002 г.
- 32, с. 323. *Фото*: Последствия прошедшего в 2002 г. селя с ледника Колка: «волны» высотой до 150 м на склоне
- 33, с. 324. *Фото*: Обнаженное ложе ледника Колка (вверху справа) после его схода
- 34, с. 328. Увеличение концентрации CO_2 и CH_4 в атмосфере с доиндустриального времени по данным ледяных кернов и прямых измерений в атмосфере
- 35, с. 329. Многолетний ход годовых величин аномалии температуры воздуха в широтной зоне 87,5–72,5° с.ш., отношения продолжительности зональных процессов к меридиональным и отношения доли наступающих и стационарных ледников Швейцарии от их общего количества в 1900–1980 гг.
- 36, с. 330. Циклические изменения палеотемператур северо-западной Гренландии за последние 800 лет по изотопно-кислородным исследованиям ледяного керна со станции Кемп-Сенчури
- 37, с. 332. Глобальные изменения температуры за 1800–2050 гг.
- 38, с. 338. Продольный профиль «морского» ледникового покрова
- 39, с. 339. Устойчивая и неустойчивая реакция «морского» ледникового покрова на изменения уровня моря при разных продольных профилях ледникового ложа
- 40, с. 341. Катастрофическое отступление «морского» ледникового покрова
- 41, с. 344. Уменьшение годовой аккумуляции снега на ледниках Центральный Туяксу в Заилийском Алатау, Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане и № 1 в Китайском Тянь-Шане
- 42, с. 345. Современные тенденции стока деградации и его прогнозируемые величины согласно этой тенденции, вычисленные по результатам измерений на ледниках Центральный Туяксу, Сары-Тор и № 1
- 43, с. 346. Изменение стока деградации за 1960–1990 гг. по данным расчета баланса массы шести норвежских ледников
- 44, с. 347. Тенденции изменения средней зимней и средней годовой температуры воздуха в высокогорье Внутреннего Тянь-Шаня за 1930–1990 гг.
- 45, с. 352. Нормированные автокорреляционные функции параметров внешнего массоэнергообмена ледника Джанкуат на Центральном Кавказе
- 46, с. 353. Изменение ледникового стока в связи с деградацией ледника Джанкуат
- 47, с. 355. Балансовые кривые, полученные по результатам измерений в течение одного года, показывающие весь вероятный диапазон изменений годовых величин баланса массы ледника в зависимости от абсолютной высоты и положения границы сезонного снега и границы питания

Часть 4. Снег и лед в жизни людей

- 1, с. 364. Отрасли гляциологии и направления гляциологических исследований
- 2, с. 365. Древо гляциологии
- 3, с. 388. *Карты*: Возможное намораживание льда за зиму на территории Северной Евразии и Северной Америки
- 4, с. 392. Современное оледенение Средней Азии и юго-восточного Казахстана
- 5, с. 393. Влияние зачернения ледников на дополнительное таяние льда
- 6, с. 406. *Карта*: Оптимальные маршруты транспортировки айсбергов в Антарктике
- 7, с. 408. *Карты*: Энергоресурсы ледниковых вод в юго-западной Гренландии

LIST OF ILLUSTRATION

Part 1. Seasonal Snow Cover of the Earth

- 1, p. 16. Characteristics of weather and development of snow thickness on the southern slope of Elbrus in 1961/62
- 2, p. 17. *Photo*: General view of firn field on the southern slope of Elbrus
- 3, p. 18. Snow accumulation on the firn field of Elbrus in winter 1962/63
- 4, p. 20. Scheme of snow mass balance during total snow drifting
- 5, p. 25. Relationship between sums of precipitation over natural periods of snow accumulation in winter 1961/62 according to precipitation gauge and snow observations on firn field of the southern slope of Elbrus
- 6, p. 26. Dependence of relationship of the precipitation amount on firn field H to the amount of precipitation in precipitation gauge X_p and relationship of difference between precipitation on firn field and in precipitation gauge $(H-X_p)$ to precipitation on firn field H
- 7, p. 28. Comparison of precipitation gauge readings and amount of snow deposited on site of the Vitkovsky Glacier station (the Fedchenko Glacier)
- 8, p. 34. Settling of seasonal snow cover over a month
- 9, p. 42. Relationship of optical density and albedo logarithm received by measurements in field and corresponding optical densities of six helicopter images of the Abramov Glacier in Gissaro-Alay
- 10, p. 46. *Map*: Winter moisture flows over North America
- 11, p. 47. *Map*: Winter moisture flows over northern area of Eurasia
- 12, p. 48. *Map*: Annual sum of solid precipitation in Russia and adjacent countries
- 13, p. 49. *Map*: Annual sum of solid precipitation in North America
- 14, p. 52. *Map*: Maximum snow mass in North America
- 15, p. 53. *Map*: Maximum snow mass in Russia and adjacent countries
- 16, p. 56. Relationship between dates of snow cover loss and dates of its formation
- 17, p. 60. *Map*: Maximum volumes of snow transport on the territory of Russia and adjacent countries
- 18, p. 62. *Map*: Possible volumes of snow deposits near obstacles on the territory of Russia and adjacent countries
- 19, p. 63. *Map*: Snow drifts on the Russian plain
- 20, p. 66. Recurrence (expressed as a percentage) of winters with low, large, unstable, and average amount of snow on the territory of North Eurasia
- 21, p. 68. *Photo*: Snow cover on slopes of Fujiyama mount when sakura in blossom
- 22, p. 69. Dates of the earliest snow cover in Tokyo for some centuries
- 23, p. 71. Change of snow mass from year to year on the Russian plain
- 24, p. 72. Mean monthly data of snow cover distribution over Northern Hemisphere according to space observation in the visible band
- 25, p. 74. *Map*: Correlation of snow cover and some continental boundaries in the Northern Hemisphere

List of illustration

- 26, p. 75. *Map*: Glaciological zoning of the Northern Hemisphere
27, p. 78. *Map*: Correlation of snow cover and some continental boundaries in South America
28, p. 79. *Map*: Correlation of snow cover and some continental boundaries in Antarctica
29, p. 92–93. *Maps*: Snow and ice on the globe in February
30, p. 94–95. *Maps*: Snow and ice on the globe in August
31, p. 98–99. *Photos*: MGU Glacier (Polar Ural) at the end of ablation season
32, p. 101. Displacement of seasonal snow line on rocky and glacier surfaces in the area of the Pastertze Glacier (the Alps) in summer 1935
33, p. 103. Differences in the altitudes of firn and snow lines in different regions of the Northern Eurasia accordingly to latitude and degree of climate continentality

Part 2. Snow Cover on Glaciers

- 1, p. 126. Scheme of flow lines, precipitation and distribution of snow cover over mountain massif
2, p. 131. *Photo*: Strong deposits of hoarfrost at the Kola peninsula
3, p. 137. Character of relationship between precipitation amounts and sum of negative average monthly values of air temperature
4, p. 140. Relationship of snow-blown discharge and wind velocity at the height of 1–2 m
5, p. 142. Frequency of snow driftings under different air temperatures
6, p. 145. Diagrams of granulometric composition of snow
7, p. 155. Qualitative schemes of snow transport by wind on Greenland ice sheet while turning over the ice sheet by cyclonic winds, over sharp rise of cyclonic winds and their attenuation not far from ice divide, and over predominance of catabatic winds
8, p. 157. Character of snowflake deposits in calm zones near obstacles with different inclination of surface towards wind
9, p. 158. Distribution of snow on the southern slope of Elbrus during snow driftings in December 1961 and in March–April 1962
10, p. 160. Snow accumulation on areas of different types
11, p. 161. Snow accumulation on glaciers of the southern slope of Elbrus
12, p. 163. *Photo*: View of Elbrus from the west
13, p. 166. *Photo*: General view of turkestan-type glacier in the Pamirs
14, p. 173. Change of components of radiation and heat balance with latitude and altitude on glaciers in the Northern Hemisphere
15, p. 179. Radiation balance on the southern slope of Elbrus over a day under different types of weather in May–September
16, p. 181. Weather conditions on the southern slope of Elbrus in ablation period of 1962
17, p. 183. Change of average daily values of albedo on the southern slope of Elbrus in ablation periods of 1962 and 1963
18, p. 185. Change of seasonal snow line altitude at the Central Tuyuksu Glacier on Zailiysky Alatau ridge in summer 1964
19, p. 186. Change of snow-and-firn thickness and of amount of precipitation on the lower firn field of Elbrus during the ablation period in 1962
20, p. 187. Change of snow-and-firn thickness and amount of precipitation on the lower firn field of Elbrus during the ablation period in 1963

List of illustration

- 21, p. 189. *Map*: Regions of investigation of penitents in the Pamirs
22, p. 190. *Photo*: Penitents on the Akbaital Glacier; the Eastern Pamirs, 5100 m, september 1971
23, p. 192. Daily alterations of heat balance on the Bakchigir Glacier in August 1972 on the horizontal surface and on the surface perpendicular to midday sun
24, p. 193. Different stages of penitents formation
25, p. 194. *Photo*: Ribbed surface of penitents on the Bakchigir Glacier in August 1973
26, p. 195. *Photo*: Perennial form of penitents resembling cobra. The Akbaital Glacier, september 1971
27, p. 198. *Photo*: Penitents on Aconcagua
28, p. 204. Accumulation and melting on the southern slope of Elbrus in 1961/62 balance year
29, p. 209. Relationship between a total melting and average summer air temperature
30, p. 215. Principle scheme of calculation of internal glacier accumulation
31, p. 220. Types of ice formation on the southern slope of Elbrus
32, p. 222. Scheme of zones of ice formation and section of firn-and-ice thickness on the Novaya Zemlya ice sheet
33, p. 223. Diagram of change of annual income in accumulation area of the southern slope of Elbrus
34, p. 236. Functional scheme of global glacio-nival system
35, p. 238. *Map*: Relative depth of relief dissection and geomorphological boundary between the Western and Eastern Pamirs
36, p. 239. *Map*: Degree of glaciation of Pamiro-Alay
37, p. 240. Distribution of number and area of glaciers by dimensions and gradations in logarithmic scale, by exposures, and by groups of morphological types in the Pamirs, Gissaro-Alay, and in the Caucasus
38, p. 241. Adjustment diagram of altitudinal location, and correlation of accumulation and ablation areas of glaciers in the main basins of Pamiro-Alay
39, p. 242. Altitudinal location of glaciers of different morphological types on slopes of different orientation in the basin of the Surkhob river on the southern slope of the Alay ridge
40, p. 245. Altitudinal location and average values of glacier coefficient on glaciers of different types in the basin of the Koksuy river on the southern slope of the Alay ridge
41, p. 246. *Map*: Change of the main indications of regime of the Pamiro-Alay glaciers from north-west to south-east
42, p. 247. *Map*: Components of water-ice balance in the accumulation areas of glaciers at Pamiro-Alay

Part 3. Global Changes and Fate of Glaciers

- 1, p. 264. Scheme of the Bivachny Glacier basin compiled on the basis of space images of 1973
2, p. 266. Structure of surface-air-space service of observations over snow and ice, and correlation of the service elements with existing programme of glacier monitoring
3, p. 271. Changes of surface in the middle flow of the Bivachny Glacier presented by aerial-space materials of different years

List of illustration

- 4, p. 273. *Photo*: Middle part of the Bivachny Glacier in July 1976
- 5, p. 274. Scheme of glaciation of the Gando river valley in 1948, and according to the space images of 1973
- 6, p. 276. Scheme of the basin of the Russian Geographical Society Glacier compiled by space image of 1973
- 7, p. 278. Surges of the Maly Saukdara, Vali, and Dzerzhinsky glaciers in 1972–77
- 8, p. 282. *Maps*: Contemporary glaciation of Karakoram: morphological types of glaciers; surging glaciers
- 9, p. 285. *Map*: Southern Patagonian ice field
- 10, p. 286. Tearing away of a large iceberg from the O'Higgins Glacier in 1977–78
- 11, p. 287. Position of the Moreno Glacier front in 1899–1978
- 12, p. 288. Dynamics of the frontal part of the Bruggen Glacier
- 13, p. 292. Number of glaciers on which mass balance was measured from 1945/46 till 1980/81
- 14, p. 293. Some terms and explanations to methods of glacier mass balance calculations
- 15, p. 296. Change of annual mass balance with altitude on some glaciers of North America
- 16, p. 298. Deviations from average mass balance of the Sarenn Glacier in the French Alps and the Folgefonni Glacier in Scandinavian mountains
- 17, p. 300. Results of ground observations over mass balance on selected glaciers in different regions of the former USSR
- 18, p. 301. Total changes of glacier fronts since the end of XIX century
- 19, p. 302. Simplified graphs of changes of air temperature, precipitation, accumulation, ablation, and mass balance on the whole area of a glacier in winter and in summer
- 20, p. 304. Relationship between precipitation and air temperature
- 21, p. 304. Annual course of accumulation, ablation, and mass balance for a glacier with summer maximum of ablation
- 22, p. 306. Longitudinal and transverse profiles of the Medvezhy Glacier before its surge and during surge in 1973
- 23, p. 307. Range of changes of area, surface height, and ice velocity at surging part of the Medvezhy Glacier according to natural observations and aerophotosurvey
- 24, p. 310–311. The Medvezhy Glacier: boundaries of surging part before (1972) and after (1974) surge of 1973, and computer sketches of some morphological characteristics
- 25, p. 312. Spatial-temporal fields of surface dynamics at the Medvezhy Glacier
- 26, p. 315. Aerial images of the surging part of the Medvezhy Glacier during its surge in 1988–89
- 27, p. 316. Dynamics of the Medvezhy Glacier during its surge in 1988–89
- 28, p. 319. *Scheme* of the Kolka Glacier and its surroundings
- 29, p. 320. *Photo*: Surge of the Kolka Glacier in 1969/70
- 30, p. 321. *Photo*: Stone-ice dam in front of Skalisty Ridge
- 31, p. 322. Scheme of the outburst of the Kolka Glacier in September 2002
- 32, p. 323. *Photo*: Sequences of the last mudflow: «waves» of 150 m high on a slope
- 33, p. 324. *Photo*: Bedrock of the Kolka Glacier after the surge
- 34, p. 328. Increase of greenhouse gases content in the atmosphere according to ice core studies
- 35, p. 329. Multi-year course of annual values in 1900–80: anomalies of air temperature within latitudinal zone of 87,5–72,5° N; relationship of zonal processes duration to meridional ones, shares of advancing and stationary glaciers of Switzerland in their total amount

List of illustrations

- 36, p. 330. Cyclic changes of palaeotemperatures in the north-western Greenland over the past 800 years according to isotope-oxygen analysis of ice core from Camp-Century station
- 37, p. 332. Global changes of temperature over 1800–2050
- 38, p. 338. Longitudinal profile of «sea» ice sheet
- 39, p. 339. Stable and unstable response of «sea» ice sheet to changes of sea level with different longitudinal profiles of glacier bed
- 40, p. 341. Disastrous retreat of «sea» ice sheet
- 41, p. 344. Decrease of annual snow accumulation on the Tuyuksu Glacier in Zailiysky Alatau, Sary-Tor in the inner Tien Shan, and No.1 in the Chinese Tien Shan
- 42, p. 345. Contemporary trends of degradation runoff, and its forecasted values according to this trend calculated on the basis of measurements on the Tuyuksu, Sary-Tor and No.1 glaciers
- 43, p. 346. Degradation runoff according to calculation of mass balance of six Norwegian glaciers
- 44, p. 347. Trends of changes of mean winter and mean annual air temperature in high mountains of inner Tien Shan
- 45, p. 352. Normalized autocorrelation functions of parameters of external mass and energy exchange of the Dzhankuat Glacier in the Central Caucasus
- 46, p. 353. Changes of glacier-derived runoff due to degradation of the Dzhankuat Glacier in the Caucasus
- 47, p. 355. Balance curves received by measurements during one year show the whole possible range of changes of annual glacier mass balance values depending to altitude and position of seasonal snow and equilibrium lines

Part 4. Snow and Ice in Life of People

- 1, p. 364. Branches of glaciology and trends of glaciological studies
- 2, p. 365. Tree of glaciology
- 3, p. 388. *Maps*: Possibility of ice freezing over a winter on the territories of Northern Eurasia and North America
- 4, p. 392. *Map*: Contemporary glaciation of Central Asia and south-eastern Kazakhstan
- 5, p. 393. Impact of glacier blackening upon additional ice melting
- 6, p. 406. *Map*: Optimal routes of iceberg transportation in the Antarctic
- 7, p. 408. *Maps*: Power resources of glacial water in south-western Greenland

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абастумани 56
Абрамова, ледник 40, 42, 305
Австралия 233, 405–407
Австрийские Альпы 200, 329
Авсюка, ледник 153
Азия 10, 45, 46, 51, 76, 86, 105, 171, 230, 265
Айсмитте, станция 155
Академии Наук, хребет 13, 150
Акбайтал, ледник 190, 195, 238
Аккемский ледник 150
Аконкагуа 198
Аксель-Хейберг, остров 218
Актру, ледники 183, 184
Алайский хребет 13, 175, 238, 242, 245, 392
Алданское нагорье 50
Алеутские острова 65
Аличурский хребет 404
Алма-Ата 366
Алтай 40, 50, 86, 87, 105, 127, 130, 134, 135, 150, 151, 169, 183, 184, 202, 203, 207, 226, 265, 289, 299, 366, 390
Альпы 100–102, 104–106, 127–133, 135, 171, 174, 175, 188, 202, 203, 219, 229, 265, 289, 297, 299, 366
Аляска 76, 103, 105, 127, 131, 171, 175, 184, 202, 206, 226, 228, 229, 291, 297, 344, 384
Америка 44, 47
Амур, р. 76
Ангрен, р. 106
Анды 103, 104, 188, 230
Антарктика 15, 106, 229, 406
Антарктида 14, 79, 81, 87, 90, 91, 94, 110, 111, 132, 138, 142, 143, 147, 154–156, 171, 174, 188, 219, 227–229, 232, 233, 333, 334, 352, 374, 407, 409
Антарктический п-ов 268, 291
Аппалачи 70
Аравия 405
Арктика 14, 15, 104, 110, 128, 131, 171, 172, 174, 221, 334, 373, 386
Арысь, р. 307
Асса, р. 397
Атлантический океан 44, 76, 77, 81, 173, 177, 230, 232, 291, 335, 337
Атласа, горы 233
Африка 10, 133, 233, 405, 406
Ашутор, ледник 151
Байкал, оз. 76
Байкальский хребет 50
Бакуриани 56
Бакчигир, ледник 190, 192, 194, 238, 246
Барнаул 387
Батура, ледник 281
Баффинова Земля 175, 176, 218
Безенги, ледник 150
Белуха 150
Береговой хребет 104, 212, 228, 344
Бивачный, ледник 264, 269–273
Бильченок, ледник 305
Богатырь, ледник 305
Бол. Хадата, р. 38, 40
Бол. Саукдара, ледник 277
Брагген (Пия XI), ледник 286, 287
Бразильское течение 337
Британская Колумбия 50
Брукса, хребет 226
Буордах, массив 188
Вавилова, ледниковый купол 291

Географический указатель

Валдайская возвышенность 47
Вали, ледник 277, 278
Ванч, р. 238
Ванчдара, ледник 263
Варзоб, р. 40
Вахш, р. 237
Вашингтон, гора 70
Верхоянский хребет 50
Витковского, ледник 25–28
Воркута 387
Восток, станция 155
Восточная Антарктида 334
Восточная Сибирь 51, 86, 100, 124, 171, 173, 188, 219
Восточно-Европейская равнина 59, 63
Восточные Альпы 83, 184
Восточный Кавказ 106, 107
Восточный Памир 190, 236, 238, 242, 248, 396, 397, 400
Восточный Саян 150
Врангеля, о. 104
Выгозеро 387
Высокие Татры 83, 136
Гавайские о-ва 327
Гагринский хребет 56
Гандо, ледник 273–275
Гандо, р. 273, 274
Гармо, ледник 279
Гармо, пик 271, 276
Гармо, р. 263
Геналдон, р. 318, 320
Германия 64, 100
Гизельдон, р. 323
Гималаи 76, 105, 131, 232, 301
Гиндукуш 237
Гиссаро-Алай 10, 40, 42, 237–249, 305
Главный Кавказский хребет 135
Гольфстрим 336, 337
Гренландия 91, 94, 104, 106, 110, 111, 154–156, 171, 174, 188, 218, 219, 229, 232, 291, 330, 331, 333, 334, 337, 374, 384, 408, 409
Гукера, о. 154, 205, 228
Гунт, р. 238
Дай-2, станция 384
Дай-3, станция 384
Дарвазский хребет 107, 238, 276
Джанкуат, ледник 299, 352, 353
Джексона, ледниковый купол 154
Джунгарский Алатау 55, 56, 175, 281, 392, 396, 397
Джуно, ледниковое поле 212
Дзержинского, ледник 277, 278
Диамир, ледник 188
Диксон, о. 386
Дорофеева, ледник 275
Дригальского, о. 146
Дубна 366
Евразия 44, 45, 47, 50, 65, 66, 71, 76, 81, 94, 102–104, 127, 129, 168, 232, 299, 372, 387, 388
Европа 50, 69, 71, 86, 104, 177, 291, 381, 409
Енисейская губа 386
Заалайский хребет 13, 404
Забайкалье 69, 87
Заволжье 66
Заилийский Алатау 37, 55, 56, 82, 124, 151, 184, 185, 207, 281, 344, 396
Закавказье 55, 56
Западная Антарктида 335, 337
Западная Европа 51
Западная Сибирь 51
Западно-Сибирская низменность 149
Западный Памир 237, 238, 397
Западный Саян 87
Земля Франца-Иосифа 110, 129, 153, 154, 171, 200, 201, 205, 212, 228, 333, 334
Земля Элсмira 221
Зеравшан, р. 171, 397
ИГАН, ледник 153, 160
ИМАТ, ледник 171
Индийский океан 76, 81, 230, 407
Исландия 132, 135, 174, 188, 227, 229, 291, 344
Исмоила Сомони (пик Коммунизма) 241

Италия 106
Иштансалды, ледник 238, 246
Кавказ 40, 55, 61, 84, 86, 100, 104, 105, 127, 129, 130, 143, 150, 167, 169, 171, 172, 174, 175, 183, 188, 202, 203, 219, 229, 239–241, 289, 291, 305, 324, 333, 336
Казахстан 50, 51, 54, 61, 68, 71, 390, 392, 401, 402, 404
Казбек 318, 325
Калинина, ледник 269, 270
Камское водохранилище 387
Камчатка 47, 50, 51, 65, 127, 135, 202, 229, 230, 299, 305
Канада 175, 206, 291, 344, 381, 384, 409
Канадский Арктический архипелаг 104, 106, 229
Кани, сел. 322
Карабаткак, ледник 151, 152, 182
Каракорум 165, 171, 174, 175, 230, 268, 280–284, 342
Каракуль, м/с 196
Каракуль, оз. 401
Карибский бассейн 233
Кармадон, пос. 318
Кармадон, р. 322, 325
Карпаты 83, 100
Каскауолли, ледник 184
Кашалаяк, ледник 277
Кашалаяк, плато 276
Кашал-Аяк, перевал 134
Кемп-Сенчури, станция 330, 331, 384
Кзылча, р. 39, 106
Килиманджаро 103, 188, 230
Киргизский хребет 83, 397
Китай 45, 188, 392, 401
Ключевская сопка 135
Кодар, хребет 127
Козельский, ледник 299
Кокджар, урочище 190
Коксу, р. 243, 245
Колка, ледник 305, 318–325
Колорадо, штат 403
Кольский п-ов 131
Кордильеры 45, 50, 131
Корея 47
Корсика, о. 135
Корша, ледник 176
Корякское нагорье 136, 230
Красноармеец, ледник 276, 277
Краснослободцева, ледник 246
Красноярский край 54
Крым 54
Кузнецкий Алатау 50
Куньлунь 165, 342
Курильские о-ва 51
Курисио, течение 51, 336, 337
Кызыл-Суу, р. 397, 398
Лабрадор 337
Ледник № 1 (Китай) 343–345
Ледовая база 17, 23, 26, 143, 152, 173
Ледораздельная, станция 221
Лемон-Крик, ледник 226
Лена, р. 76, 86
Ляджуар, ледник 246
Майли, ледник 320
Мак-Кол, ледник 226
Малая Алматинка, р. 404
Малый Актру, ледник 291
Малый Кавказ 86
Малый Саукдара, ледник 277, 278
Мауна-Лоа, обс. 327
МГУ, ледник (Памир) 271, 272
МГУ, ледник (Урал) 177
Медвежий, ледник 182, 237, 246, 305–318, 372, 394
Мексика 233
Мексиканский залив 45
Мерибахера, оз. 404
Минапин, ледник 281
Мирный, обс. 14, 15, 142, 145
Морено, ледник 286, 287
Москва 366
Музкол, хребет 238, 404
Муксу, р. 270
Муппуал, ледник 283
Мушкетова, ледник 269

Нанга-Парбат, массив 188, 230
Нарын, р. 397
Непал 303
Новая Гвинея 233
Новая Зеландия 229, 230
Новая Земля 132, 135, 137, 149, 156, 171, 175, 203, 218, 221, 222, 228, 333, 334
Новосибирск 127
Новосибирские о-ва 76
Норвегия 128, 135, 344, 346
Норильск 384
Обикомароу, ледник 238, 246
Обихингоу, р. 270, 279
Обнинск 366
Обручева, ледник 153, 281, 299, 372
Огненная Земля 77
Октябрьский ледник 199
Олимпийские горы 104
Орулган, хребет 76
О'Хиггинс, ледник 284–286
Охотское море 65
Охотское побережье 65
Ошанина, ледник 269, 270
Памир 10, 102, 104, 105, 127, 133, 165, 166, 175, 188, 189, 194, 196, 197, 226, 230, 237–249, 262, 265, 268, 269–280, 291, 297, 305, 342, 366, 392, 394, 404
Памиро-Алай 238, 239, 241, 244–246, 248, 396, 402
Пастерце, ледник 101
Патагония 131, 229, 268, 284–287
Передовой хребет 403
Пермь 387
Петра Первого, хребет 107
Пионерская, станция 142, 143
Пиренеи 128, 201
Пиренейский п-ов 51
Пирин, горы 135
Писода, ледник 238, 246
Поволжье 61
Полярный Урал 12, 36, 91, 92, 124, 125, 127, 132, 135–137, 143, 150, 151, 153, 160, 168, 174, 175, 177, 202, 208, 212, 226, 281, 291, 294, 297, 299, 366, 369, 372
Прибайкалье 83, 87
Прииртышье 50
Приобское плато 66
Пушино 366
Пяндж, р. 237
Ракапоши, массив 281
РГО, ледник 237, 246, 275–277
Рейн, р. 129
Ронне-Фильхнера, шельфовый ледник 405
Росса, шельфовый ледник 405
Россия 49, 51, 52, 54, 59–62, 64, 66, 67, 69, 70, 100, 149, 197, 206, 289, 290, 381, 384
Рувензори 133, 230
Русская Гавань 228
Русская равнина 47, 58, 70–72
Сан-Мартин, оз. 284
Саренн, ледник 298
Сарыджаз, р. 397
Сары-Тор, ледник 343–345
Сасир, ледники 281
Сауксай, р. 277–279
Сахалин, о. 47, 65, 369
Саяны 50
Св. Ильи, горы 165, 184
Северная Америка 45, 46, 49–51, 53, 76, 77, 81, 104, 109, 127, 131, 228, 230, 232, 291, 296, 297, 299, 387, 388
Северная Двина, р. 386
Северная Земля 227, 291
Северная Осетия 318, 325
Северный Ледовитый океан 76, 232, 233
Северный полюс 76
Северо-Восток Азии 76, 87, 261
Северо-Чуйский хребет 169
Сначен, ледник 268
Сибирь 13, 51, 54, 58, 64, 68, 71, 86, 87, 102, 127, 130, 169, 171, 172, 229, 261, 366, 379, 380, 384
Сильверетта, массив 184

- Скандинавия 51, 54, 131, 174, 226, 229, 291, 298, 344, 372
 Скалистый хребет 318, 321, 323
 Скогач, ледник 238, 246
 Советская, станция 155
 Средиземноморье 177
 Срединный хребет 135
 Среднерусская возвышенность 47
 Среднесибирское плоскогорье 50
 Средний Урал 55
 Средняя Азия 13, 40, 85, 100, 102, 105, 127, 165, 169, 171, 172, 188, 194, 229, 242, 289, 299, 333, 343, 366, 390–392, 395–397, 400–402, 404
 СССР 300, 390–392
 Становое нагорье 61, 83, 86
 Старая Саниба, сел. 321
 Стасьон Централь, станция 155
 Стур, ледник 291
 Субантарктика 131, 174, 176
 Сугран, ледник 268
 Сунтар-Хаята, горы 84, 87, 127, 130, 132, 134, 166, 169, 175, 204, 212, 227, 228, 230
 Сурхоб, р. 242, 243, 248
 США 135, 171, 175, 202, 203, 228, 344, 381, 384, 409
Таджикистан 237
 Талас, р. 397
 Таллинн 366
 Таримская впадина 237
 Ташкент 366
 Тбилиси 366
 Терской Алатау 83, 106, 151, 169, 392, 397
 Терскол, ледник 16
 Терскол, пос. 366
 Тибет 76, 104, 105, 109, 226, 232, 342
 Тихая, бухта 386
 Тихий океан 44, 45, 51, 76, 77, 79, 81, 230, 232, 335
 Тменикау, аул 321
 Токио 51, 69
 Томск 366
 Тянь-Шань 39, 104, 105, 134, 151, 167, 171, 201, 202, 212, 218, 226, 229, 265, 291, 297, 305, 342–344, 346–348, 366, 390, 391, 396, 404
Улан-Батор 387
 Урал 38, 40, 47, 49, 83, 86, 150
 Урумчи, р. 188
Федченко, ледник 25, 110, 133, 150, 151, 199, 217, 248, 263, 268, 272
 Ферганский хребет 13
 Финляндия 54
 Фольгифонни, ледник 298
 Фортамбек, ледник 269
 Французские Альпы 298
 Фудзияма 68
Хаббапрд, ледник 184
 Хасанабад, ледник 283
 Хибины 369
 Хинтерайсфернер, ледник 227
Центральная Азия 77, 102, 105, 133, 165, 169, 188, 189, 219, 229, 230, 280, 301, 342, 346, 348, 349
 Центральная Антарктида 371
 Центральный Кавказ 124, 352
 Центральный Памир 198, 248, 400
 Центральный Туюксу, ледник 151, 153, 184, 185, 227, 281, 299, 343–345, 356, 402
 Центральный Тянь-Шань 392
 Центральный Французский массив 128
 Циляншань, хребет 342
 Цуруга 51
 Цюрих 289
Чаткальский хребет 106
 Черского, хребет 76
 Чили 392
 Чирчик, р. 397
 Чиспар, ледник 283
 Чолпон-Ата 366
 Чурляниса, ледниковый купол 153, 154, 200

- Ш**акегам, перевал 281
 Шамхорчай, р. 86
 Швейцария 289, 404
 Швейцарские Альпы 129, 184
 Швеция 54, 70, 175, 176, 218, 291
 Шивелуч, вулкан 135
 Шокальского, ледник 228, 279
 Шпицберген 218, 344
 Шумского, ледник 291
Эймери, шельфовый ледник 405
 Эйре, фьорд 286, 287
 Эльбрус 10, 14, 16–20, 23–27, 29–35, 37, 127, 128, 132, 135, 141, 147, 149, 151, 158–164, 173, 178–187, 200, 204, 211, 214–217, 219–221, 223, 224, 369, 392
Южная Америка 77, 78, 81, 104, 189, 230, 233, 265, 405, 407
 Южная Георгия, о. 175
 Южное Патагонское ледниковое плато 284–287
 Южный океан 335
 Южный полюс 327
 Юлийские Альпы 88
Якутия 45, 47, 132
 Ян-Майен, о. 127
 Япония 51, 69, 129

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аверьянов В.Г. 110
 Авсюк Г.А. 226, 229, 368, 391
 Агаханянц О.Е. 238
 Агета Ю. 301, 303
 Адаменко В.Н. 177
 Альман Х. 38, 39, 208, 225, 229, 291, 294, 368
 Антропова У.И. 206
 Аракава Х. 69

Бадд У. 307
 Бажев А.Б. 213, 215, 222, 371
 Бальсен Р. 128
 Бар Д. 297
 Бержерон Т. 154–156
 Болл Ф. 156
 Будыко М.И. 108, 109, 333
 Бут И.В. 90

Вангенгейм Г.Я. 67
 Варданянц Л.А. 183, 187
 Великанов М.А. 127
 Вертман Й. 338
 Веселовский К.С. 365
 Висман Г. 281
 Воейков А.И. 108, 365, 381
 Войтковский К.Ф. 306, 372
 Волошина А.П. 172, 178

Гаврилова М.К. 171, 173
 Галахов Н.Н. 65
 Гарелик И.С. 40
 Гернет Е.С. 89
 Глазовский А.Ф. 373
 Глебова М.Я. 100
 Глен Дж. 372
 Голубев Г.Н. 295, 371
 Гречко Г.М. 265
 Григорян С.С. 370

Гришин И.С. 57
 Гросвальд М.Г. 372, 373

Лавидович Н.В. 223
 Дансгор В. 331
 Дезио А. 281
 Денисов Ю.М. 39
 Диренфурт Г.О. 281
 Долгушин Л.Д. 275, 306, 372
 Достовалов Б.Н. 366
 Дюнин А.К. 9, 15, 58, 127, 139–141, 144–146, 148, 149, 157, 369
 Дюргеро М.Б. 366

Егерленер И. 105

Жуковский Н.Е. 365

Забиров Р.Д. 188, 238
 Зотиков И.А. 371
 Зубов Н.Н. 365, 371

Иванченков А.С. 265
 Иверонова М.И. 63, 83

Калесник С.В. 89, 90, 96, 98, 99, 366, 367

Клебельсберг Л. 131
 Коваленок В.В. 265
 Козик С.М. 155
 Коломыщ Э.Г. 69
 Колосов Д.М. 230
 Комаров А.А. 148, 149
 Коновалова Г.И. 280
 Корженевский Н.Л. 366
 Корзун В.А. 325
 Корейша М.М. 88
 Коровин В.И. 55
 Костычев П.А. 381
 Кренке А.Н. 40, 88, 98, 110, 171, 205, 206, 208, 209, 230, 370

Именной указатель

Кропоткин П.А. 366
 Крылов А.Н. 365
 Крылов М.М. 386
 Кузьмин П.П. 9, 16, 17, 61, 63, 147, 171, 368, 369
 Кукла Дж. 108
 Кун В. 184

Лаушер Ф. 128–130
 Ла Шапель 36
 Лебедева И.М. 36, 178, 188, 397
 Лёве Ф. 131, 156
 Ллибутри Л. 189, 229
 Ломоносов М.В. 89, 365
 Лосев К.С. 167
 Лосева И.А. 284
 Любомирова К.С. 201

Майер М. 225, 227, 228, 292, 293, 295

Майо Л. 296
 Макаров С.О. 365
 Маккиннес Б. 307
 Марков К.К. 198, 238
 Марчук Г.И. 336
 Матвиенко А.С. 59
 Мейсон К. 283
 Мельник Д.М. 140, 141
 Менли Г. 135
 Михель В.М. 59
 Мушкетов И.В. 366

Обручев В.А. 366
 Осипова Г.Б. 275, 306
 Осокин И.М. 56

Павлов А.П. 366
 Пальгов Н.Н. 227
 Пашингер В. 103, 133
 Подозерский К.И. 366
 Попов А.И. 366
 Пост О. 228
 Преображенский В.С. 86, 230

Ревякин В.С. 201
 Рихтер Г.Д. 9, 55–57, 70, 108
 Робин Г. 316, 348, 371
 Романенко Ю.В. 265
 Рототаев К.П. 319, 322
 Руднева А.В. 59
 Русин Н.П. 188
 Рыкачев М.А. 365

Северский И.В. 370
 Станкович К.В. 238
 Сумгин И.В. 370

Тимашев Е.В. 273–275
 Толль Э. 366
 Тольнер Г. 184
 Тронов М.В. 88, 98–100, 130, 183, 187, 366, 367
 Тушинский Г.К. 14, 94, 100, 102, 187, 366, 367

Урумбаев Н.А. 370

Флинт Р. 104, 133

Хефели Р. 202, 203
 Хигучи К. 301, 303
 Хоббс В. 154
 Ходаков В.Г. 39, 40, 88, 125, 137, 144, 201, 202, 205–210, 369, 370, 372

Чижов О.П. 148, 149, 156

Шантыкова Л.Н. 370
 Швер Ц.А. 129
 Швецов П.Ф. 366
 Шульц В.Л. 203, 391
 Шумский П.А. 91, 96, 98, 104, 129, 203, 213, 218, 225, 295, 366, 368, 370–372
 Шурова И.Е. 370

Щотт В. 132

Эстрем Г. 294

Якимов Ю.Я. 370

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	9
-------------------	---

Часть 1. СЕЗОННЫЙ СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ ЗЕМЛИ

Глава 1. Некоторые методические приемы измерения снежного покрова	11
Снегомерные наблюдения в горах	11
Измерение количества твердых осадков	14
Расчет количества осадков по ежедневным снегомерным наблюдениям	19
Связь метелевого переноса с твердыми осадками	29
Некоторые замечания к речным измерениям	33
Метод теплового проявления снежно-ледовых объектов	38
Глава 2. Снежный покров на равнинах	44
Формирование снежного покрова	44
Ветровой перенос и испарение снега	57
Колебания снежности на равнинах	65
Перераспределение влаги между океанами через снежный покров материков	73
Глава 3. Сезонный снежный покров в горах	82
Факторы снегонакопления в горах	82
Хионосфера и снеговая линия	87
Снежник как переходная стадия к леднику	87
Существование ледников и хионосфера	89
Снеговая и фирновая линии	96
Связь снеговой линии с климатом и рельефом	102
Глава 4. Глобальная климатическая роль снежного покрова и ледников	108
Количественные оценки влияния снега и льда на климат	108
Учет снежного покрова и ледников в глобальных моделях климата	111
Литература	114

Часть 2. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА ЛЕДНИКАХ

Глава 1. Снежный покров на ледниках в период аккумуляции	123
Питание ледников атмосферными осадками	124
Общеклиматические факторы питания ледников	124
Особенности снегоотложения на ледниках	130
Роль метелей и лавин в питании ледников	138
Механизм метелевого переноса на ледниках	138
Роль метелей в жизни горного оледенения	149
Роль лавин в питании ледников	165
Глава 2. Снежный покров на ледниках в период абляции	170
Метеорологические условия, определяющие таяние	170
Тепловой баланс тающего снега	170
Изменение альбедо поверхности и роль летних снегопадов	181
Особая роль испарения. «Кающиеся снега и льды»	187
Таяние и абляция снежного покрова	199
Связь таяния с температурой воздуха	205
Льдообразование внутри снежно-фирновой толщи	210

Глава 3. Снег и лед в географической оболочке Земли	225
Режим ледников и энергия оледенения	225
Гляциологическое районирование земного шара	228
Нивально-гляциальные системы	233
Нивально-гляциальная система Памира и Гиссаро-Алая	237
Литература	250

Часть 3. ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СУДЬБА ЛЕДНИКОВ

Глава 1. Перспективы использования космических методов в гляциологии	259
Возможности космических методов	259
Индикация пульсирующих ледников Памира по спутниковым данным	269
Гляциологические эксперименты на орбитальной станции «Салют-6»	280
Наблюдения за ледниками Каракорума	280
Наблюдения за Южным Патагонским ледниковым плато	284
Глава 2. Колебания ледников	289
Баланс массы и колебания ледников	291
Мониторинг нестабильных ледников	305
Выводы из катастрофических событий на леднике Колка	318
Глава 3. Гляциологический прогноз	327
Будущие изменения климата и ледники	327
Взаимодействие оледенения с океаном	335
Реакция оледенения на предстоящие изменения климата	342
Основы гляциологического прогноза	349
Литература	357

Часть 4. СНЕГ И ЛЕД В ЖИЗНИ ЛЮДЕЙ

Глава 1. Развитие гляциологических идей в СССР и России	363
Главные достижения XX века	365
Перспективы гляциологии в XXI веке	373
Глава 2. Инженерная гляциология и хозяйственная деятельность людей	379
Глава 3. Использование ледников как источников пресной воды	390
Искусственное усиление таяния горных ледников	390
Использование полярных ледников	405
Литература	411
Авторский комментарий	415
Послесловие (М.Г. Гросвальд)	419
Перечень иллюстраций	425
List of illustrations	431
Географический указатель	436
Именной указатель	442

CONTENTS

Preface	9
---------------	---

Part 1. SEASONAL SNOW COVER OF THE EARTH

Chapter 1. Some methods of snow cover measurements	11
Snow survey in mountains	11
Measurement of solid precipitation	14
Calculation of the precipitation amount by daily snow measurements	19
Relationship between snowdrift transport and solid precipitation	29
Some remarks to snow stake measurements	33
Method of heat develop of snow-and-ice objects	38
Chapter 2. Snow cover on plains	44
Formation of snow cover	44
Wind transport and evaporation of snow	57
Fluctuations of snowiness on plains	65
Redistribution of moisture between oceans through snow cover on continents	73
Chapter 3. Seasonal snow cover in mountains	82
Factors of snow accumulation in mountains	82
Chionosphere and snow line	87
Snow patch as a transitional stage to glacier	87
Existence of glaciers and chionosphere	89
Snow and firn lines	96
Relationship of snow line with climate and relief	102
Chapter 4. Global climatic role of snow cover and glaciers	108
Qualitative estimations of snow and ice impact upon climate	108
Taking into account snow cover and glaciers in global models of climate	111
References	114

Part 2. SNOW COVER ON GLACIERS

Chapter 1. Snow cover on glaciers during the accumulation period	123
Nourishment of glaciers by atmospheric precipitation	124
General climatic factors of glacier nourishment	124
Peculiar features of snow accumulation on glaciers	130
Role of snow drifting and avalanches in glacier nourishment	138
Mechanism of snow drifting transport on glaciers	138
Role of snow drifting in existence of mountain glacierization	149
Role of avalanches in glacier nourishment	165
Chapter 2. Snow cover on glaciers during the ablation period	170
Meteorological conditions determining melting	170
Heat balance of melting snow	170
Change of surface albedo, and role of summer snowfalls	181
Special role of evaporation. Snow and ice penitents	187
Melting and ablation of snow cover	199
Relationship between melting and air temperature	205
Ice formation within snow-and-firn thickness	210

Chapter 3. Snow and ice in landscape mantle of the Earth	225
Glacier regime and energy of glacierization	225
Glaciological zoning of the globe	228
Glacio-nival systems	233
Glacio-nival system of the Pamirs and Gissaro-Alay	237
References	250

Part 3. GLOBAL CHANGES AND FATE OF GLACIERS

Chapter 1. Prospects of space glaciology	259
Possibilities of space glaciology	259
Indication of surging glaciers of the Pamirs by space data	269
Glaciological experiments at the «Salyut-6» orbital station	280
Observations over Karakoram glaciers	280
Observations over Southern Patagonian ice field	284
Chapter 2. Fluctuations of glaciers	289
Mass balance and fluctuations of glaciers	291
Monitoring of the dynamics of unstable glaciers	305
Conclusion from the catastroph of Kolka Glacier	318
Chapter 3. Glaciological forecast	327
Future changes of the climate and glaciers	327
Glacierization and ocean interactions	335
Response of glacierization to forthcoming changes of the climate	342
Principles of glaciological forecast	349
References	357

Part 4. SNOW AND ICE IN LIFE OF PEOPLE

Chapter 1. Development of glaciological ideas in the USSR and Russia	363
Main achievements of XX century	365
Prospects of glaciology on the threshold of XXI century	373
Chapter 2. Engineering glaciology and economic activity of people	379
Chapter 3. Use of glaciers as a source of fresh water	390
Artificial intensification of melting of mountain glaciers	390
Use of polar glaciers	405
References	411
Author's Commentary	415
Epilogue (<i>M.G. Grosvald</i>)	419
List of illustration	431
Geographical index	436
Author index	442

Научное издание

Котляков Владимир Михайлович

Избранные сочинения в шести книгах

Книга 2

**СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ
И ЛЕДНИКИ ЗЕМЛИ**

*Утверждено к печати
Ученым советом Института географии РАН*

Зав. редакцией *Н.Л. Петрова*
Редактор *Л.Г. Васютинская*

Набор и верстка выполнены автором
на компьютерной технике

Подписано к печати 06.04.2004
Формат 60 × 90 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 28,0. Усл.кр.-отт. 112,0. Уч.-изд.л. 30,0
Тираж 600 экз. Тип. зак. 9978

Издательство "Наука"
117864, Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

ППП "Типография "Наука"
121099, Москва, Шубинский пер., 6

