



Г.Н. ГОЛУБЕВ

ГИДРОЛОГИЯ  
ЛЕДНИКОВ

Г. Н. ГОЛУБЕВ

# ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
ЛЕНИНГРАД  
1976

Посвящена исследованию водного режима территорий, покрытых ледниками (вопросы водообмена между ледниками и окружающей средой, физические процессы накопления и перемещения воды на поверхности ледников, внутри них и под ними, водный баланс ледников и его колебания). Исследуются гидрологические особенности основных морфологических частей ледников: области питания, поверхности льда в области абляции, толщи ледника и придонного слоя, закономерности водного режима и водного баланса ледника в целом, особенности формирования стока с ледников в связи с разработкой методов его расчета, паводки и сели ледникового происхождения.

Рассчитана на специалистов-гляциологов, гидрологов, геофизиков, климатологов, физико-географов; может служить учебным пособием для студентов по специальностям «Гидрология» и «Гляциология».

The book deals with the investigation of the water regime of glacier covered territories (the questions of the water change between glaciers and surrounded medium, the physical processes of storage and movement of water on glacier surface, in and under glaciers, the water balance of glaciers and its fluctuations). Following problems are considered: hydrological peculiarities of the main morphological parts of glaciers (accumulation zones, ice surface in ablation zones, glacier body, bottom layer), regularities of water regime and water balance of glaciers as a whole, peculiarities of glacier runoff formation in connection with development of methods of its calculation, floods and mud-streams of glacier origin.

This book is intended for the professional glaciologists, hydrologists, geophysicists, climatologists, physical geographers; may be a training appliance for the students specializing in Hydrology and Glaciology.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

## ВВЕДЕНИЕ — 4

### I. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОСНОВНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЧАСТЕЙ ЛЕДНИКА — 13

#### I.1. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ — 13

- I.1.1. Физическая модель области питания — 13
- I.1.2. Основные процессы, происходящие в разные сезоны гидрологического года — 15
- I.1.3. Схема расчета водного режима в точке — 32
- I.1.4. Водный режим гляциологических зон — 36
- I.1.5. Некоторые вопросы воднобалансовых и массобалансовых измерений и расчетов для областей питания ледников — 49
- I.1.6. Особенности водного режима и водного баланса для всей области питания ледников — 56

#### I.2. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА В ОБЛАСТИ АБЛЯЦИИ — 68

- I.2.1. Строение поверхности льда и запасы аккумулируемых вод — 68
- I.2.2. Особенности стекания воды по поверхности льда — 75

#### I.3. ВОДНЫЙ РЕЖИМ В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА И У ЕГО ЛОЖА — 79

- I.3.1. Физические явления и процессы, влияющие на водный режим в толще ледника и у его ложа — 79
- I.3.2. Теоретические и экспериментальные исследования особенностей водного режима в толще ледника и у его ложа — 86
- I.3.3. Типы систем дренирования ледников — 99

### II. ВОДНЫЙ РЕЖИМ И ВОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ — 111

#### II.4. КОМПОНЕНТЫ УРАВНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКА — 111

- II.4.1. Таяние — 112
- II.4.2. Жидкие осадки — 134
- II.4.3. Испарение—конденсация — 137
- II.4.4. Сток — 139
- II.4.5. Замерзание талых и дождевых вод — 156
- II.4.6. Запас воды в леднике и его изменения — 156

#### II.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ — 163

- II.5.1. Водный баланс ледников и ледниковых бассейнов за год — 163
- II.5.2. Внутригодовые особенности водного баланса ледников и ледниковых бассейнов — 170

#### II.6. ГИДРОГРАФ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА, ЕГО АНАЛИЗ И ПУТИ РАСЧЕТА — 179

- II.6.1. Гидрологический режим ледника и гидрограф ледникового стока — 179
- II.6.2. Пути расчета гидрографов ледникового стока — 192

#### II.7. ПАВОДКИ И СЕЛИ ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ — 208

- II.7.1. Отличительные особенности катастрофических потоков ледникового происхождения — 208
- II.7.2. Основные механизмы формирования селей — 211
- II.7.3. Причины возникновения паводков и селей ледникового происхождения — 216

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ — 234

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ — 236

# ВВЕДЕНИЕ

В системе природных объектов, составляющих гидросферу, немалое место занимают ледники. Они покрывают более 10% всей суши и имеют объем, равный 24 млн. км<sup>3</sup> [151]. Запас воды в ледниках составляет свыше 95% всех запасов пресных вод на поверхности Земли и в 600 раз превышает годовой объем стока рек мира.

подавляющая часть запасов льда ледников находится в двух гигантских ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии, весьма удаленных от основных центров сосредоточения населения и развитого хозяйства. Ускоряющиеся темпы научно-технической революции ставят на повестку дня необходимость серьезного изучения проблем транспортирования этих запасов льда в густонаселенные районы [159]. О более близких к местам основного расселения человечества ледниковых районах следует заметить, что ледники играют заметную и все усиливающуюся роль во взаимодействии человека с окружающей средой.

Роль ледников в хозяйственной деятельности человека разнообразна, но гидрологические аспекты этой роли представляются наиболее яркими и серьезными. Ледники являются весьма важным источником питания рек, особенно в районах орошаемого земледелия. По данным А. О. Кеммериха [69], объем талых вод ледников Средней Азии за год достаточен для орошения половины поливной площади Средней Азии. В наиболее жаркий период года, когда происходит таяние льда, они дают в целом для Средней Азии 39% речного стока, а для отдельных весьма важных в хозяйственном отношении бассейнов, таких как Зеравшан, Сох, Вахш, Пяндж и другие, их доля в стоке составляет уже 50—70%. Ясно, что рациональное использование водных ресурсов в районах орошаемого земледелия, подобных Средней Азии или Кавказу, невозможно без надежных методов прогноза или расчета речного стока, формирующегося на ледниках.

В отдельных случаях (например, в малоснежные годы) возникает необходимость увеличения речного стока посредством искусственного усиления таяния ледников. За последние 15 лет эта проблема для Средней Азии возникала несколько раз. Однако ее решение задерживается не только из-за технических сложностей, но и вследствие недоработки вопроса о последствиях вмешательства человека в естественный режим ледников, хотя уже существует экспериментальная разработка этой проблемы [3].

Методы расчета и прогноза стока с ледников в их естественном состоянии, а также в случае применения активных воздей-

ствий должны основываться на изучении водного режима территорий, покрытых оледенением.

В настоящее время есть немало примеров активной хозяйственной деятельности в гляциальной зоне, в том числе на самих ледниках, в их толще и под ними, причем в этой деятельности водные проблемы играют немалую роль. В Альпах Франции и Швейцарии талые воды забираются в деривационные тоннели гидроэлектростанций еще под ледниками с целью повышения потенциальной энергии потоков [243—245]. Под ледниками прокладываются шахты, причем режим воды в толще ледника оказывает существенное влияние на гидрогеологический режим подземных выработок [197]. Скопления воды в виде озер, болот и водные потоки на поверхности льда являются серьезным препятствием для передвижения летом на многих ледниках, и особенно на ледниковых покровах Арктики. Для решения подобных проблем необходимо изучение образования, движения и режима воды на поверхности ледников, в их толще и под ними.

Ледники — это основные хранилища высококачественных пресных вод. Их прямое использование и оценка возможных изменений состояния ледников в результате такого использования неизбежно должны базироваться также на знании гидрологических особенностей покрытых льдом территорий.

Ледники являются также источником крупных катастроф. Грандиозные наводнения и сели, образовавшиеся на ледниках или в приледниковой зоне, опустошают нижерасположенные долины и приводят к гибели людей, причем в отдельных случаях число погибших достигало тысяч и даже десятков тысяч человек. Паводки и сели ледникового происхождения ежегодно наносят значительный ущерб.

Широко известны случаи катастрофических подвижек или пульсаций ледников. Теория их неразработана, но многие существующие гипотезы связывают пульсации с водным режимом ледника, и в частности, с влиянием воды на контакт между ледником и ложем [190, 248, 51]. Кроме того, при быстрой подвижке ледника часто образуются подпрудные озера, прорывы которых сквозь ледник приносят часто больший ущерб, чем сами пульсации.

Из изложенного выше ясно, что исследование гидрологических аспектов оледенения важно для решения многих практических вопросов. В связи с этим выделяется научное направление, называемое гляциогидрологией [123], которое, по мнению автора данной работы, состоит из двух разделов: гидрологии ледников и гидрологии рек с ледниковым питанием. Представляемая работа посвящена исследованию основных вопросов гидрологии ледников.

Каково место гидрологии ледников в системе наук и что является предметом ее изучения? Ледник — это двухфазная система, в которой вода, составляющая небольшую по массе

часть, играет весьма заметную роль в формировании многих особенностей ледника. Ледники, как и другие скопления природного льда, являются предметом изучения гляциологии. С другой стороны, гидрология суши, исследующая природные воды в географической оболочке Земли, имеет своим объектом реки, озера, болота и другие водные объекты, в том числе и ледники. Очевидно, что должно существовать научное направление, находящееся на стыке гляциологии и гидрологии и использующее методы и той и другой науки. Это направление и есть гидрология ледников.

По мнению автора, задача гидрологии ледников — изучение водного режима территорий, покрытых оледенением, т. е. исследование водообмена между ледниками и окружающей средой, а также физических процессов накопления и перемещения воды на поверхности ледников, внутри них и под ними, изучение водного баланса ледников и его колебаний, а также влияния ледниковых вод на режим ледников и рек с ледниковым питанием.

В связи с возникновением практических запросов в последние годы особенно возрос интерес к гидрологии ледников, что обусловило быстрое развитие гляциологии. Отражением этого интереса явился представительный Международный симпозиум по гидрологии ледников, проведенный в сентябре 1969 г. в Кембридже (Англия) [39]. В последующие годы вопросы гидрологии ледников обсуждались на XV Генеральной Ассамблее Международного Союза Геодезии и Геофизики летом 1971 г. в Москве, на Международном симпозиуме по роли снега и льда в гидрологии, проведенном в Банфе (Канада) в сентябре 1972 г., на V Всесоюзном гляциологическом симпозиуме в сентябре 1972 г. в Ташкенте и на других конференциях. Ряд статей по отдельным вопросам гидрологии ледников появился как в советской, так и в зарубежной литературе. Вместе с тем обобщающих работ по гидрологии ледников не существует, и представляемая работа является первой попыткой систематизировать советский и зарубежный опыт по данному направлению знаний.

Как и для других водных объектов, основным методом исследования гидрологии ледников является метод водного баланса. Однако, по мнению автора, в отличие от других водных объектов специфическая особенность уравнения водного баланса ледника заключается в том, что оно должно описывать только жидкую фазу воды, в то время как все количество воды, вовлеченной во влагооборот, описывается уравнением баланса массы ледника. Уравнение водного баланса ледника выглядит следующим образом:

$$A + P_l + C - R - F - E = B_l, \quad (1)$$

где  $A$  — таяние льда, фирна и снега на леднике, внутри него и под ним;  $P_l$  — жидкие осадки на поверхности ледника;  $C$  — конденсация воды на поверхность ледника или в его толще;

$R$  — сток с ледника;  $F$  — повторное замерзание талых и дождевых вод на поверхности ледника, в его толще и под ним;  $E$  — испарение воды с поверхности ледника и в его толще;  $B_l$  — изменение запасов воды на поверхности ледника, в его толще и под ним.

Уравнение водного баланса, обычно применяемое для характеристики состояния водных объектов (так называемое уравнение Пенка—Оппокова), имеет вид

$$P - E - R = \Delta W, \quad (2)$$

где  $P$  — осадки;  $E$  — испарение (или конденсация);  $R$  — сток,  $\Delta W$  — изменение запасов воды в леднике в твердой и жидкой фазе.

Представим уравнение (2) в виде суммы жидкой и твердой фаз, придав ему соответственно индексы  $l$  и  $i$ :

$$P_i + P_l - E_i - E_l - R = B_i + B_l. \quad (3)$$

Разность  $P_i - E_i$  при незначительном лавинном и метелевом переносе близка к величине аккумуляции ледника ( $A_c$ ). Величина абляции ледника практически равна  $Ab = A - F$ . Тогда изменение количества льда в леднике (баланс льда)  $B_l$  равно

$$B_l = A_c - Ab = P_i - E_i - A + F. \quad (4)$$

Почленно сложив уравнение баланса воды (1) и уравнение баланса льда (4), получим уравнение Пенка—Оппокова (2), представляющее, таким образом, для ледника уравнение баланса массы. В этой операции компонент  $E$  представлял алгебраическую сумму испарения и конденсации. Таким образом, «обычное» уравнение водного баланса в применении к ледникам содержит два баланса — льда и воды и малопригодно для исследований гидрологических особенностей ледников и их водного режима. Для этой цели основным следует считать предлагаемое нами уравнение (1). В то же время очевидно, что уравнения баланса льда и воды тесно взаимосвязаны и их совместное исследование может привести к решению ряда проблем как гляциологии, так и гидрологии рек.

Поскольку один из важнейших компонентов водного баланса ледника — сток, представляет собой интегральную по площади характеристику, данная работа основывается на исследованиях в ледниковых бассейнах, где центральную часть занимает ледник, а сток измеряется на створе, расположенном непосредственно у конца ледника. Значительная часть выводов настоящей работы построена на результатах исследований на репрезентативном горноледниковом бассейне Джанкуат на Кавказе, проводящихся с 1965 г. по программе Международного гидрологического десятилетия Проблемной лабораторией снежных лавин географического факультета МГУ. Автор является руководителем работ в этом бассейне.



Горноледниковый бассейн Джанкуат представляет собой типичный участок альпийского высокогорья с крутыми склонами, широким развитием грубообломочных отложений, с многочисленными выходами обнаженных скал, с альпийскими лужайками в нижней части бассейна и с гляциально-нивальными ландшафтами в его средней и верхней части. Наиболее характерная особенность бассейна — широкое развитие оледенения. При этом ледники занимают в бассейне центральное место, в то время как не покрытые льдом участки являются в основном фрагментарными, не образующими единого массива.

Главный ледник бассейна, на котором велись основные исследования, — Джанкуат. Это долинный ледник, конец которого находится на высоте 2700 м, а высота бергшрунда, протягивающегося в верхней части области аккумуляции под гребнем Главного Кавказского хребта, около 3600 м. Средняя высота ледника 3210 м, площадь 2,79 км<sup>2</sup>, длина 3,0 км. Помимо Джанкуата, в бассейне находятся три малых ледника площадью от 0,20 до 0,45 км<sup>2</sup>.

Работы на Джанкуате охватывали и охватывают как все три основных раздела ледниковедения (внешний массоэнергообмен, внутренний массоэнергообмен, рельефообразующая деятельность ледников), так и области других наук, примыкающих к гляциологии. Однако из всего комплекса вопросов ведущим направлением являлось совместное исследование балансов льда и воды, что вполне отвечает программе и духу Международного гидрологического десятилетия. При этом поскольку главным объектом в горноледниковом бассейне является ледник, основное внимание уделялось и уделяется гляциологическим работам, в то время как исследования на неледниковой части бассейна проводятся только в случае острой необходимости при изучении закономерностей водного баланса и водного режима бассейна.

Базой для всех исследований на Джанкуате являются тщательные режимные наблюдения за основными составляющими балансов льда и воды, а по возможности и тепла. Изучение различных особенностей ледника и бассейна, процессов, протекающих на леднике, методические вопросы решались на непрерывно регистрируемом фоне режима.

Основной единицей времени для всех режимных наблюдений являлись сутки, и все основные составляющие балансов льда, воды и тепла определялись по возможности с шагом в одни сутки. Это повлекло за собой необходимость разработки методики таких наблюдений, отсутствовавшей ранее. Основные режимные наблюдения состояли из детальных измерений аккумуляции, абляции, стока, осадков, других элементов погоды и составляющих теплового баланса.

На фоне основных режимных наблюдений проводились экспериментальные исследования, к числу которых относятся, например, изучение преобразования сезонного снежного покрова

и фирна с точки зрения их водоаккумулирующей способности и внутреннего питания ледника, наблюдения на стоковых площадках в области абляции, исследования режима снежного покрова на неледниковой части бассейна, измерения скоростей движения талых вод посредством пуска электролита, изучение русловой сети на поверхности льда, исследования закономерностей развития коры таяния и др.

Перечисленный круг вопросов охватывает в основном проблемы, относящиеся к области внешнего массоэнергообмена ледников. Однако некоторые процессы внешнего массоэнергообмена не могут быть поняты без исследования явлений, относимых к области внутреннего массоэнергообмена ледников, без знания формы ледника и его строения. Обязательным элементом исследований является фототеодолитная съемка, в результате которой мы располагаем картой области абляции и нижней части области аккумуляции ледника Джанкуат в масштабе 1:5000 и картой всего горноледникового бассейна Джанкуат в масштабе 1:10 000. Мощность ледника, его макроструктура, подледный рельеф, мощность морен и содержание в них льда определялись на базе комплекса геофизических методов (радиолокация, гравиметрия, электрическое зондирование постоянным током и по методу электромагнитной индукции, сейсмическое зондирование и др.). Геофизические методы контролировались термоэлектробурением ледника.

Были проведены измерения поверхностных скоростей движения льда и их изменений внутри года. С летнего сезона 1971 г. в содружестве с Институтом географии АН СССР начались измерения температурных характеристик ледника.

Для исследования связей между современным состоянием и режимом ледников и их эволюцией за последние столетия проводились датировки морен различными методами (дешифрирование аэрофотоснимков, лихенометрические, дендрохронологические, фитоценотические методы). Построены карты мощностей льда для различных стадий ледника Джанкуат в XVIII—XX в.

Первым шагом в исследовании гидрологического режима на неледниковой части бассейна было проведение ландшафтной съемки в масштабе 1:10 000. После этого были поставлены работы по исследованию распределения максимальных запасов воды в снежном покрове и по режиму снеготаяния. Были выполнены также геофизические исследования рыхлых отложений (их мощность, изменения гранулометрического состава, наличие погребенного льда, преобладающие направления водных фильтрационных потоков и пр.).

Размещение большей части перечисленных исследований отражено на рис. 1. Основная тяжесть работ легла на плечи сотрудников ледниковой группы Проблемной лаборатории снежных лавин географического факультета МГУ Ю. Г. Арутюнова, Б. Л. Берри, А. В. Данилиной, М. Б. Дюргерова, В. И. Ереми-

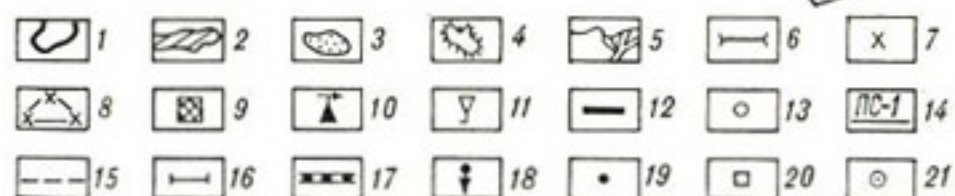
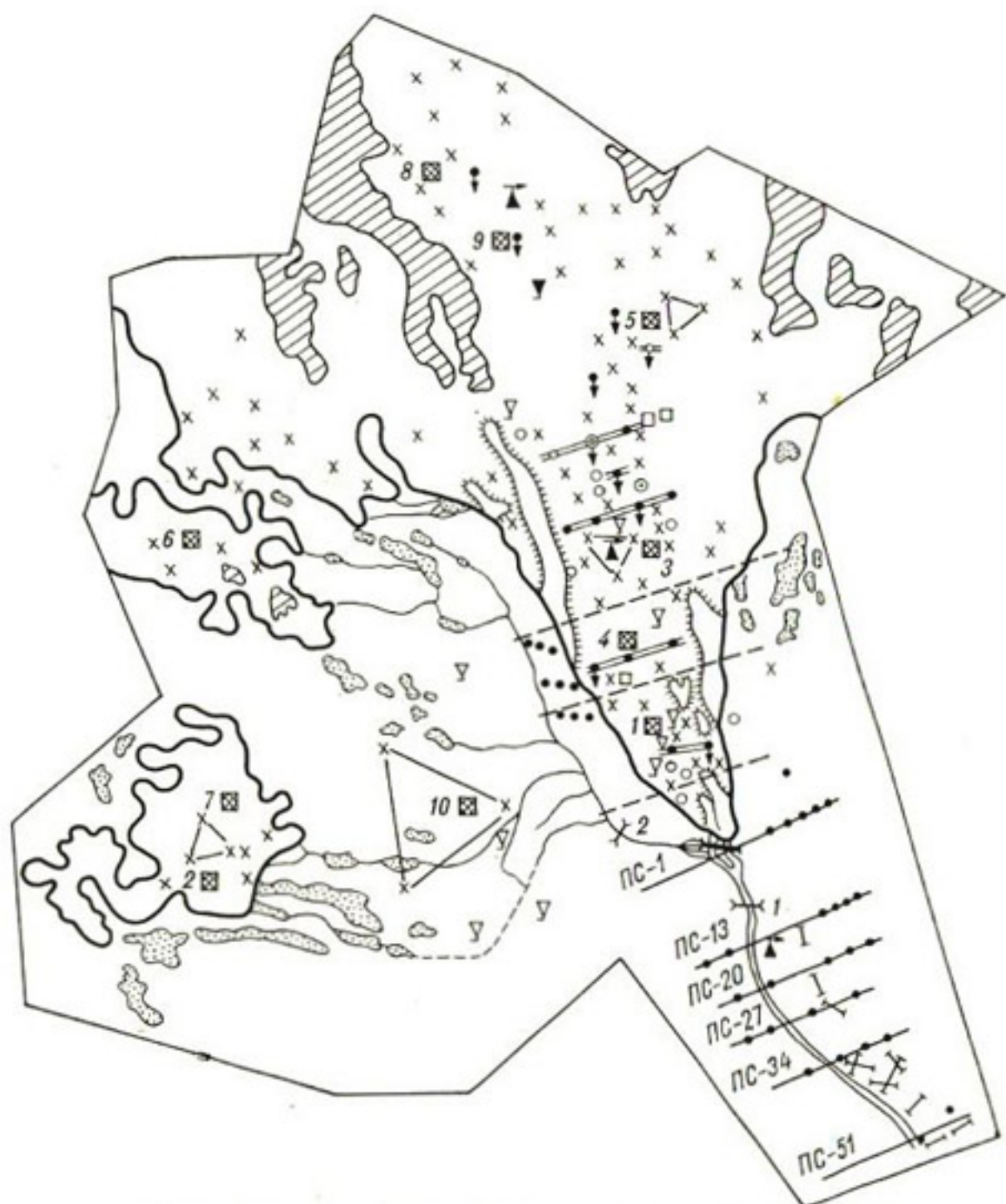


Рис. 1. Схема расположения пунктов гляцио-гидрометеорологических и геофизических исследований в горноледниковом бассейне Джанкуат.

1 — контур ледников; 2 — выходы коренных пород; 3 — основные снежники; 4 — морены на поверхности льда; 5 — постоянные и временные водотоки; 6 — гидрометрические створы; 7 — рейки для наблюдений за абляцией; 8 — реперные треугольники для наблюдений за аккумуляцией и абляцией; 9 — шурфы и их номера; 10 — постоянные и временные метеоплощадки; 11 — осадкомеры; 12 — место исследования электропроводности воды ручьев; 13 — места пуска соли в наледниковые потоки; 14 — профили измерения естественных потенциалов и их номера; 15 — гравиметрические профили; 16 — сейсмические профили; 17 — радиолокационные профили; 18 — точки термоэлектробурения; 19 — точки вертикального электрозондирования; 20 — точки индукционного зондирования; 21 — точки измерений температуры льда.

ной, С. А. Кановой, В. И. Климовой, М. И. Локтионова, А. П. Мартышова, Л. А. Суханова, В. С. Фрейдлина, Р. С. Хромова. Кроме того, в исследованиях принимали участие сотрудники других подразделений Проблемной лаборатории снежных лавин Е. С. Трошкина, В. И. Турманина, Е. Р. Володина, Л. А. Ушакова, сотрудники различных кафедр географического факультета МГУ В. П. Буров, Ю. Г. Ермаков, В. А. Жук и другие, представители других факультетов МГУ и институтов А. А. Огильви, С. А. Ушаков, А. Н. Леонтович и другие, сотрудники Института географии АН СССР И. А. Зотиков, Л. П. Чернова и др. Джанкуат явился базой практики для нескольких десятков студентов географического факультета, и в первую очередь для студентов кафедр криолитологии и гляциологии и гидрологии суши. Некоторые студенты внесли заметный вклад в проводимые исследования (В. В. Жестовский, А. Е. Сизов, В. А. Гохман, В. М. Бычков, Ю. Ф. Малюгин, В. Ф. Лукичев и др.).

Исследования на Джанкуате пользовались неизменной поддержкой и вниманием со стороны научного руководителя Проблемной лаборатории снежных лавин профессора Г. К. Тушинского.

Всем названным лицам, а также многим неназванным, участвовавшим в полевых исследованиях на Джанкуате в качестве лаборантов, коллекторов, практикантов, рабочих, автор выражает свою искреннюю благодарность и считает, что представляемая работа в значительной степени — результат многолетнего труда большого коллектива.

Исследования на Джанкуате охватывали более широкий круг вопросов, чем гидрология ледников. Что же касается гидрологии ледников, то работы на Джанкуате ставились для понимания общих закономерностей и физических процессов, типичных для всех ледников или для их достаточно большого класса. Вместе с тем разнообразие географических условий, в которых существуют современные ледники, предполагает и разнообразие черт их гидрологического режима. Джанкуат представляет собой небольшой теплый (изотермический) долинный ледник с преимущественно инфильтрационно-рекристаллизационным типом льдообразования, характерный для районов с морским и умеренно континентальным климатом, где расположена большая часть горных ледников.

Для исследования некоторых существенных особенностей водного режима в других климатических условиях в качестве ключевых были взяты горные ледники, расположенные в районах с континентальным и резко континентальным климатом.

Для условий континентального климата в качестве ключевых были взяты ледники, расположенные в бассейне р. Чон-Кзылсу на северном склоне хребта Терской-Алатау на Тянь-Шане, — Карабаткак и Ашутер Северный. Наблюдения в этом бассейне

были организованы Г. А. Авсюком на Тянь-Шанской физико-географической станции. Гляциогидрологические исследования по состоянию на 1963 г. были обобщены в монографии автора [31].

Ледники хребта Сунтар-Хаята на Северо-Востоке СССР существуют в условиях резко континентального климата, что накладывает свой отпечаток на некоторые особенности их водного режима. Для исследования этих особенностей были использованы опубликованные материалы наблюдений и результаты, полученные М. М. Корейшей [77, 78] в течение Международного геофизического года для ледника № 31.

Для исследования географических различий отдельных аспектов водного режима ледников были использованы результаты наблюдений, выполненных гляциологами на различных ледниках Советского Союза, а также за рубежом. Анализ результатов способствовали полевые наблюдения автора на ледниках Скандинавии (Швеция) и Южной Америки (Чили).

Автор полагает, что в данной работе учтены практически все важные публикации по гидрологии ледников, появившиеся в мировой литературе по осень 1973 г. включительно. Помимо этого, во многих исследованиях по гляциологии существуют сведения, проливающие свет на ту или иную особенность гидрологии ледников. Нами была проделана работа по «извлечению» гидрологической информации из работ по гляциологии, изданных как в СССР, так и за рубежом.

Работа строится как монографическое описание основных закономерностей гидрологии ледников. Она состоит из двух частей. В первой, аналитической, исследуются гидрологические особенности различных морфологических частей ледников. Во второй, синтетической, исследуются закономерности водного режима и водного баланса ледника в целом, а также особенности формирования стока с ледника. Если в первой части отражается главным образом единство гидрологии ледников и гляциологии, то во второй части выражена взаимосвязь гидрологии ледников и гидрологии рек, хотя и эта взаимосвязь не может существовать в отрыве от гляциологии.

# I. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОСНОВНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЧАСТЕЙ ЛЕДНИКА

## I.1. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

### I.2. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА В ОБЛАСТИ АБЛЯЦИИ

### I.3. ВОДНЫЙ РЕЖИМ В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА И У ЕГО ЛОЖА

Режим воды, которую содержит ледник, условия ее размещения и движения не одинаковы в различных частях ледника. С этой точки зрения ледник может быть разделен на четыре основных объемных элемента:

1) снежно-фирновая толща, на горных ледниках весной покрывающая весь ледник, а к концу лета занимающая область аккумуляции. Мощность этой толщи на горных ледниках, как правило, не более 15—25 м;

2) поверхностный слой льда мощностью до 1 м;

3) придонный слой льда толщиной порядка нескольких метров;

4) толща льда, не соприкасающаяся с внешним контуром ледника. Это основная по массе и объему часть ледника.

Рассмотрим гидрологические особенности каждого из названных объемных элементов ледника.

## I.1. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

### I.1.1. ФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ

К областям питания ледников относится преобладающая по площади часть горного оледенения и подавляющая часть покровного. Если в областях расходования вещества процессы

внешнего массоэнергообмена в общем везде одинаковы и различаются в основном количественными показателями, то в областях накопления вещества ледников, наоборот, они весьма разнообразны. Строение областей аккумуляции ледников также отличается большим разнообразием. Поэтому не случайно, что оформление основных представлений о структуре зон питания ледников и процессах, в них происходящих, завершилось лишь к середине 50-х годов XX века, когда П. А. Шумским была разработана система гляциологических зон, являющаяся основой для многих гляциологических исследований [147].

Разработанная П. А. Шумским система гляциологической зональности демонстрирует взаимосвязь между строением верхних горизонтов области питания ледника и процессами внешнего массоэнергообмена. Эта взаимосвязь находит свое отражение и в такой важнейшей характеристике ледников, как температурный режим, что было показано работами Г. А. Авсюка [5]. Все основные процессы, протекающие в едином природном образовании, каким является ледник, взаимосвязаны, и водный режим не является исключением. Поэтому в данном разделе ставится задача исследовать основные закономерности водного режима областей питания ледников в соответствии с гляциологической зональностью.

В настоящее время выделяется семь гляциологических зон [152]: 1) снежная, или рекристаллизационная; 2) снежно-ледяная, или режелационно-рекристаллизационная; 3) холодная инфильтрационно-рекристаллизационная, или холодная фирновая; 4) теплая инфильтрационно-рекристаллизационная, или теплая фирновая; 5) инфильтрационная, или фирново-ледяная; 6) инфильтрационная, или ледяного питания; 7) зона абляции. В зоне абляции в период таяния снежного покрова происходят процессы, характерные для вышележащих гляциологических зон области аккумуляции, в особенности для инфильтрационной зоны, но они протекают лишь часть сезона абляции, от начала снеготаяния до исчезновения снежного покрова.

Для исследования особенностей водного режима различных гляциологических зон автором была принята следующая физическая модель области питания, основывающаяся на имеющихся в настоящее время сведениях: 1) водопроницаемая снежно-фирновая толща конечной мощности залегает на водонепроницаемом льду; 2) в пределах слоя годовых колебаний температуры (активного слоя) снежно-фирновая толща имеет к началу периода абляции отрицательные температуры; в период абляции ее прогрев осуществляется главным образом талыми водами; 3) в снежно-фирновой толще талые воды имеют преимущественно вертикальное направление движения; 4) продвижение воды к последующему слою происходит после усвоения запаса холода предшествующего слоя и насыщения его до состояния водоудерживающей способности; 5) если снежно-

фирновая толща целиком прогревается за сезон абляции тальми водами до  $0^{\circ}\text{C}$ , то могут быть два случая: а) когда мощность снежно-фирновой толщи больше или равна мощности активного слоя. В этом случае снежно-фирновая толща, расположенная в пределах активного слоя, залегает на фирне, имеющем температуру  $0^{\circ}\text{C}$  и насыщенном водой до состояния вододерживающей способности; б) когда мощность снежно-фирновой толщи меньше мощности активного слоя. В этом случае снежно-фирновая толща лежит на льду, имеющем температуру ниже  $0^{\circ}\text{C}$ ; в) просочившись сквозь снежно-фирновую толщу, вода стекает затем по поверхности льда, причем, если лед имеет температуру ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , происходит замерзание всей воды или ее части; г) талые и дождевые воды  $A + P_i$ , фильтрующиеся в снежно-фирновой толще, расходуются, следовательно, на повторное замерзание воды  $F$ , насыщение толщи водой  $W$  и сток за пределы толщи  $R$

$$A + P_i = F + \Delta W + R, \quad (1.1)$$

где  $\Delta W$  — количество воды, задерживаемое или отдаваемое снежно-фирновой толщей за рассматриваемый интервал времени.

В приведенном уравнении члены  $F$  и  $\Delta W$  характеризуют состояние снежно-фирновой толщи, которое сильно меняется в течение гляциологического года. С точки зрения водного режима гляциологический год в областях питания ледников может быть разделен на четыре сезона, которые можно условно назвать весенним, летним, осенним и зимним. Рассмотрим на основе сформулированной выше физической модели области питания главные гидрологические процессы, протекающие в каждый из основных сезонов.

### 1.1.2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ГОДА

#### Период прогрева и насыщения водой снежно-фирновой толщи (весенний)

К началу снеготаяния снежно-фирновая толща характеризуется некоторым запасом холода, накопившимся в течение зимы. Первые порции талой воды инфильтруются в снежную толщу, замерзают в ней, образуя инфильтрационный лед, а тепло, выделяющееся при замерзании воды, расходуется на прогревание снежно-фирновой толщи. Очевидно, что количество воды, замерзающей в толще снега и фирна вследствие усвоения запаса зимнего холода за любой интервал времени, может быть определено по разности двух кривых распределения температур



толщи с глубиной, одна из которых получена в начале интервала, а другая в конце его

$$F_1 = \frac{C}{L} \int_0^z \rho \Delta t(z) dz; \quad (1.2)$$

здесь  $F_1$  — количество замерзшей воды, г/см<sup>2</sup>;  $C$  — удельная теплоемкость снега и фирна, кал/г град;  $L$  — скрытая теплота плавления льда, кал/г;  $z$  — толщина активного слоя снежно-фирновой толщи, см;  $\rho$  — плотность снега и фирна, г/см<sup>3</sup>;  $\Delta t$  — разность температуры снега или фирна в конце и в начале рассматриваемого интервала времени, град.

Образование инфильтрационного льда вследствие усвоения запаса зимнего холода называется весенним льдообразованием [138]. С достаточной для целей гидрологии ледников точностью оно может быть рассчитано по следующей простой зависимости, вытекающей из формулы (1.2):

$$F_1 = 0,00625 S \Delta \bar{t}, \quad (1.3)$$

где  $F_1$  — весеннее льдообразование, мм;  $S$  — запас снега и фирна в активном слое, мм;  $\Delta \bar{t}$  — изменение средней температуры снега и фирна в том же активном слое за расчетный период, град.

Классические работы по изучению снежно-фирновой толщи были выполнены Х. Свердрупом на плато Изаксен (Шпицберген) в 1934 г. [236]. Расчеты весеннего льдообразования, сделанные им на основе уравнения (1.2), приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Изменение величины весеннего льдообразования на плато Изаксен (Шпицберген) летом 1935 г.

	Июнь		Июль					
	25	30	5	10	15	20	25	30
За период, мм	36	33	27	18	12	8	4	
С начала таяния, мм		36	69	96	114	126	134	138
С начала таяния, %		26	50	70	82	91	97	100

Из табл. 1 видно, что потери талой воды на льдообразование быстро сокращаются по мере развития таяния.

Инфильтрация талых вод происходит отдельными струйками, а не равномерно сплошным фронтом. В числе прочих эффектов это явление приводит к неравномерному распределению температур снега даже на однородной поверхности. Х. Свердруп провел измерения температуры фирна на различных глубинах в 9 точках по сетке квадратов со стороной 15 м. В 0 ч 9/VII 1934 г. на глубине 4 м средняя (из девяти точек) температура

была  $-1,94^{\circ}\text{C}$  при колебаниях от  $-0,30$  до  $-4,05^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, после начала активного снеготаяния одна температурная скважина может дать только приближенное представление об изменении потерь талых вод на весеннее льдообразование.

Что касается упрощенной формулы (1.3), то для ее практического использования необходимо наряду с другими данными знать мощность активного слоя. Для зон фирново-ледяной, ледяной и зоны абляции особых сложностей здесь не возникает, потому что вся относительно маломощная снежно-фирновая толща лежит в пределах активного слоя, причем граница между фирном и нижележащим льдом определяется весьма четко. В теплой фирновой зоне мощность активного слоя — величина менее определенная, так как кривая распределения температур по вертикали в своей нижней части весьма близка к оси ординат, приближаясь к ней.

Однако, как показывают материалы наблюдений, точное определение мощности активного слоя и в этом случае необязательно. Чем больше будет принята мощность активного слоя и выше, следовательно, масса этого слоя в водном эквиваленте, тем меньше абсолютная величина средней температуры этого слоя. В результате, начиная с некоторой глубины, вычисленная величина весеннего льдообразования оказывается величиной постоянной с небольшими колебаниями в пределах точности расчета. Этот вывод может быть проиллюстрирован данными табл. 2, составленной нами по данным Т. Хьюджеса и Д. Зелигмана для верхней части Большого Алецкого ледника в Альпах [178]. Истинная мощность активного слоя была равна 20 м.

Таблица 2

Величина весеннего льдообразования в верхней части Большого Алецкого ледника при различной принятой мощности активного слоя

Толщина активного слоя, м	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Запас снега и фирна, мм	Средняя температура слоя, °C	Весеннее льдообразование, мм
8	0,50	4 000	-4,2	105
10	0,52	5 200	-3,6	117
12	0,54	6 500	-3,1	126
14	0,55	7 700	-2,7	130
16	0,56	9 000	-2,3	129
20	0,57	11 400	-1,9	135

Мощность активного слоя Большого Алецкого ледника весьма велика, так как и количество зимних осадков, выпадающих при относительно низких температурах воздуха, там значительно. В этом и подобных случаях на формирование температурного режима зимой оказывают воздействие два процесса—

проникновение зимней волны холода посредством молекулярной теплопроводности и «захоронение» холода, приносимого с зимними осадками. В результате в районах со сравнительно мягкой, но снежной зимой мощность активного слоя может оказаться несколько выше, чем в районах с континентальным климатом. Так, в области питания ледника ИГАН на Полярном Урале, по данным В. И. Михалева, мощность активного слоя равна 12 м [106], на фирне Марухского ледника (Западный Кавказ) — 16 м [120], в верхней части ледника Сьюорд (Канада) — 12 м [227]. На плато Изаксен (Шпицберген) мощность активного слоя составляет 10 м [236]. По нашим измерениям, на леднике Джанкуат (Центральный Кавказ) мощность активного слоя равна 9—10 м. В любом из этих случаев температура фирна на глубине более 10 м была выше  $-1^{\circ}\text{C}$  и, следовательно, запас холода на этих глубинах весьма мал. Кроме того, известно [92, 117], что в интервале температуры от  $-1,5$  до  $0^{\circ}\text{C}$  пленочная вода не замерзает, а это, как будет показано далее, именно тот вид воды, который определяет водоудерживающую способность мощных толщ снега. Таким образом, с достаточной практической точностью для расчета весеннего льдообразования можно ограничиться знанием распределения плотности и температуры снега и фирна до глубины 10 м.

Практически одновременно с прогреванием происходит насыщение снежно-фирновой толщи водой. Устойчивое продвижение фронта талой воды вниз должно обеспечиваться после усвоения запаса холода вышележащего слоя и насыщения этого слоя водой до состояния водоудерживающей способности. Водоудерживающая способность может выражаться как в единицах массы, приходящейся на единицу площади (мм или  $\text{г}/\text{см}^2$ ), так и в процентах массы воды, содержащейся в снеге, отнесенной к массе влажного снега. Определение водоудерживающей способности снежного покрова крайне затруднительно по двум причинам: во-первых, влагосодержание снежного покрова измеряется с большими ошибками и, во-вторых, в реальных условиях трудно установить момент, когда влагосодержание снежного покрова равно его водоудерживающей способности.

В Советском Союзе исследования влажности и водоудерживающей способности снежного покрова выполнялись главным образом при изучении формирования весеннего половодья на равнинных реках [87, 89, 72, 44, 48 и др.]. Снежный покров на равнинах СССР сравнительно маломощен, он быстро перекристаллизуется во время таяния, быстро стаивает и не является, конечно, аналогом мощных снежных толщ, накапливающихся обычно на ледниках. Тем не менее некоторые закономерности, установленные при изучении снежного покрова на равнинах, могут быть использованы и в применении к ледникам. В частности, например, установлено, что водоудерживающая способность связана обратной зависимостью с крупностью снежных

зерен и прямой зависимостью с объемным весом скелета влажного снега [48, 72, 91].

Для практических расчетов В. Д. Комаров [72], тщательно проанализировав данные определений влажности снега на стоковых станциях, предложил принимать среднюю величину вододерживающей способности, равную 13%. По-видимому, эту рекомендацию можно использовать и для ледников, когда мощности снега соизмеримы с мощностями снега на равнине (1—1,5 м). Для ледников с мощным снежным покровом прямое использование принятой для равнин величины вододерживающей способности было бы некорректно. Если крупность частиц снега на ледниках и на равнинах ЕТС может быть сравнима, то плотность его на ледниках обычно выше и может быть сравнима лишь с плотностью влажного снега на равнине в конце снеготаяния.

Автором найдено четыре определения вододерживающей способности для плотности снега, равной 0,40—0,45 г/см<sup>3</sup> [116, 79, 117, 87]. При этом величины вододерживающей способности изменялись от 52 до 15%. Столь большие колебания вододерживающей способности не могут быть объяснены различиями в структуре исследованного снега, в частности, различиями в крупности зерна. Эти колебания тесным образом связаны с толщиной исследованного образца снега и отражают характер изменения влажности снега по глубине.

Снежная толща, сложенная однородным снегом и насыщенная водой, состоит из трех слоев с различной влажностью [87]. Нижний слой имеет влажность, равную максимальной влагоемкости. В среднем слое, представляющем зону капиллярного поднятия, влажность быстро уменьшается снизу вверх. В верхнем слое преимущественно распространена пленочная вода; влажность снега здесь близка к величине молекулярной влагоемкости и почти не меняется по высоте. Средняя влажность толщи снега  $\bar{\gamma}$ , соответствующая вододерживающей способности, равна

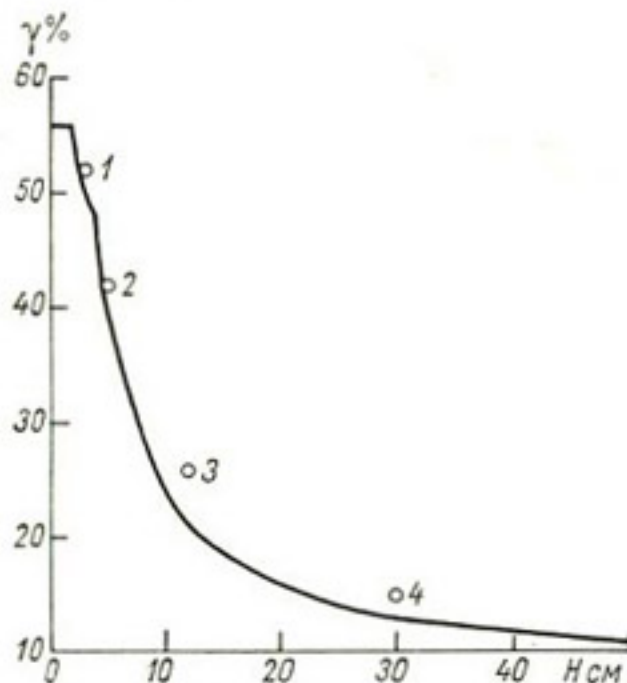
$$\bar{\gamma} = \gamma_1 \frac{h_1}{H} + \gamma_2 \frac{h_2}{H} + \gamma_3 \frac{h_3}{H}, \quad (1.4)$$

где  $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$  — влажность нижнего, среднего и верхнего слоя соответственно;  $h_1, h_2, h_3$  — мощность этих слоев;  $H$  — общая мощность толщи, равна  $h_1 + h_2 + h_3$ .

Очевидно, что для одного и того же типа снега средняя влажность будет уменьшаться пропорционально увеличению мощности снежной толщи. Так, первые два слагаемые уравнения (1.4) остаются постоянными, и вес их падает, в то время как вес третьего слоя наименьшей влажности увеличивается вследствие роста величины  $\frac{h_3}{H}$ . Зависимость величины вододерживающей способности снежной толщи от ее мощности

должна иметь, следовательно, гиперболический вид. При очень малой толщине слоя снега водоудерживающая способность имеет предел, равный максимальной влагоемкости данного типа снега. При больших мощностях снежного покрова кривая асимптотически приближается к величине молекулярной влагоемкости.

На рис. 2 показана кривая зависимости от мощности толщи водоудерживающей способности снежной толщи с диаметром зерен 3 мм и объемным весом 0,4 г/см<sup>3</sup>. Толщина слоя капиллярного поднятия принята равной 2 см при средней влажности 40% [72]. Мощность нижнего слоя принята равной мощности



среднего слоя, а его влажность равна пористости (56%). Влажность верхнего слоя равна молекулярной влагоемкости, т. е. наибольшему количеству пленочной (прочно- и рыхлосвязанной) воды, удерживаемой

Рис. 2. Зависимость водоудерживающей способности однородной снежной толщи от ее мощности (теоретическая кривая) и точки фактических наблюдений:

1 — Б. А. Савельева [116]; 2 — В. М. Котлякова [79]; 3 — Б. А. Савельева, М. Н. Лаптева, Н. И. Лаптевой [117]; 4 — П. П. Кузьмина [87].

снегом. Молекулярная влагоемкость определена по зависимости Б. А. Савельева и др. [117]. Сравнение рассчитанной кривой с данными фактических наблюдений (см. рис. 2) подтверждает правильность принятой гипотезы и указывает на то, что водоудерживающая способность мощных нерасслоенных толщ снега может быть принята равной его молекулярной влагоемкости.

Представим теперь, что мощная снежная толща разделена несколькими горизонтальными ледяными прослоями, играющими роль относительных водоупоров, так что на них застаивается вода. Распределение влажности в каждом слое подобно показанному на рис. 2. Примем, что расстояние между слоями одинаковое. Требуется определить, как зависит водоудерживающая способность толщи от степени ее горизонтального расчленения.

Средняя влажность однородной толщи  $\bar{\gamma}_{\text{одн}}$  может быть вычислена следующим образом:

$$\bar{\gamma}_{\text{одн}} = \gamma_0 + (\gamma_m - \gamma_0) \frac{H_m}{H}, \quad (1.5)$$

где  $\gamma_0$  — молекулярная влагоемкость;  $\gamma_m$  — средняя влажность слоя гравитационно-подпертой воды, т. е. слоев полного насыщения и капиллярного поднятия;  $H_m$  — мощность слоя гравитационно-подпертой воды;  $H$  — общая мощность толщи.

Средняя влажность каждого горизонта, на которые расчленена толща  $\bar{\gamma}_i$ , равна

$$\bar{\gamma}_i = \gamma_0 + (\gamma_m - \gamma_0) \frac{H_m}{H_i}, \quad (1.6)$$

где  $H_i$  — мощность горизонта.

Тогда при числе горизонтов, равном  $n$ , средняя влажность расслоенной толщи  $\bar{\gamma}_{\text{неодн}}$  равна

$$\bar{\gamma}_{\text{неодн}} = \gamma_0 + (\gamma_m - \gamma_0) \frac{H_m}{H} n. \quad (1.7)$$

Очевидно, что средняя влажность и водоудерживающая способность расслоенной толщи выше, чем нерасслоенной, на величину  $\psi$

$$\psi = \bar{\gamma}_{\text{неодн}} - \bar{\gamma}_{\text{одн}} = \left[ (\gamma_m - \gamma_0) \frac{H_m}{H} \right] (n - 1). \quad (1.8)$$

Добавочная величина  $\psi$ , выражающая роль расслоения в определении водоудерживающей способности снежного покрова, может быть заметной или при малых мощностях толщи (что противоречит условию задачи), или при большом числе таких ледяных прослоек, которые обеспечивают формирование горизонтов гравитационно-подпертой воды. Разность  $\gamma_m - \gamma_0$  для плотности  $0,4 \text{ г/см}^3$  составляет не более 40%. Мощность слоя гравитационно-подпертой воды в толще снега редко превышает 5 см. Тогда при мощности снежно-фирновой толщи, равной 10 м, и разделенной пятью крупными ледяными прослоями, водоудерживающая способность толщи увеличится на 0,8%, что находится целиком в пределах точности непосредственного определения влажности снега. Таким образом, водоудерживающая способность мощной расслоенной снежно-фирновой толщи может быть принята равной молекулярной влагоемкости этой толщи.

Весьма интересное исследование физических свойств влажного снега было выполнено в Хибинах Б. А. Савельевым, М. Н. Лаптевым, Н. И. Лаптевой [117, с. 204]. В их работе вводится понятие об эффективной поверхности кристаллов снега: «...поверхность частиц снега, контактирующих с воздухом (или воздухом и водой — для влажного снега) в порах в том же объеме». Эффективная поверхность кристаллов снега обладает значительной энергией, создающей вокруг каждой частицы поля адсорбционного притяжения, которыми обуславливается появление пленок связанной воды. Наибольшее количество пленочной воды, которое может удержать снег, и есть молекулярная влагоемкость.

Величина эффективной поверхности кристаллов прямо пропорциональна плотности снега и обратно пропорциональна площади сечения усредненного кристалла. Например, для кристаллов в форме шестигранной призмы эффективная поверхность равна

$$S_{\text{эф}} = \frac{6,10\rho(1 - 1,09\rho)}{S_{\text{сеч}}}, \quad (1.9)$$

где  $S_{\text{эф}}$  — эффективная поверхность,  $\text{см}^{-1}$ ;  $\rho$  — плотность снега,  $\text{г}/\text{см}^3$ ;  $S_{\text{сеч}}$  — площадь сечения поверхности кристалла,  $\text{см}^2$ . Поскольку в гляциологических исследованиях вместо площади сечения кристалла чаще применяется его диаметр, заменим площадь основания шестигранной призмы на равновеликую площадь круга диаметром  $d$  (см). Тогда

$$S_{\text{эф}} = 6,90 \frac{\rho}{d} (1 - 1,09\rho). \quad (1.10)$$

Исследования водно-физических свойств снега, и в том числе молекулярной влагоемкости, проводились методом высоких колонн на установке диаметром 16 см (личное сообщение М. Н. Лаптева). Получена эмпирическая зависимость величины молекулярной влагоемкости  $\gamma_m$  (%) от эффективной поверхности фирнизованного снега:

$$\gamma_m = 1,57 S_{\text{эф}} - 0,1. \quad (1.11)$$

Подставляя формулу (1.10) в зависимость (1.11) и пренебрегая свободным членом, получим

$$\gamma_m = 10,8 \frac{\rho}{d} (1 - 1,09\rho). \quad (1.12)$$

При обработке результатов измерений М. Н. Лаптев не учитывал краевые эффекты. Между тем, если по окружности установки существует слой капиллярно-подвешенной воды толщиной всего 1 см с влажностью 40%, то средняя влажность снега вне краевой зоны окажется существенно ниже вычисленной по формулам (1.11) или (1.12). Проверочные расчеты в диапазоне реальных для ледников характеристик снежного покрова при принятых выше параметрах краевого слоя показали, что поправочный коэффициент колеблется в пределах от 0,4 до 0,9. Тогда в среднем

$$\gamma_m \approx 7 \frac{\rho}{d} (1 - 1,09\rho). \quad (1.13)$$

Эту зависимость можно использовать для расчетов с округлением до 1% влажности, пока не будет получена другая, более точная.

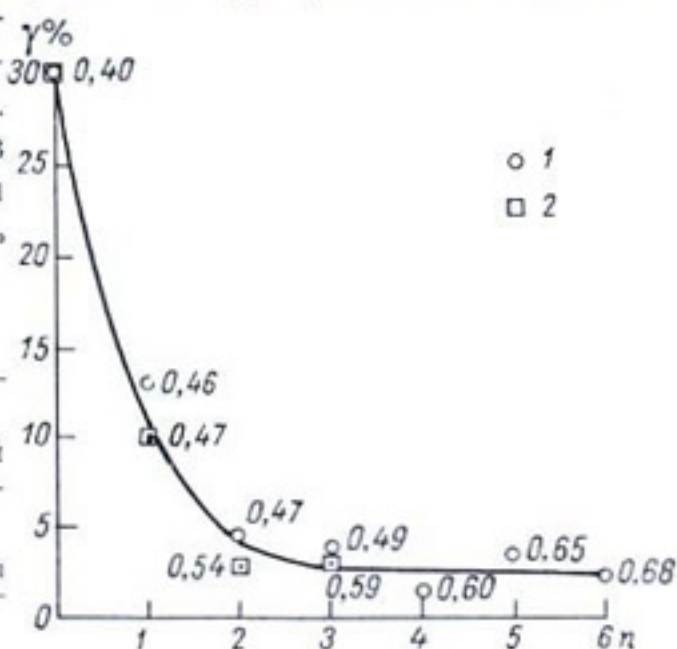
Эмпирическая зависимость (1.13) относится к весеннему фирнизованному снегу. Для фирна, т. е. для толщи, имеющей

возраст более одного года, зависимости (1.12) и даже (1.13) дают завышенные результаты. Для фирна вряд ли справедливо вычислять эффективную поверхность отдельных зерен, а не их агрегатов. Во всяком случае вопрос о вычислении эффективной поверхности для фирна требует разработки. Видимо, чем старше фирн, тем меньше его эффективная поверхность и тем ниже соответственно его водоудерживающая способность.

Н. В. Лалыкин [91] изучал изменение водоудерживающей способности снега во время прерывистого таяния, когда оно сменяется замерзанием толщи. Можно полагать, что для условий ледников каждый цикл оттаивания—замерзания соответствует одному году. На рис. 3 приведены результаты опытов, обработанных автором в соответствии с высказанным предположением о масштабе времени. Начальная плотность снега в обоих опытах была равна  $0,40 \text{ г/см}^3$ . Конечная плотность

Рис. 3. Зависимость водоудерживающей способности снега от числа циклов замерзания—оттаивания.

1 — первая серия опытов (№ 1—7); 2 — вторая серия опытов (№ 8—11). Цифры у точек — плотность снега в  $\text{г/см}^3$ .



снега в первом опыте после шести циклов промерзания—оттаивания была равна  $0,68 \text{ г/см}^3$ . Конечная плотность во втором опыте после трех циклов была равна  $0,59 \text{ г/см}^3$ . Начало опыта соответствует условиям нефирнизованного снега. Данные при  $n=1$  соответствуют условиям фирнизованного снега к концу лета. Данные при  $n \geq 2$  относятся к фирну, пережившему соответственно один и более годовых циклов. Результаты опытов Н. В. Лалыкина в интерпретации, изложенной здесь, оказались поразительно схожими с результатами наблюдений в мощных снежных толщах и на ледниках.

В период, когда снежная толща насыщена водой и водоотдача уже началась, водоудерживающая способность снега близка к его минимальной влажности. В Хибинской экспедиции МГУ весной 1962 г. было выполнено калориметром более 300 измерений влажности снежного покрова мощностью более 1 м. Минимальные значения влажности колебались от 2,4 до 6,6% при среднем значении 4,3%. Согласно исследованиям мощного снежного покрова в Калифорнии [167, 221], водоудерживающая способность крупнозернистого снега равна 2—3%.



Результаты измерений влажности снежно-фирновых толщ, выполненных на ледниках Полярного Урала [106], Тянь-Шаня [138], Кавказа [120, 126], Шпицбергена [64], укладываются в интервал 2—7%. При этом влажность фирна на ледниках Арктики и Субарктики несколько меньше, чем на ледниках умеренных широт. Отбрасывая крайние из имеющихся значений, можем принять в первом приближении, что водоудерживающая способность фирна на ледниках Арктики и Субарктики равна 3%, а на ледниках умеренных широт — 5%.

Итак, основными факторами весеннего периода снежно-фирновой толщи являются зимний запас холода и водоудерживающая способность. От этих факторов и от интенсивности поступления талых и дождевых вод с поверхности зависит скорость движения фронта талой воды. Например, в работе А. Н. Кренке и др. [120] приводится следующая оценочная формула:

$$\tau(z) \approx \frac{1}{a} \left( \int_0^z \rho \gamma dz + \frac{C}{L} \int_0^z \rho \Delta t dz \right), \quad (1.14)$$

где  $\tau(z)$  — время движения фронта талой воды от поверхности до глубины  $z$ ;  $a$  — средняя за время  $\tau$  интенсивность поступления воды с поверхности;  $\rho$ ,  $\gamma$ ,  $C$ ,  $\Delta t$  — соответственно плотность, водоудерживающая способность, теплоемкость и изменение температуры фирна;  $L$  — теплота плавления льда.

По данным наблюдений на Марухском леднике в теплой фирновой зоне средняя скорость продвижения фронта талой воды составляет около 20 см/сут [120]. По данным Хьюджеса и Зеллигмана [178], средняя скорость продвижения фронта талой воды в теплой фирновой зоне Большого Алечского ледника равна 20—40 см/сут. Наши данные для теплой фирновой зоны ледника Джанкуат на Кавказе дают те же самые величины. По исследованиям А. Б. Бажева [9], в холодных фирновых зонах ледников Новой Земли, Шпицбергена, Памира, Эльбруса средние скорости продвижения фронта талой воды в 2—4 раза меньше, т. е. 5—7 см/сут.

Очевидно, что основные процессы, связанные с периодом прогревания снежно-фирновой толщи талыми водами, одинаковы для тех гляциологических зон, где есть талые воды.

### **Период, когда температура снежно-фирновой толщи равна 0°C (летний)**

В зонах с весьма суровыми климатическими условиями снежно-фирновая толща не может быть полностью прогрета до 0°C, и с этой точки зрения снежная, снежно-ледяная и холодная фирновая зоны не имеют летнего периода. В свою очередь в тех зонах, где снежно-фирновая толща прогревается до 0°C, летние гидрологические процессы зависят от мощности снежно-фирно-

вой толщи. В теплой фирновой зоне мощность снежно-фирновой толщи больше мощности активного слоя, в результате чего к началу летнего периода вся многометровая толща имеет нулевую температуру и влажность, в среднем близкую к водоудерживающей способности. В связи с этим ведущим процессом здесь является просачивание талых вод без фазовых переходов, причем роль снежно-фирновой толщи в аккумуляции талых вод ледником и, следовательно, в регулировании стока с ледника оказывается весьма значительной.

В фирново-ледяной и ледяной зонах мощность снежно-фирновой толщи меньше мощности активного слоя, и толща летом лежит на льду, имеющем отрицательные температуры. В связи с этим ведущим процессом в этих зонах является замерзание талых вод на поверхности льда, а регулирующая роль толщи имеет меньшее значение. Конкретные примеры, показывающие различия в гидрологических процессах в различных гляциологических зонах, будут приведены ниже в соответствующих разделах. В настоящем разделе рассмотрим основные физические процессы.

Итак, к лету снежно-фирновая толща приобретает температуру  $0^{\circ}\text{C}$  и становится влажной. Происходит оседание толщи, скорость которого замедляется книзу. Как указывает Б. А. Савельев и др. [117, с. 215], в результате оседания снега и появления сил, связанных с пленочной и капиллярной водой, образуются агрегаты снега: «Микропоры внутри агрегатов зерен снега оказываются полностью занятыми водными пленками и не участвуют в процессе фильтрации гравитационной воды. Крупные поры между агрегатами приобретают форму, близкую к цилиндрической, так как все неровности стенок заполняются пленочной влагой, а устья мелких пор перекрыты менисками». Строго говоря, высказывание относится к перекристаллизованному сезонному снегу, однако оно, очевидно, верно и для фирна.

Количество гравитационной воды, находящейся в фирновой толще, оценивалось для Марухского ледника [120]. А. Н. Кренке сравнил интенсивность поступления талой воды с поверхности, равную 2 мм/ч, со скоростью движения воды в порах фирна, равной 3—5 мм/мин. Из уравнения неразрывности им получено, что при пористости толщи 15—40% лишь 3—6% сечения пор занято потоком воды. Вывод вполне согласуется с приведенной выше цитатой из работы [117]. Сравнение измерений влажности снежно-фирновой толщи летом и осенью показывает, что летом лишь 20% всей воды передвигается и представляет, следовательно, гравитационную влагу. Остальные 80% — это преимущественно пленочная вода, определяющая водоудерживающую способность толщи.

Следуя выводам А. Н. Кренке, можно сказать, что количество гравитационной воды в фирне ледника Джанкуат в середине периода абляции составляет 100—120 мм. Средняя

интенсивность таяния фирна в июле—августе 27 мм/сут [33]. Тогда среднее время обмена талых вод (время добегаания) составит около четырех суток, что совпадает с оценкой, выполненной автором на основе других исходных соображений, о которых будет сказано в части III настоящей работы.

Таким образом, снежно-фирновая толща всегда не насыщена водой, за весьма редким исключением (например, при застывании воды в условиях плохого оттока, на поверхности льда при малых уклонах, что характерно для экспериментального шурфа на Марухском леднике, над ледяными корками и т. д.). В связи с этим все методы расчета движения воды, разработанные для насыщенной среды, к снежно-фирновой толще ледников неприменимы. Кроме того, существует еще одно свойство снега и фирна, о котором весьма ясно пишет Р. Джердль: «Вместо того, чтобы быть губкой, снежный покров больше похож на грубый песок в его способности удерживать и передавать воду, за исключением того, что коэффициент фильтрации и полевая влагемкость песка слабо изменяются во времени, в то время как коэффициент фильтрации снега может увеличиваться с каждым последующим дождем или единицей талой воды, движущейся сквозь снежный покров» [167, с. 483].

Движение гравитационно-пленочной воды в песках изучалось С. М. Проскурниковым [114]. Вокруг частиц влажного песка существует относительно устойчивая пленка воды. Дополнительно приходящая вода расходуется на увеличение толщины этой пленки, уже не столь устойчивой, так как молекулярные силы ослабевают и начинают действовать гравитационные силы. В результате верхняя водная пленка начинает сползать к нижней части охватываемой ею частицы, а затем перетекает на нижележащую. Пленочная вода остается практически неподвижной. Таким образом, движение воды происходит под действием силы тяжести в ненасыщенной среде. Скорость движения воды зависит от толщины пленки, которая, в свою очередь, определяется величиной притока воды сверху. Фирновые толщи ледников подвергаются, как правило, воздействию воды в течение ряда месяцев. Поэтому при постановке опытов продолжительностью порядка нескольких часов и даже нескольких суток в фирне, уже находившемся длительное время под воздействием талых вод, можно считать водно-физические свойства снега постоянными. Тогда очевидно, что скорость просачивания воды в снежно-фирновой толще должна прямо зависеть от величины поступления воды с поверхности.

Наблюдения В. Л. Шульца на снежниках Средней Азии [143] и Н. А. Голодковской на южном склоне Эльбруса [25] показывают четкий суточный ход скоростей просачивания талых вод с максимумом в середине дня. А. Е. Сизов построил по данным своих наблюдений в фирновой области ледника Джанкуат и по данным наблюдений В. Л. Шульца и Л. И. Шалатовой [145, 146]

на снежниках Средней Азии кривую зависимости средней скорости просачивания за сутки от суточной интенсивности таяния (рис. 4). Плотность снега в обоих случаях была примерно одинаковой и равной  $0,5-0,6 \text{ г/см}^3$ . Рисунок 4 охватывает практически весь диапазон скоростей просачивания воды в снежно-фирновой толще, измеренных различными авторами.

Многочисленными наблюдениями установлено, что в фирне преобладает вертикальное направление движения талых вод. Это подтверждается и измерениями на Марухском леднике,

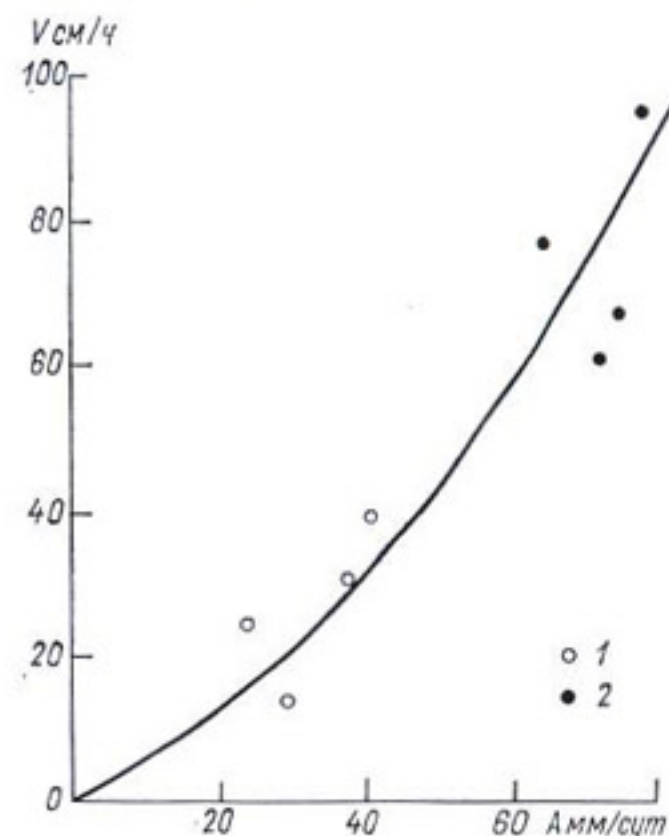


Рис. 4. Зависимость средней суточной скорости просачивания воды от интенсивности таяния за сутки.

1 — ледник Джанкуат, 2 — снежники Большого Чимгана.

которые показали, что вертикальная составляющая скорости по крайней мере в 20 раз превышает горизонтальную составляющую [120]. Нарушения в указанный процесс вносят находящиеся в толще ледяные корки.

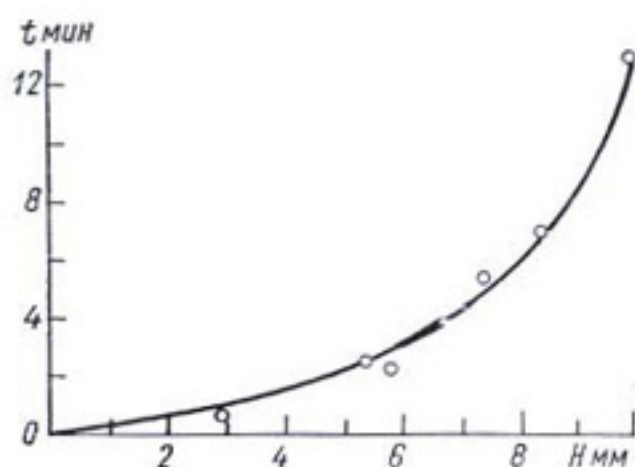


Рис. 5. Зависимость времени просачивания воды сквозь ледяную корку от толщины корки по наблюдениям в области питания ледника Джанкуат.

По наблюдениям на Джанкуате, корки толщиной до 1 см не являются серьезной преградой для воды (рис. 5). Однако скорость проникновения воды резко уменьшается при дальнейшем увеличении мощности корок. Как показывают наблюдения на Джанкуате, через корку толщиной 5—6 см вода не просочилась и за три часа. С другой стороны, А. Н. Кренке и др. [120] указывают, что на Марухском леднике талая вода проникала через корки мощностью до 20 см. Очевидно, результат во многом зависит от того, насколько плотна и однородна корка. Именно неоднородностью корки и невыдержанностью ее мощности по простиранию и объясняются факты проникновения талых вод через относительно мощные ледяные корки. Таким образом, ледяные корки в снежно-фирновой толще уменьшают

среднюю скорость фильтрации талых вод, но ее направление остается в целом вертикальным.

В соответствии с суточным ходом таяния вода проникает в толщу снега и фирна волнами продолжительностью около полусуток. Процесс продвижения волн талых вод пока не изучен. По-видимому, они сильно распластываются, так как объем пор в снежно-фирновой толще всегда намного больше объема поступающих талых вод, и потому с некоторой глубины должен существовать относительно постоянный поток (если можно назвать потоком перетекание пленок воды с одной частицы снега на другую). Наблюдения Р. Шарпа [226] показали, что суточные пики расходов вертикального потока воды в фирновой толще ниже глубины 2,4 м почти не прослеживаются.

Таким образом, как количество воды, удерживаемой фирном, так и закономерности ее движения указывают на значительную регулирующую роль фирновой толщи, что должно учитываться при расчетах водного и вещественного баланса ледников за относительно короткие интервалы времени.

В фирново-ледяной и ледяной зонах большую часть сезона абляции влажная толща снега и фирна лежит на льду, имеющем отрицательную температуру. В связи с этим к процессам регулирования талых вод снежно-фирновой толщиной без фазовых переходов, описанным выше, добавляется процесс частичного замерзания талых вод на поверхности льда. Вследствие выделения скрытой теплоты льдообразования температура льда повышается. Сравнивая кривые распределения температуры льда по глубине в начале и конце сезона абляции, мы можем вычислить величину так называемого летнего льдообразования [138]

$$F_2 = \frac{C\rho_l}{L} \int_{z_1}^z \Delta t(z) dz, \quad (1.15)$$

где  $F_2$  — летнее льдообразование, г/см<sup>2</sup>;  $C$  — удельная теплоемкость льда, кал/г град;  $L$  — скрытая теплота плавления льда, кал/г;  $\rho_l$  — плотность льда, г/см<sup>3</sup>;  $z_1$  — граница между фирном и льдом, см;  $z$  — нижняя граница активного слоя льда, см;  $\Delta t$  — изменение температуры льда, °С.

Величина  $z - z_1$  представляет мощность слоя летнего прогрева льда. Мощность этого слоя реально изменяется от 7 до 11 м [138]. Если принять мощность слоя летнего прогрева равной 10 м, то приближенно

$$F_2 = 56 \bar{\Delta t}_i, \quad (1.16)$$

где  $\bar{\Delta t}_i$  — изменение средней температуры льда в верхнем слое толщиной 10 м за рассматриваемый период, а  $F_2$  выражается в миллиметрах слоя воды.

Согласно разработкам Е. Н. Цыкина, для определения изменения температуры льда достаточно иметь однократное измере-

ние температуры в начале сезона абляции. Последующие изменения температуры рассчитываются в конечных разностях по методу Э. Шмидта. Зависимость (1.16) приведена как оценочная. Поскольку измерений температуры льда пока сделано весьма мало и вряд ли будет больше в ближайшее время, необходимо обратить внимание на разработку методов расчета температуры льда по другим, более массовым данным, в первую очередь метеорологическим.

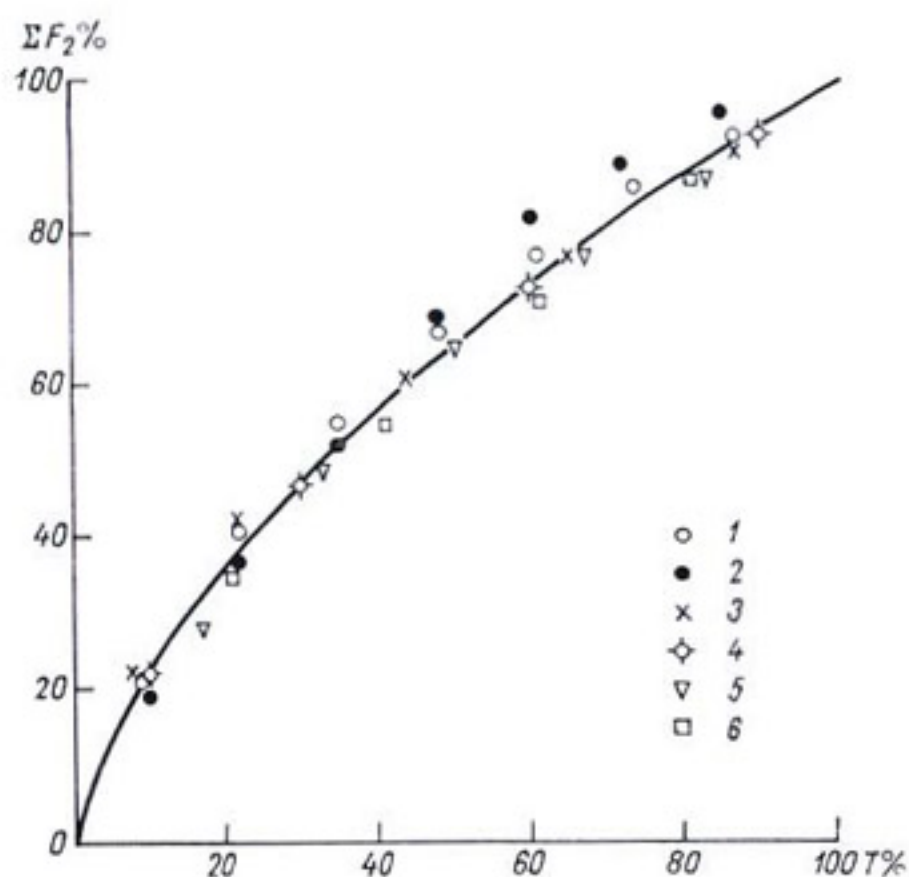


Рис. 6. Увеличение слоя летнего льдообразования  $F_2$  в течение сезона абляции в фирново-ледяной и ледяной зонах Тянь-Шаня (в % от продолжительности летнего льдообразования).

Фирново-ледяная зона: 1 — ледник Центральный Туяксу, 3730 м, 1958 г.; 2 — ледник Центральный Туяксу, 4190 м, 1957 г.; 3 — ледник Северный Ашутер, 4075 м, 1958 г.; 4 — ледник Северный Ашутер, 4175 м, 1958 г.  
Зона ледяного питания: 5 — ледник Северный Ашутер, 3975 м, 1956 г.; 6 — там же, 1958 г.

Внутри сезона абляции сумма летнего льдообразования вначале нарастает весьма быстро, а затем медленнее. По данным о температуре льда, приведенным в приложении к книге Е. Н. Цыкина [138], автором вычислен ход летнего льдообразования, и на основе полученных данных построен график нарастания относительной величины летнего льдообразования от времени, выраженного в процентах от продолжительности периода абляции (рис. 6). Зависимость имеет гиперболический вид. Все точки лежат достаточно компактно, что позволяет

говорить о существовании единой зависимости, по крайней мере для Тянь-Шаня. Использование зависимости (1.16) и графика, изображенного на рис. 6, позволяет оценивать ход летнего льдообразования при минимуме данных.

### Период промерзания снежно-фирновой толщи (осенний)

Промерзание снежно-фирновой толщи начинается после перехода суточных величин теплового баланса поверхности ледника в сторону отрицательных значений. Процесс промерзания весьма сложен и для областей питания ледников практически совершенно не изучен.

В начале периода промерзания поступление воды с поверхности в толщу фирна прекращается. Гравитационная вода стекает, если нет особых условий, создающих застои воды.

Охлаждение снежно-фирновой толщи вследствие отдачи тепла через ее поверхность, или так называемое распространение «холодной волны», происходит как результат двух основных процессов — молекулярной теплопроводности и выделения тепла вследствие замерзания аккумулятивной фирновой воды.

Известно, что поток тепла в теории молекулярной теплопроводности пропорционален градиенту температуры. Из одномерной задачи о распространении тепла по круглому стержню выводится основное дифференциальное уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad (1.17)$$

где  $t$  — температура, град;  $\tau$  — время, с;  $z$  — вертикальная координата, см;  $a$  — коэффициент температуропроводности, см<sup>2</sup>/с.

Присутствие воды замедляет распространение холодной температурной волны вследствие выделения скрытой теплоты плавления, причем, чем больше было аккумулятивно воды, тем медленнее будет проникать холодная волна. В результате дифференциальное уравнение теплопроводности снежно-фирновой толщи примет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - \frac{L}{C_p} \frac{\partial F}{\partial \tau}, \quad (1.18)$$

где  $F$  — количество замерзшей воды, г/см<sup>3</sup>; остальные обозначения прежние. Уравнение (1.18) не учитывает ни тепловые процессы при испарении или конденсации влаги в толще фирна, ни прямое проникновение солнечной энергии в снег, так как эти процессы имеют меньшее значение.

Сложность процесса распространения холодной температурной волны усугубляется тем обстоятельством, что вертикальная

координата поверхности снежно-фирновой толщи в течение сезона аккумуляции сильно меняется вследствие накопления снежного покрова, который, в свою очередь, привносит некоторый запас холода, соответствующий в целом температуре, при которой он выпадает [156]. В результате до настоящего времени нет удачных примеров расчета проникновения зимней волны холода в снежно-фирновой толще областей питания ледников. Остается пожелать, чтобы в ближайшее время такого типа работы были выполнены хотя бы потому, что таким образом возможно получить распределение величин осеннего льдообразования по вертикальному разрезу, не используя ни малоточные методы определения влажности снега перед промерзанием, ни весьма трудоемкие методы повторных определений объемного веса фирновой толщи.

Итак, осенним льдообразованием называется замерзание вод, аккумулярованных фирновой толщей, вследствие проникновения волны холода. Суммарная величина осеннего льдообразования может быть вычислена по формуле

$$F_3 = \int_{z_0}^{z_1} \gamma \rho dz, \quad (1.19)$$

где  $F_3$  — осеннее льдообразование, г/см<sup>2</sup>;  $\gamma$  — водоудерживающая способность фирна;  $\rho$  — плотность фирна, г/см<sup>3</sup>;  $z_0$  и  $z_1$  — в данном случае вертикальная координата поверхности фирна перед началом промерзания и нижней границы активного слоя текущего периода аккумуляции, см. Практически формула (1.19) сводится к более простой

$$F_3 = \bar{\gamma} \bar{\rho} z_{\text{ак}}, \quad (1.20)$$

где  $\bar{\rho}$  — средняя плотность фирна в слое  $z_{\text{ак}}$ , представляющем собой слой, заключенный между поверхностью фирна перед началом промерзания и нижней границей активного слоя текущего периода аккумуляции. О практических приемах расчета осеннего льдообразования будет сказано в разделе, касающемся расчета водного баланса снежно-фирновой толщи.

Осенний период снежно-фирновой толщи заканчивается, когда вся толща фирна приобретает отрицательную температуру. Поэтому можно сказать, что в теплой фирновой зоне осенний период в конце периода аккумуляции переходит в весенний, так как ниже активного слоя температура фирна всегда равна нулю. В ледяной зоне осеннего периода нет вследствие того, что к концу сезона абляции на поверхность выходит наложенный лед.

В зимний период температура фирновой толщи отрицательная, в ней отсутствует вода в жидкой фазе, все составляющие уравнения водного баланса равны нулю.



### 1.1.3. СХЕМА РАСЧЕТА ВОДНОГО РЕЖИМА В ТОЧКЕ

Рассмотрев основные гидрологические процессы, протекающие в областях питания ледников по сезонам, мы можем на основе принятой выше физической модели сформулировать принципиальную схему расчета водного режима области питания. При этом в зависимости от исходного материала и поставленной задачи расчет может усложняться: 1) водный режим для точки, 2) водный режим для двух пространственных координат, т. е. по сути дела, водный режим в зависимости от высоты точки, 3) водный режим в зависимости от трех координат, т. е. с учетом пространственной изменчивости составляющих водного баланса на одной и той же высоте. При этом наиболее важным является исследование водного режима в точке: а) все измеряемые компоненты уравнения водного баланса определяются в точке, б) водный режим для точки не зависит от морфологических особенностей ледника, и потому результаты могут быть сравнимы как для ледников различных типов, так и для различных гляциологических зон. В связи с этим в данном разделе и в двух последующих мы рассмотрим методику расчета водного режима в точке, изменчивость водного режима в зависимости от гляциологической зональности, а также некоторые вопросы массобалансовых и воднобалансовых измерений в областях питания ледников. В заключение главы мы рассмотрим приемы расчета водного режима для двух пространственных координат.

Исходное уравнение водного баланса записывается следующим образом:

$$A + P_l = F + \Delta W + R.$$

Количество талой воды  $A$  определяется по данным прямых наблюдений за балансом массы, из наблюдений за тепловым балансом поверхности снега или фирна, из вычислений теплового баланса поверхности снега или фирна, по эмпирическим связям таяния с метеорологическими элементами. В определении количества талой воды, или, что практически одно и то же, абляции, имеется ряд своих, весьма сложных проблем (см. гл. 4, раздел 1). Для данной задачи, однако, будем считать, что величина  $A$  нам известна, так же как и величина жидких осадков  $P_l$ . Весьма детальные исследования вопроса определения количества жидких осадков, приходящих на поверхность горного водосбора, выполнены Л. И. Боровиковой и Ю. М. Денисовым [12]. Как будет показано в части II, количество дождевых вод на ледниках, и особенно в областях их питания, невелико, и ошибка в их определении не окажет заметного влияния на расчет водного баланса.

Таким образом, будем считать, что величина поступления воды  $A + P_l$  может быть определена достаточно надежно или

путем прямых наблюдений, или посредством расчета по одной из известных в литературе методик.

Величина стока  $R$  из точки в области питания ледника принципиально определима. Однако практически поместить измерительное устройство (например, лизиметр) под снежно-фирновую толщу на поверхность водонепроницаемого льда и надежно измерить величину  $R$  не удастся. Не случайно в литературе нет данных по прямым измерениям водоотдачи или стока в той или иной точке областей питания ледников. Непосредственное вычисление величины стока также не представляется возможным. Таким образом, в предлагаемой расчетной схеме сток  $R$  определяется как остаточный член уравнения водного баланса.

Для того чтобы замкнуть уравнение водного баланса, необходимо рассчитать повторное замерзание воды  $F$  и удержание ее снежно-фирновой толщей  $W$ .

Для весеннего периода необходимо вычислить величину весеннего льдообразования и водоудерживающей способности. Весеннее льдообразование может быть рассчитано по приближенной зависимости (1.3)  $F_1 = 0,00625 S \Delta \bar{t}$ .

Температура снега и фирна обычно определяется из прямых наблюдений. Таких наблюдений очень мало, и одновременно с увеличением их числа необходима разработка методов расчета температуры снежно-фирновой толщи на основе метеорологических данных. Запас снега и фирна в активном слое определяется посредством прямых наблюдений за плотностью толщи. Принятая мощность активного слоя  $h_a$  равна

$$h_a = \begin{cases} 10 \text{ м} & \text{для } h \geq 10 \text{ м}, \\ h & \text{для } h < 10 \text{ м}, \end{cases} \quad (1.21)$$

где  $h$  — фактическая мощность снежно-фирновой толщи.

Водоудерживающая способность снежной толщи мощностью до 1 м может быть принята равной 0,13 [72]. Водоудерживающая способность мощных толщ сезонного снега может быть вычислена на базе эмпирической формулы Савельева и др. [117] с поправками автора (1.13):

$$\gamma_c \approx 7 \frac{\rho}{d} (1 - 1,09\rho).$$

Приблизительно за водоудерживающую способность мощной толщи сезонного снега в начале таяния можно принять 0,10 с последующим снижением ее по линейному закону до величин, равных в середине сезона абляции водоудерживающей способности нижележащего фирна.

Водоудерживающая способность фирновой толщи в активном слое может быть принята равной 0,03 для ледников Арктики и Субарктики и 0,05 для ледников умеренного пояса.

Водоудерживающая способность активного слоя снежно-фирновой толщи вычисляется из соотношения

$$\gamma = \gamma_c \frac{S_c}{S} + \gamma_{\text{ф}} \left(1 - \frac{S_c}{S}\right), \quad (1.22)$$

где  $\gamma$ ,  $\gamma_c$ ,  $\gamma_{\text{ф}}$  — водоудерживающая способность всей толщи, снега и фирна отдельно;  $S_c$  — масса (водозапас) сезонного снега;  $S$  — масса снежно-фирновой толщи в 10-метровом слое. При этом в соответствии с принятой физической моделью нижележащие слои фирна всегда увлажнены до состояния водоудерживающей способности.

Количество воды  $W_m$ , содержащейся в снежно-фирновой толще при состоянии водоудерживающей способности, равно

$$W_m = \gamma S. \quad (1.23)$$

Тогда общая величина возможного водопоглощения снежно-фирновой толщи  $s$  равна

$$s = S(0,00625 \Delta \bar{t} + \gamma). \quad (1.24)$$

С гидрологической точки зрения, величина водопоглощения может рассматриваться как «потери», а с гляциологической, наоборот, как дополнительная аккумуляция вещества ледника.

Водоотдача из толщи  $I$ , т. е. приток воды к нижележащему льду, начинается, когда количество поступившей жидкой воды превысит величину возможного водопоглощения  $s$

$$I = \begin{cases} 0 & \text{для } A + P_l \leq s, \\ (A + P_l) - s & \text{для } A + P_l > s. \end{cases} \quad (1.25)$$

Если лед имеет температуру  $0^\circ\text{C}$ , то водоотдача равна стоку из точки. Однако в фирново-ледяной и ледяной зонах, а также в областях абляции часть воды будет повторно замерзать на поверхности холодного льда в результате процесса летнего льдообразования  $F_2$ :

$$R = \begin{cases} I & \text{для } t_i = 0^\circ, \\ I - F_2 & \text{для } t_i < 0^\circ, \end{cases} \quad (1.26)$$

где  $t_i$  — температура поверхности льда.

Как уже указывалось в предшествующем разделе, расчет летнего льдообразования производится по формуле (1.15) или по оценочной зависимости (1.16) и рис. 6.

$$F_2 = 56 \Delta \bar{t}_i.$$

Количество воды в жидкой фазе  $W$ , удерживаемое снежно-фирновой толщей, принимается равным

$$W = \begin{cases} 0 & \text{для } A + P_l \leq F_1, \\ (A + P_l) - F_1 & \text{для } F_1 \leq A + P_l \leq s, \\ W_m & \text{для } A + P_l > s. \end{cases} \quad (1.27)$$

Расчет водного режима для точки удобно производить в табличном виде, а все величины составляющих выражать в виде интегральных сумм с начала таяния до конца расчетного интервала времени. В качестве примера в табл. 3 приводится расчет водного режима точки на высоте 3350 м в области питания ледника Джанкуат для сезона абляции 1969 г. по 30-суточным интервалам времени.

Таблица 3

Пример расчета водного режима точки на высоте 3350 м в области питания ледника Джанкуат для сезона абляции 1969 г.

Период	$A + P_I$ мм	$F_I$ мм	$S'_c$ мм	$\tau_c$	$S_\Phi$ мм	$\tau_\Phi$
28/IV—27/V	130	130	?			
28/V—26/VI	550	130	1700	0,09	4100	0,05
27/VI—26/VII	1060	130	1770	0,07	4100	0,05
27/VII—25/VIII	1860	130	1360	0,05	4100	0,05
26/VIII—24/IX	2220	130	550	0,05	4100	0,05

Период	$\tau$	$W_M$ мм	$s$ мм	$R$ мм	$P$ мм	$S''_c$ мм
28/IV—27/V			>130	0	?	1700
28/V—26/VI	0,062	360	490	60	130	1770
27/VI—26/VII	0,056	330	460	600	260	1360
27/VII—25/VIII	0,050	270	400	1460	310	550
26/VIII—24/IX	0,050	230	360	1860	320	160

В табл. 3  $S'_c$  и  $S''_c$  — запасы сезонного снега в начале и конце расчетного интервала времени, причем  $S''_c = S'_{c,0} + P - R$ , где  $S'_{c,0}$  — запасы сезонного снега в начале первого расчетного интервала времени,  $P$  и  $R$  — интегральные суммы осадков и стока с начала первого расчетного интервала времени. Величина вододерживающей способности снега  $\tau_c$  является средней для расчетного интервала времени. По данным снегомерной съемки от 28/V, запас сезонного снега был равен 1700 мм, а его мощность — 3,7 м. Тогда мощность фирна в принятом 10-метровом активном слое равна 6,3 м. При средней его плотности, равной на этом уровне по данным шурфовки 0,65 г/см<sup>3</sup>, запас фирна в принятом активном слое составляет 4100 мм. Остальные вычисления производились по приведенным выше зависимостям и пояснений не требуют.

В изложенной схеме расчета водного режима гравитационная вода, находящаяся в снежно-фирновой толще, не принимается

во внимание. Однако можно полагать, что при расчетных интервалах времени, превышающих среднее время фильтрации воды сквозь активный слой, ошибка в расчетах режима, связанная с учетом гравитационной воды, вряд ли будет большой. Таким образом, предложенная схема может быть применима для расчетных интервалов времени продолжительностью более пентады или декады.

Согласно расчету, приведенному в табл. 3, к концу сезона абляции в активном слое снежно-фирновой толщи осталось 230 мм воды, которая при проникновении волны холода начнет превращаться в лед в результате процесса осеннего льдообразования. В современной гляциологической литературе нет ясности в ответе на вопросы, как соотносятся осеннее льдообразование и внутреннее питание ледника, как рассчитывать приближенно внутреннее питание, что есть абляция ледника в точке и пр. Разбору этих вопросов, имеющих в настоящее время большое значение как для гляциологии, так и для горной гидрологии, будет посвящен специальный раздел.

#### 1.1.4. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН

Изложенная схема расчета водного режима области питания ледника была применена для изучения водного режима гляциологических зон. Среди материалов гляциологических наблюдений, проведенных в СССР, были выбраны наиболее полные данные, относящиеся к определенным точкам областей питания ледников, расположенным в различных гляциологических зонах. Несмотря на то, что изыскивались точки и годы с наиболее полным набором данных, исходные материалы для исследования водного режима в каждом случае были весьма разнородны. В связи с этим была проведена исследовательская работа по возможно более полной унификации материалов, заполнению пропусков, экстраполяции данных и т. п. Такая работа была возможна только на основе углубленного изучения физико-географических особенностей каждого района и характера оледенения в нем. Вся эта достаточно сложная, трудоемкая, но для данного вопроса подготовительная работа здесь не рассматривается.

В результате оказались подготовленными данные для одного года или сезона абляции в точках, расположенных в различных гляциологических зонах. Эти данные позволяют выявить наиболее существенные качественные черты водного режима зоны, отличающие ее от других зон. Естественно, что количественные показатели лишь иллюстрируют особенности водного режима различных зон, а в рамках одной зоны могут существенно меняться и в пространстве, и во времени. Список точек, отобранных для анализа, приведен в табл. 4.

Таблица 4

Точки, для которых производился анализ водного режима гляциологических зон

Зона	Ледник	Местоположение	Северная широта, град.	Восточная долгота, град.	Высота над ур. м., м	Год	Основная литература
Холодная фирновая	Плато Ломоносова	Западный Шницберген	78	18	1025	1965	[56, 64]
Субхолодная фирновая подзона <sup>1</sup>	Южный склон Эльбруса	Кавказ	43	43	3780	1962	[9]
Теплая фирновая	Джанкуат	Кавказ	43	43	3850	1969	[33—35]
Фирново-ледяная	Северный Апутер	Тянь-Шань	42	78	{4075 (4175}	1958	[31]
Ледяная	Северный Апутер Ледник № 31	Тянь-Шань Сунтар-Хаята	42 62	78 141	3975 2370	1958 1958	[138] [77]

<sup>1</sup> О субхолодной фирновой подзоне, не выделявшейся П. А. Шумским [147] и П. А. Шумским и Е. Н. Цыкиным [152], будет сказано ниже.

Рассмотрим примеры водного режима различных гляциологических зон.

В снежной зоне воды не бывает совсем. Для нее характерен постоянный зимний режим.

В снежно-ледяной зоне может образовываться очень небольшое количество талой воды, которая сразу же замерзает в толще снега, так как запас холода в верхних его горизонтах

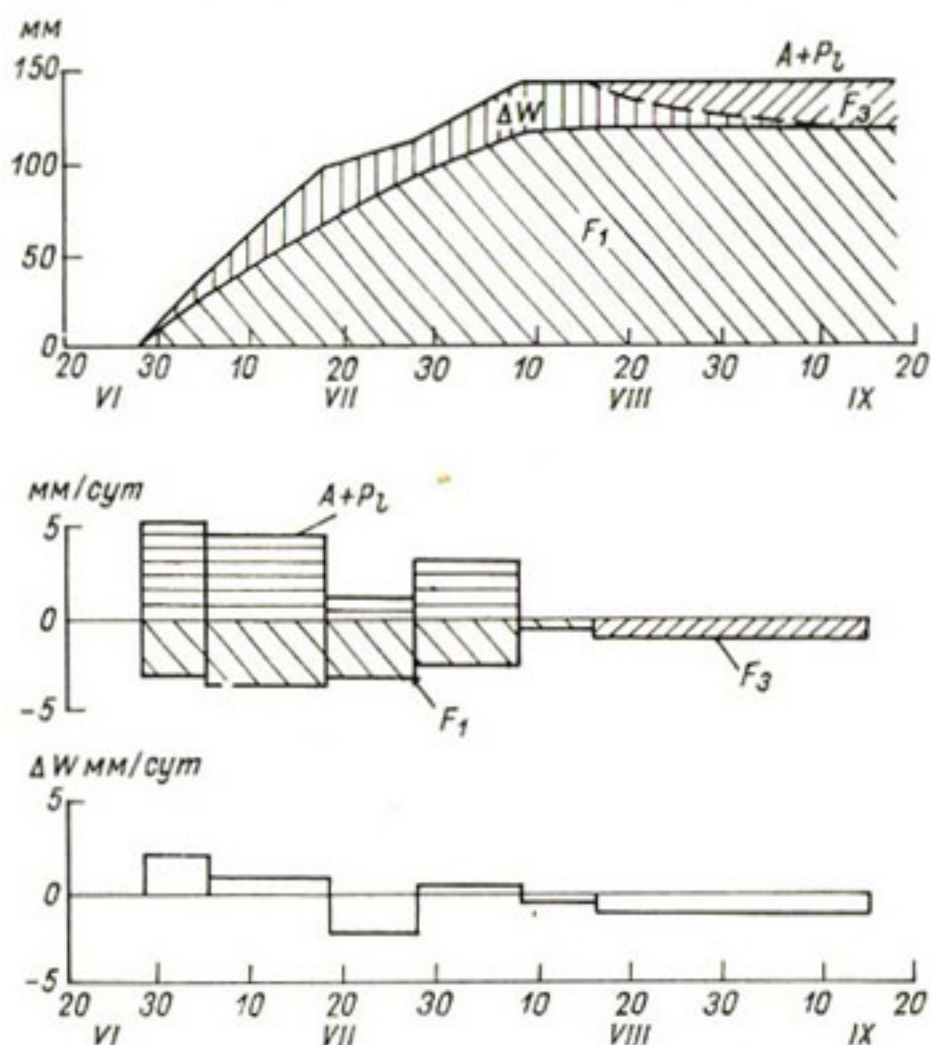


Рис. 7. Водный режим холодной фирновой зоны. Остров Шпицберген, плато Ломоносова, 1025 м над ур. моря, 1965 г.

существенно больше объема талых вод. Льдообразование можно рассматривать как весеннее ( $F_1$ ). Гляциологический год делится, таким образом, на короткий и прерывистый весенний сезон и очень длинный зимний сезон.

В холодной фирновой зоне (рис. 7) талые и дождевые воды не только прогревают часть толщи до  $0^\circ\text{C}$  посредством замерзания воды ( $F_1$ ) и выделения скрытой теплоты кристаллизации, но и насыщают ее водой. Однако мощность водонасыщенной толщи меньше глубины проникновения зимней волны холода, и стока из толщи нет ( $R=0$ ). Наибольшее количество жидкой воды  $W_{\max}$  приурочено к моменту прекращения абляции, после чего начинается промерзание снежно-фирновой

толщи и вся аккумулярованная вода превращается в лед ( $W_{\max} = F_3$ ). Гляциологический год делится на довольно короткие весенний и осенний сезоны и длинный зимний сезон. Летнего сезона нет, так как активный слой полностью не прогревается до  $0^\circ\text{C}$ .

В теплой фирновой зоне (рис. 8) основное количество воды в весенний период расходуется не на льдообразование  $F_1$ , а на насыщение толщи до состояния водоотдачи. Величина аккумулярованной воды существенна, и осеннее льдообразование превышает весеннее. Величины стока  $R$  соизмеримы с величинами талых и дождевых вод  $A + P_t$ .

Вообще говоря, закономерности накопления и отдачи воды хорошо отражаются интегральным  $\eta_\Sigma$  и дифференциальным  $\eta_i$  коэффициентами стока. Здесь и далее

$$\eta_\Sigma = \frac{\sum R}{\sum (A + P_t)} \quad (1.28)$$

и

$$\eta_i = \frac{R_i}{(A + P_t)_i}, \quad (1.29)$$

где  $\sum R$  и  $R_i$  — сток соответственно с начала таяния и за рассматриваемый интервал времени;  $\sum (A + P_t)$  и  $(A + P_t)_i$  — то же для величины поступления талых и дождевых вод.

В теплой фирновой зоне дифференциальные коэффициенты стока в летний сезон несколько превышают единицу вследствие некоторого уменьшения водоудерживающей способности снежно-фирновой толщи из-за ее перекристаллизации. Интегральный коэффициент стока плавно нарастает к концу сезона. После прекращения таяния из фирновой толщи стекает гравитационная вода и одновременно начинается промерзание толщи сверху с образованием инфильтрационного льда  $F_3$ . Это промерзание длится до следующего сезона абляции. Ниже фронта промерзания всегда есть насыщенные водой толщи фирна. Таким образом, гляциологический год в теплой фирновой зоне состоит из весеннего, летнего и осеннего сезонов.

Для гляциологических исследований более важен не коэффициент стока  $\eta_\Sigma$ , а дополняющий его до единицы коэффициент усвоения талых и дождевых вод  $\lambda = 1 - \eta_\Sigma$ . В данном случае коэффициент усвоения равен 0,13, или, иными словами, в инфильтрационный лед может обратиться до 13% суммарного количества талых и дождевых вод, поступивших на поверхность фирна (часть этих вод, задержавшаяся в нижней части активного слоя текущего года, в последующий год не попадет в зону отрицательных температур и в лед не обратится).

В районах с морским климатом и с относительно теплой и многоснежной зимой талые воды почти не усваиваются снежно-фирновой толщей, и коэффициент усвоения близок к нулю. Эти условия характерны для Ватна-Йокуль в Исландии [154], для



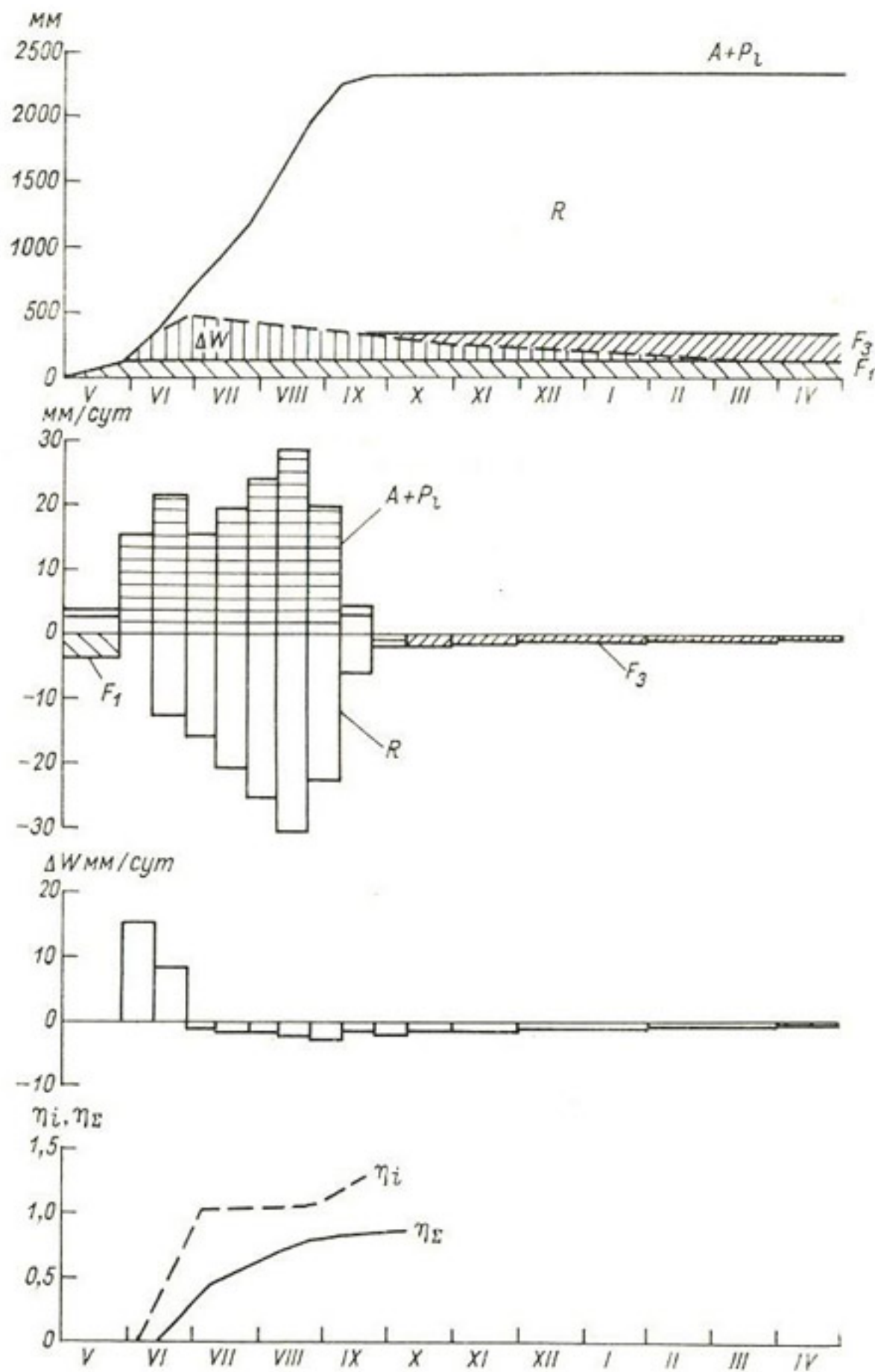


Рис. 8. Водный режим теплой фирновой зоны. Ледник Джанкуат, Кавказ, 3350 м, 1969 г.

Голубого ледника на северо-западе США [184] и, вероятно, для чилийской части Патагонии. На границе с холодной фирновой зоной, с другой стороны, коэффициент усвоения талых вод равен единице. Таким образом, коэффициент усвоения талых и дождевых вод в теплой фирновой зоне должен был бы меняться от нуля до единицы, а коэффициент стока соответственно от единицы до нуля.

Однако мне неизвестны примеры теплых фирновых зон с высоким коэффициентом усвоения талых вод и низким коэффициентом стока. Можно полагать, что вместо теплой фирновой зоны эти условия характерны для особой переходной области, не выделявшейся ранее. В этой области количество талых вод относительно велико, но и запас холода толщи довольно значителен. В результате на фронте талой воды образуются мощные ледяные прослойки, и часть воды стекает по их поверхности. Наличие стока является признаком теплой фирновой зоны. Ниже ледяного горизонта летнее прогревание толщи происходит только путем молекулярной теплопроводности, и к осени толщина сохраняет в нижней части активного слоя слегка отрицательные температуры. Существование в фирне к концу сезона абляции температур ниже  $0^{\circ}\text{C}$  является признаком холодной фирновой зоны.

Видимо, именно с таким случаем столкнулся А. Б. Бажев на фирновом плато южного склона Эльбруса [9]. Летом 1962 г. из 1360 мм талых и дождевых вод стекло 700 мм, т. е. коэффициент усвоения равен 0,49. Ниже слоя, промокшего за лето, температура фирна была около  $-1^{\circ}\text{C}$ . Бажев указывает, что толщина имеет признаки как теплой, так и холодной фирновой зоны, но считает, что она может быть отнесена к холодной фирновой зоне. С другой стороны, Е. Н. Цыкин [137] и Е. С. Трошкина [107] относят ту же территорию к теплой фирновой или же фирново-ледяной зоне.

Вероятно, подобный же случай наблюдал автор в центральной части области питания ледника Стур (Швеция), где в августе 1970 г. на глубине около 3,5 м находится мощный водонепроницаемый ледяной слой. Толщина слоя заметно изменялась по простиранию, так что в отдельных местах талые воды проникали и глубже, до нижележащих ледяных горизонтов. На дне трещин с шумом текли ручьи (в фирновой области!).

Наконец, гляциологические исследования, проводимые в течение последних лет Институтом географии АН СССР на Памире [112, 113], показали весьма широкое распространение этого типа водного режима на высокорасположенных фирновых полях памирских ледников.

Переходная область с чертами как холодной, так и теплой фирновой зоны может быть названа субхолодной фирновой подзоной. Она не выделялась в классификациях П. А. Шумского [147] и П. А. Шумского и Е. Н. Цыкина [152].

Перечислим основные черты водного режима подзоны (рис. 9): а) заметная часть талых вод расходуется на сток, но эта величина все же вряд ли намного превышает 50%; б) прогревание толщи и, следовательно, весеннее льдообразование происходят в течение всего сезона абляции; в) наибольшее количество накопленной в толще воды приходится на конец сезона абляции; г) дифференциальные коэффициенты стока даже в период наивысшей абляции заметно меньше единицы, так как часть воды расходуется на ее повторное замерзание в толще. Гляциологический год в субхолодной фирновой подзоне складывается из всех четырех сезонов.

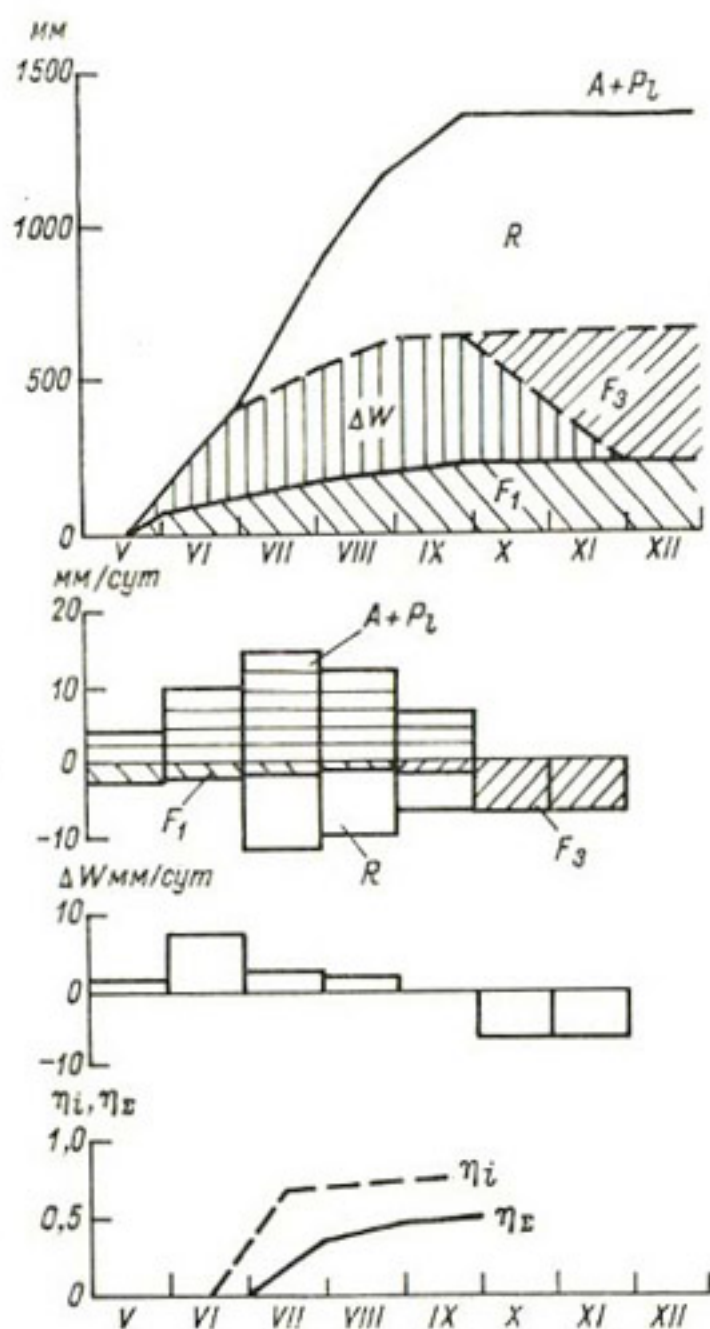


Рис. 9. Водный режим субхолодной фирновой подзоны. Южный склон Эльбруса, Кавказ, 3780 м, 1962 г.

Сейчас трудно говорить окончательно о правомерности выделения субхолодной фирновой подзоны и ее распространении. В районах с континентальным климатом эта подзона располагается, возможно, между холодной фирновой и фирново-ледяной зонами. Было бы чрезвычайно интересно провести гляциологические исследования как в местах, переходных от несомненно холодной фирновой зоны к несомненно теплой фирновой зоне, так и в местах, переходных от типичной холодной фирновой зоны к типичной фирново-ледяной зоне. С данными соответствующих полевых наблюдений можно было бы

вернуться к вопросу о существовании субхолодной фирновой подзоны.

В фирново-ледяной зоне (рис. 10): а) летнее льдообразование соизмеримо по величине с весенним; б) количество воды, аккумулируемой толщиной, меньше, чем в теплой фирновой зоне вследствие меньшей массы фирна; в) осеннее льдообразование завершается в самом начале сезона аккумуляции вслед-

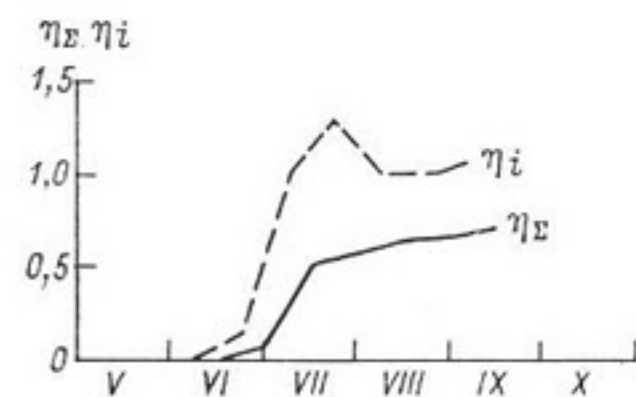
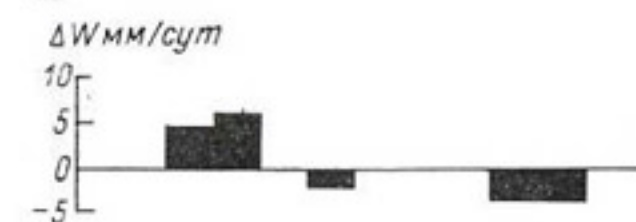
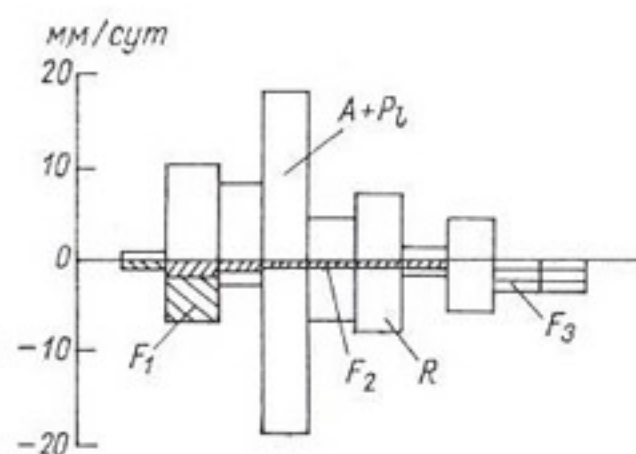
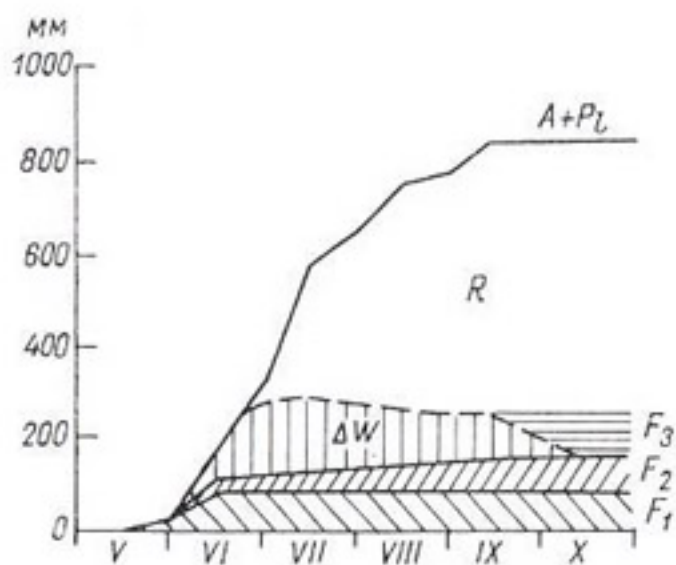


Рис. 10. Водный режим фирново-ледяной зоны. Ледник Северный Ашутер, Тянь-Шань, 4075 м, 1958 г.

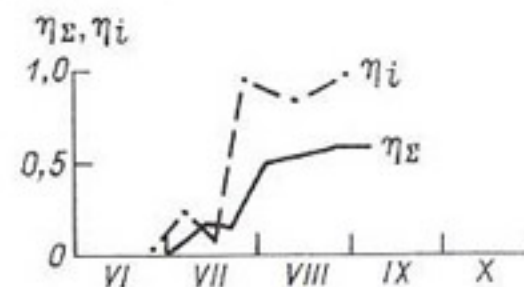
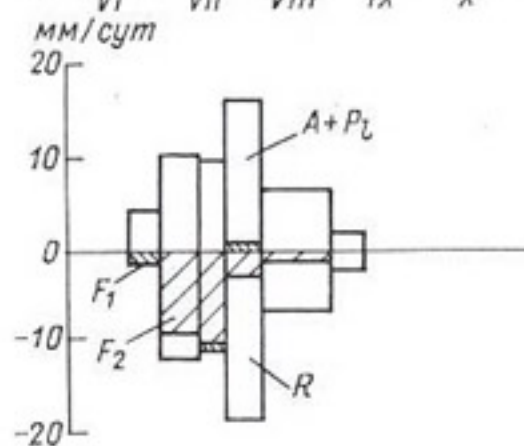
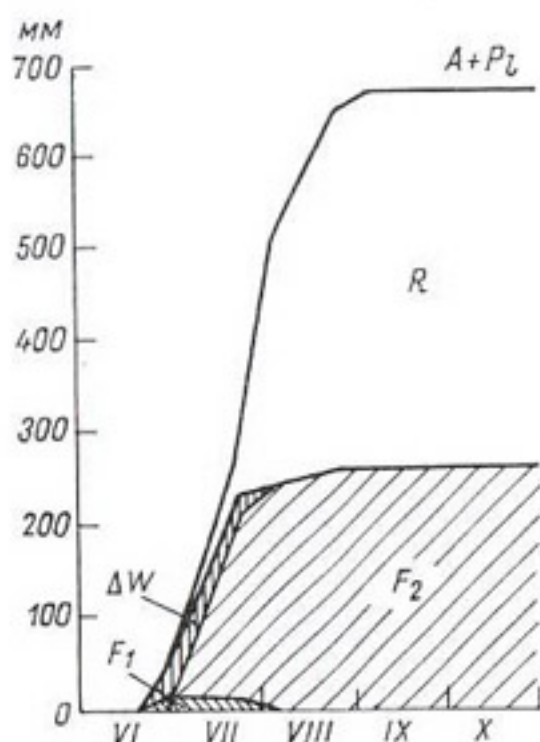


Рис. 11. Водный режим ледяной зоны. Ледник № 31, хр. Сунтар-Хаята, 2370 м, 1958 г.

ствие небольшой мощности фирна; г) величины стока за период абляции соизмеримы с величинами поступления воды; д) в начале летнего сезона дифференциальные коэффициенты стока невелики, а далее весьма близки к единице, так как интенсивность летнего льдообразования весьма быстро уменьшается во времени (см. рис. 6).

Таким образом, в фирново-ледяной зоне гляциологический год складывается из всех четырех сезонов, как и в субхолодной фирновой подзоне. Однако в фирново-ледяной зоне вся снежно-фирновая толща пропитывается водой, а снег преобразуется в лед в пределах активного слоя. В субхолодной фирновой подзоне не вся снежно-фирновая толща пропитывается водой, и часть снега переходит в лед уже глубже активного слоя в результате рекристаллизации под давлением. В фирново-ледяной зоне, в отличие от субхолодной фирновой подзоны, вся снежно-фирновая толща к концу сезона абляции, имеет нулевую температуру.

Ледяная зона отличается следующими особенностями водного режима (рис. 11): а) единственным источником питания ледника является наложенный (конжеляционный) лед, образующийся в результате летнего льдообразования  $F_2$ ; б) весеннее льдообразование  $F_1$  лишь временно переводит часть воды в инфильтрационный лед, который потом стаивает вместе со снежным покровом; в) запас аккумулярованной воды в толще снега весьма мал и полностью иссякает к концу периода абляции, так что осеннего льдообразования  $F_3$  нет; г) большая часть талых и дождевых вод, образовавшихся за сезон абляции, стекает; д) дифференциальные коэффициенты стока в начале летнего сезона весьма малы, а затем быстро нарастают и приближаются к единице. Гляциологический год в ледяной зоне состоит из трех сезонов: весеннего, летнего и зимнего.

Водный режим зоны абляции более всего сходен с режимом ледяной зоны, но в зоне абляции как весеннее, так и летнее льдообразование является временным, и коэффициент усвоения талых вод за год равен нулю, а коэффициент стока — единице.

Итак, каждая гляциологическая зона имеет свои характерные черты водного режима, среди которых выделяются четыре признака: наличие или отсутствие весеннего  $F_1$ , летнего  $F_2$ , осеннего  $F_3$  льдообразования, а также стока  $R$ . Эти признаки необходимы и достаточны для определения зоны. В табл. 5 приведена классификационная сетка гляциологических зон, основанная на указанных признаках водного режима. В целом можно выделить четыре основных типа водного режима: отсутствие аккумулярованных талых вод, полное усвоение талых вод, частичное усвоение талых вод, полный сток талых вод.

Очевидно, что нижняя граница холодной фирновой зоны — очень важный рубеж, определяющий условия питания ледников.

Таблица 5

## Основные критерии гляциологических зон по водному режиму

Зона	Признак водного режима				Основной тип водного режима
	$F_1$	$F_2$	$F_3$	$R$	
Снежная	—	—	—	—	Отсутствие аккумулярованных талых вод
Снежно-ледяная	+	—	—	—	
Холодная фирновая	+	—	+	—	Полное усвоение талых вод
Теплая фирновая	+	—	+	+	Частичное усвоение талых вод
Фирново-ледяная	+	+	+	+	
Ледяная	+ <sup>1</sup>	+	—	+	Полный сток талых вод
Абляции	+ <sup>1</sup>	+ <sup>1</sup>	—	+	

<sup>1</sup> Временно.

С гидрологической точки зрения этот рубеж еще более важен, так как это верхняя граница жидкого стока. Эту границу следует считать одной из важнейших характеристик высокогорного бассейна наряду с такими, как высота концов ледников, фирновой линии, границы питания. Фактических данных о распространении холодной фирновой зоны в горных районах очень мало. Тем не менее можно полагать, что основную часть областей питания горных ледников занимают зоны частичного усвоения талых вод.

При характеристике водного режима гляциологических зон отмечалось, на какие периоды делится гляциологический год (табл. 6).

Таблица 6

## Деление гляциологического года на сезоны по водному режиму

Зона	Сезон			
	весна	лето	осень	зима
Снежная	—	—	—	+
Снежно-ледяная	+	—	—	+
Холодная фирновая	+	—	+	+
Теплая фирновая	+	+	+	—
Фирново-ледяная	+	+	+	+
Ледяная	+ <sup>1</sup>	+	—	—
Абляции	+	+	—	+

Как было указано, основную часть областей питания горных ледников занимают зоны частичного усвоения талых вод. О раз-

личиях в водном режиме этих зон уже говорилось. Рассмотрим теперь общие черты их водного режима, позволяющие относиться к ним, как к единому целому, что представляет интерес для гидрологии ледниковых районов.

Рассмотрим вначале вопрос о взаимоотношении важнейших составляющих уравнения водного баланса: величины поступления, т. е. суммы талых и дождевых вод  $A+P_l$  и стока  $R$ . Из принятой физической модели снежно-фирновой толщи и схемы расчета водного режима в соответствии с уравнениями (1.25) и (1.26) следует

$$R = \begin{cases} 0 & \text{для } A+P_l \leq F_1 + W_m, \\ (A+P_l) - (F_1 + W_m) & \text{для } A+P_l > F_1 + W_m \text{ и } t_i^\circ = 0^\circ\text{C}, \\ (A+P_l) - (F_1 + W_m) - F_2 & \text{для } A+P_l > F_1 + W_m \text{ и } t_i^\circ < 0^\circ\text{C}. \end{cases} \quad (1.30)$$

Величина  $s = F_1 + W_m$  соответствует слою начальных потерь (см., например, [111]). Очевидно, что если бы для теплой фирновой зоны ( $t_i^\circ = 0^\circ\text{C}$ ) величина  $s$  была бы постоянна в течение всего сезона абляции, то зависимость  $R = f(A+P_l)$  точно описывалась бы прямой линией, проходящей под углом  $45^\circ$  к осям координат и отсекающей на оси абсцисс отрезок, равный величине потерь (с точки зрения гидрологии) или же инфильтрационного льдообразования (с точки зрения гляциологии). В действительности величина  $s = F_1 + W_m$  уменьшается в течение сезона абляции прежде всего из-за некоторого уменьшения водоудерживающей способности снежно-фирновой толщи  $W_m$ . Для остальных зон с частичным усвоением талых вод зависимость  $R = f(A+P_l)$  была бы линейной в случае, когда уменьшение величины  $s$  в течение лета компенсировалось бы такой же величиной изъятия воды на летнее льдообразование  $F_2$ . Это допущение также не является вполне точным.

Чтобы проверить, насколько зависимость  $R = f(A+P_l)$  отклоняется от линейной, на график (рис. 12) были нанесены все имеющиеся в нашем распоряжении данные, полученные для теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной зон (см. табл. 4). На рис. 12 линии зависимости  $R = f(A+P_l)$  проведены точно по нанесенным точкам. Очевидно, что рассматриваемая зависимость действительно близка к линейной, и лишь там, где летнее льдообразование велико, зависимость несколько уклоняется от линейной в нижней своей части. Таким образом, для ряда практических целей, и в первую очередь для гидрологических прогнозов, можно считать, что  $s = F_1 + W_m \approx \text{const}$ , а летнее льдообразование учитывать только для очень холодных ледников, которых в горных районах СССР весьма мало. Отсюда следует, что гляциология должна дать по основным районам горного оледенения СССР величину слоя начальных потерь  $s$ . О приближен-

ных значениях этой величины и методах ее расчета будет сказано ниже.

Рассмотрим закономерности хронологических изменений соотношения между нарастающими суммами стока и поступления талых вод, т. е. интегрального коэффициента стока (1.28). Чтобы освободиться от влияния колебаний погоды в конкретный год, время от начала абляции было заменено на нарастающую сумму талых и дождевых вод. Для сравнения данных по ледникам, находящимся в различных географических условиях,

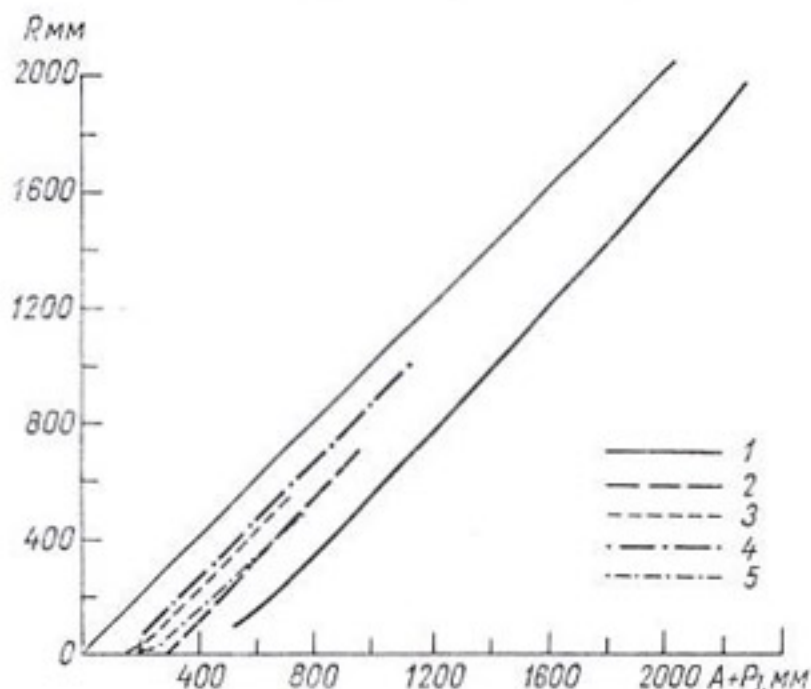


Рис. 12. Зависимость стока  $R$  от величины поступления талых и дождевых вод  $A+P_l$ .

1 — теплая фирновая зона, ледник Джанкуат, 3350 м, 1959 г.; 2 — фирново-ледяная зона, ледник Северный Ашутер, 4075 м, 1958 г.; 3 — то же, 4175 м, 4 — ледяная зона, ледник Северный Ашутер, 3975 м, 1958 г.; 5 — ледяная зона, ледник № 31, 2370 м, 1958 г.

величина нарастающей суммы талых и дождевых вод на каждый момент времени  $\sum (A+P_l)_i$  была выражена в долях от их суммы за год  $\sum (A+P_l)_0$

$$k_A = \frac{\sum (A+P_l)_i}{\sum (A+P_l)_0} \quad (1.31)$$

Используя выводы, связанные с обсуждением зависимости  $R=f(A+P_l)$ , можно показать, что зависимость интегрального коэффициента стока от величины поступления воды имеет гиперболический вид, причём кривая отсекает на оси абсцисс величину, численно равную коэффициенту усвоения талых вод  $\lambda$ . На рис. 13 нанесены теоретические кривые и точки фактических расчетов для различных ледников. Представляется, что соответствие кривых с эмпирическими точками довольно хорошее. Очевидно, что при прогнозировании стока рек со значительной



долей ледникового питания необходимо учитывать объем таяния за предшествующий период.

Что касается дифференциальных коэффициентов стока, то, как было показано выше (рис. 8, 10, 11), после начала стока они, как правило, весьма близки к единице.

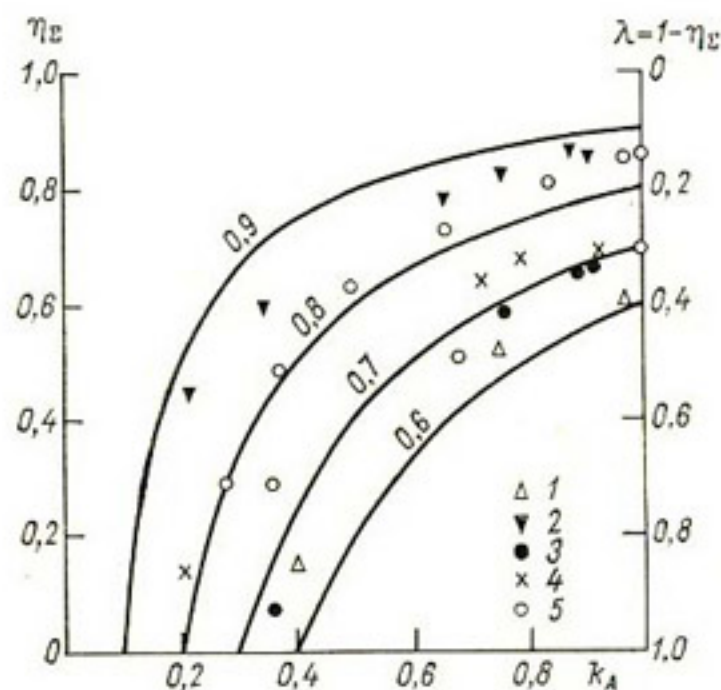
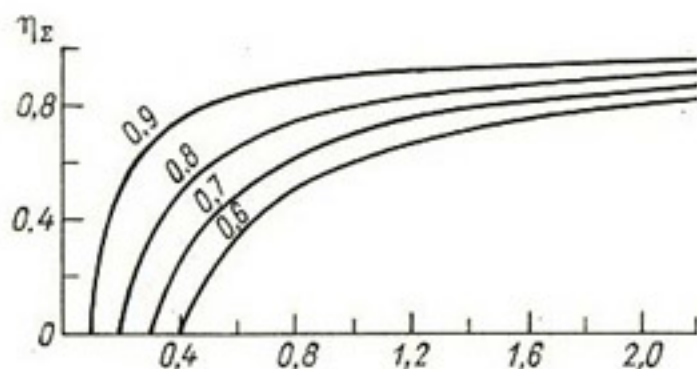


Рис. 13. Зависимость интегрального коэффициента стока  $\eta_{\Sigma}$  и коэффициента усвоения  $\lambda$  от относительной величины суммы талых и дождевых вод  $k_A$ .

1 — ледяная зона, ледник № 31, 2370 м, 1958 г.; 2 — ледяная зона, ледник Северный Ашутер, 3975 м, 1958 г.; 3 — фирново-ледяная зона, ледник Северный Ашутер, 4075 м, 1958 г.; 4 — то же, 4175 м; 5 — теплая фирновая зона, ледник Джанкуат, 3350 м, 1969 г.

нения интегрального коэффициента стока от модульного коэффициента величины поступления талых и дождевых вод. В качестве параметра принят интегральный коэффициент стока к концу

Рис. 14. Теоретические кривые изменения интегрального коэффициента стока  $\eta_{\Sigma}$  от модульного коэффициента величины поступления талых и дождевых вод  $k_A$ .



сезона абляции при модульном коэффициенте поступления воды, равном единице. Из анализа кривых следует, что в годы с весьма малым таянием коэффициент стока, во-первых, весьма мал и, во-вторых, незначительное приращение таяния может вызвать

заметное увеличение коэффициента стока. Очевидно, что в годы со слабым таянием сток рек ледникового питания может быть весьма низким, в частности, потому, что условия формирования его в областях питания ледников неблагоприятны. Кроме того, небольшая ошибка в оценке таяния в такие годы может привести к большой ошибке в прогнозе стока. Наоборот, в годы с высоким таянием коэффициент стока слабо меняется в зависимости от изменения величины поступления воды.

#### **1.1.5. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ И МАССБАЛАНСОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И РАСЧЕТОВ ДЛЯ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ**

Выводы, полученные в предыдущих разделах настоящей главы, позволяют поставить ряд вопросов, касающихся измерений и расчетов баланса массы и воды для областей питания ледников.

В настоящее время наиболее распространенным методом определения баланса массы ледников, у которых в расходной части баланса преобладает таяние, является измерение суммарной аккумуляции и суммарной абляции за год в отдельных точках на поверхности ледника с вычислением баланса массы как разности этих величин. Разновидностью этого метода является определение баланса массы по «чистой» аккумуляции и «чистой» абляции. Измерения проводятся, как правило, в так называемой стратиграфической системе, где плоскостью отчета для данного балансового года является поверхность ледника конца лета предшествующего года. Методические и терминологические вопросы, связанные с измерениями баланса массы ледников, наиболее детально разработаны М. Майером [201, 200]. Они были опубликованы ЮНЕСКО в Руководстве по работам, выполняемым по программе Международного гидрологического десятилетия [161], и в несколько дополненном виде — на русском языке [81].

Однако эта методика определения баланса массы учитывает только процессы, происходящие в слое текущего года. Из раздела 4 следует, что это правильно для следующих гляциологических зон: 1) для снежной и снежно-ледяной зон, где талых вод нет или практически нет; 2) для наиболее суровых районов холодной фирновой зоны или же для зоны просачивания, по классификации С. Бенсона [157], где талые воды не фильтруются глубже слоя текущего года; 3) для ледяной зоны, где снег преобразуется в лед в течение одного балансового года; 4) для зоны абляции.

В зонах частичного усвоения талых вод (теплой фирновой, фирново-ледяной, ледяной) талые воды проникают глубже слоя текущего года и частично замерзают в нижележащих горизонтах. Области аккумуляции практически всех горных ледников

и многих ледников арктических островов относятся именно к этим зонам, и поэтому процесс замерзания талых вод в слоях фирна предшествующих лет имеет весьма широкое распространение.

Ясно, что без учета этого процесса баланс массы ледников в указанных зонах рассчитывается с систематической ошибкой, имеющей знак минус. С гидрологической точки зрения, т. е. при расчете водного баланса, это замерзание представляет собой потери талых и дождевых вод. О расчетах величин замерзания талых и дождевых вод уже говорилось в предыдущих разделах настоящей главы. Эти расчеты все же довольно сложны, и необходимы еще более простые методы, которые давали бы величины замерзания талых вод примерно с той же абсолютной ошибкой, какую имеют основные составляющие уравнения балансов льда и воды.

Можно полагать, что в настоящее время даже в тех горноледниковых бассейнах, где ведутся весьма тщательные наблюдения за основными компонентами балансов льда и воды, абсолютная ошибка определения этих компонентов и самого баланса в среднем по леднику составляет около 100 мм. Во всяком случае, об этом говорит опыт наших весьма тщательных наблюдений на леднике Джанкуат [37]. Следовательно, для ряда задач достаточно весьма грубого определения величины повторного замерзания талых вод, когда в среднем для области питания ошибка может составлять  $\pm 100$  мм, а при осреднении на всю площадь ледника ошибка будет равна даже  $\pm 50$ —80 мм.

Среди этих задач в первую очередь могут быть названы следующие.

1. Определение баланса массы льда, в котором основную роль играют измерения баланса массы слоя текущего года. Терминология этой методики, как указывалось, разработана М. Майером, методика измерений тщательно описана Г. Эстремом и А. Стенли [212], а наиболее широко известные и продолжительные наблюдения с использованием этого метода выполняются В. Шюттом [224]. В этой задаче могут быть два случая: а) абляция рассматривается как убыль массы всего слоя текущего года. В этом случае необходимо учитывать повторное замерзание талых вод в нижележащих слоях фирна. Следует подчеркнуть, что именно это и есть внутреннее питание ледника [149], т. к. в последние годы вместе с интересом к внутреннему питанию ледников возникла и путаница в понимании этого процесса; б) абляция рассматривается как убыль массы тонкого поверхностного слоя благодаря положительным значениям его теплового баланса. В этом случае необходимо знать величину льдообразования во всей снежно-фирновой толще, т. е. внутреннее питание плюс величина льдообразования в слое нестаявшего остатка снега текущего года. Назовем эту сумму осенней водоаккумулирующей способностью области таяния ледника.

2. Приближенное вычисление баланса массы ледника или водного баланса ледникового бассейна. В таких случаях компоненты уравнений балансов часто рассчитываются по экстраполяционным или же эмпирическим зависимостям. Абляция, например, часто рассчитывается по экстраполяции с нижележащих точек наблюдений или же по зависимостям таяния от температуры воздуха. Ясно, что в этом случае таяние определяется в поверхностном слое, и для расчета и вещественного, и водного баланса за год необходимо знать величину осенней водоаккумулирующей способности области питания ледника. Примером исследований этого типа, где следовало бы учитывать именно осеннюю водоаккумулирующую способность, являются работы автора по исследованию условий формирования стока с ледников в Тянь-Шане [31] и работы В. Д. Панова по расчетам баланса массы ледников северного склона Кавказа [110].

3. Расчет внутригодовых изменений вещественного и водного баланса. Для решения этой задачи надо знать величину поглощения талых вод в течение всего сезона абляции. Как нам уже известно, наибольшая величина поглощения характерна, как правило, для первой половины периода абляции или, точнее, для конца весеннего и начала летнего периода. Это весенняя водоаккумулирующая способность ледника. Метод расчета водного режима и его особенности для различных гляциологических зон разобраны в разделах 3 и 4.

Наиболее точно можно определить величину водоаккумулирующей способности и внутреннего питания в точке посредством повторных наблюдений в глубоких шурфах за изменением массы годовых слоев. Этот метод весьма трудоемкий, а потому при производстве наблюдений ограничиваются одним шурфом. Кроме того, вследствие пространственной изменчивости характеристик снежного покрова масса годового слоя в каждом последующем шурфе может отличаться от массы того же слоя в предшествующем шурфе намного больше, чем это можно объяснить повторным замерзанием талых вод.

Строгий метод определения средних многолетних величин внутреннего питания ледника в точке принадлежит П. А. Шумскому [149]. Однако этот метод еще более трудоемкий, чем предшествующий, потому, что помимо повторных измерений массы годовых слоев, он требует еще определения других характеристик, таких, как скорости растяжения активного слоя, скорости оседания активного слоя и др. Очевидно, этот строгий метод хорош для изучения процессов в одной или, в крайнем случае, нескольких точках ледника, но непригоден для получения массовых данных, необходимых для ежегодного вычисления баланса массы или водного баланса.

Е. Н. Цыкин [138] разработал методику определения льдообразования в основном на базе оценки изменения температуры активного слоя ледника. Этот метод более прост и позволяет

получать величины внутреннего питания во многих точках ледника, но он требует хотя бы однократного за сезон измерения температуры активного слоя, что не всегда возможно. Вместе с тем подход Цыкина является наиболее физически обоснованным для получения массового материала, способного дополнить гляциологические наблюдения за балансом массы в слое текущего года. Именно поэтому он был использован автором при разработке методики расчета водного режима областей питания ледников (п. 3). Упрощенный метод определения внутреннего питания и весенней и осенней водоаккумулирующей способности также основан на изложенной выше методике. Рассмотрим рис. 15 а, схематически отражающий условия тепловой фирновой зоны.

Величина весеннего льдообразования в соответствии с зависимостью (1.3) равна

$$F_1 = 0,00625 \rho h \Delta \bar{t}.$$

Мощность рассматриваемой толщи  $h$  зависит от того, что нужно определить — весеннюю или осеннюю водоаккумулирующую способность или внутреннее питание ледника. Тогда расчет проводится для мощности в интервале  $h'_s + h'_f$  или  $h'_r + h'_f$ , или  $h'_f$  соответственно. Для расчета льдообразования в слое текущего года достаточно к данным обычных снегомерных съемок, проводящихся перед началом периода абляции, добавить измерения температуры снега по глубине, выполняемые во время этих съемок. Если температуру фирна измерить невозможно, то данные, полученные в результате измерений в сезонном снежном покрове, можно проэкстраполировать на нижележащие слои фирна. Для теплой фирновой зоны, где мощность снежного покрова значительна, ошибка в определении весеннего льдообразования в слое фирна, связанная с экстраполяцией температуры, не будет большой.

Средняя плотность фирна в слое  $h'_f$  определяется по данным шурфования. При отсутствии этих данных можно принять среднюю плотность фирна равной  $0,6 \text{ г/см}^3$ . Поскольку мощность активного слоя принята равной  $1000 \text{ см}$  (см. п. 2), то мощность фирна, находящегося в активном слое, равна  $h'_f = 1000 - h'_s$ . Таким образом, чем больше слой выпадающего за зиму снега, тем меньше должна быть величина внутреннего питания, и наименьших величин следует ожидать, как уже указывалось (см. п. 4), в районах с океаническим климатом, где коэффициент усвоения талых и дождевых вод близок к нулю. Подставив среднее значение плотности фирна в зависимость (1.3), получим формулу для оценки величины внутреннего питания за счет весеннего льдообразования  $N_1$  (в мм слоя воды)

$$N_1 = 0,04 (1000 - h'_s) \Delta \bar{t}. \quad (1.32)$$

Как правило, на ледниках в теплой фирновой зоне мощность сезонного снега к началу периода абляции находится в пределах 3—8 м. Очень немногочисленные изменения температуры фирна показывают, что средняя температура фирна, находяще-

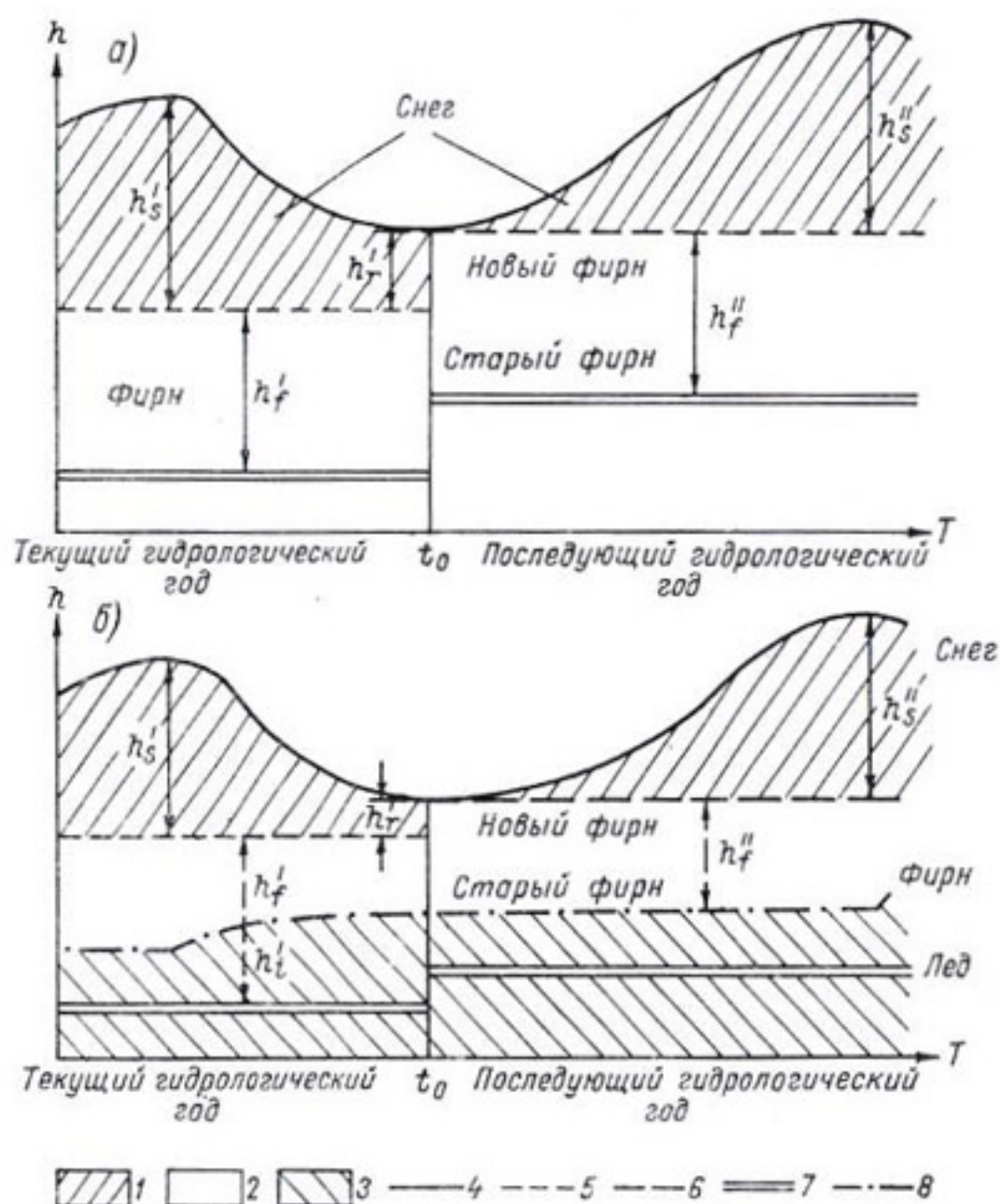


Рис. 15. Схема, поясняющая расчет внутреннего питания, осенней и весенней водоаккумулирующей способности теплой фирновой (а) и фирново-ледяной (б) зон областей питания ледников.

1 — снег; 2 — фирн; 3 — лед; 4 — поверхность снежного покрова; 5 — поверхность фирна текущего года; 6 — поверхность фирна последующего года; 7 — нижняя граница активного слоя; 8 — поверхность льда.

гося в активном слое, изменяется от  $-1$  до  $-4^{\circ}\text{C}$ . Тогда величины внутреннего питания за счет весеннего льдообразования оказываются в пределах 10—110 мм в слое воды, а наиболее вероятная величина близка к 50 мм.

Следует подчеркнуть, что количество талой воды, необходимое для нагревания снежно-фирновой толщи весной до  $0^{\circ}\text{C}$ ,

может быть существенно больше вследствие того, что преобладающая часть запаса холода находится в слое сезонного снега. Так, например, в верхней части ледника ИГАН на Полярном Урале внутреннее питание за счет весеннего льдообразования составляет около 50 мм, в то время как количество талой воды необходимое для отепления активного слоя до 0°C, равно 270 мм (см. рис. 82 в работе [106]).

Часть воды, удерживаемая снежно-фирновой толщей в виде пленочной и капиллярной влаги, которая определяет водоудерживающую способность толщи (см. п. 2), вычисляется по соотношению

$$W_m = \int_{h_1}^h W_m(h) dh. \quad (1.33)$$

Пределы интегрирования здесь аналогичны расчету весеннего льдообразования, так что для определения удержания талых вод весной интегрирование необходимо проводить в интервале  $h'_s + h'_f$ , осенью — в интервале  $h'_r + h'_f$ . Рекомендации, касающиеся определения водоудерживающей способности снега и фирна, приведены в п. 2 и 3.

Оценочные расчеты, предпринятые по изложенной выше методике, показали, что в теплой фирновой зоне величина весенней водоаккумулирующей способности ( $s = F_1 + W_m$ ) равна 450—600 мм, а осенней 200—300 мм. С гидрологической точки зрения — это слой потерь талых и дождевых вод.

Что касается той доли внутреннего питания, которая образуется за счет осеннего льдообразования, то следует иметь в виду, что в нижней части активного слоя текущего года талые воды в последующую зиму уже не замерзнут, так как эта часть уже не будет находиться в активном слое. Таким образом, осеннее льдообразование в фирне будет происходить в слое мощностью  $1000 - h''_s - h'_r$  см. Плотность фирна, остающегося в активном слое на следующую зиму, определяется по данным шурфов, а при отсутствии данных может быть принята равной 0,65 г/см<sup>3</sup>. В соответствии с заключением о том, что водоудерживающая способность фирна на ледниках Арктики и Субарктики равна 0,03, а на ледниках умеренных широт 0,05 (п. 2), на основании уравнения (1.20) можем записать для северных ледниковых районов

$$N_3 = 0,2 (1000 - h''_s - h'_r), \quad (1.34)$$

а для ледниковых районов умеренных широт

$$N_3 = 0,3 (1000 - h''_s - h'_r), \quad (1.35)$$

где  $N_3$  — доля внутреннего питания за счет осеннего льдообразования, мм.

Очевидно, что эта величина весьма мала или даже равна нулю в районах с океаническим климатом. Задаваясь реальными величинами мощности фирна, остающегося в активном слое в последующую зиму, получим величину доли внутреннего питания, связанной с осенним ледообразованием, равную для Субарктики примерно 60—120 мм, а для Альп и Кавказа — 90—180 мм. Тогда суммарная величина внутреннего питания в теплой фирновой зоне равна примерно 100—250 мм. Напомним, что все приведенные в данном разделе величины относятся к области питания. При пересчете на весь ледник цифры уменьшатся на 25—50%.

В фирново-ледяной зоне мощность снежно-фирновой толщи меньше мощности активного слоя (см. рис. 15 б). В результате на поверхности нижележащего льда происходит летнее льдообразование. По наблюдениям на Тянь-Шане [104, 138] и согласно расчетам, приведенным в п. 4, величина летнего льдообразования оказывается равной 50—100 мм. В соответствии с зависимостью (1.16) трудно представить себе условия, при которых летнее льдообразование в фирново-ледяной зоне существенно превышало бы 100 мм.

Весеннее льдообразование и весенняя водоаккумулирующая способность меньше, чем в теплой фирновой зоне, потому что расчет ведется в слое  $h'_s + h'_j$ , составляющем лишь часть активного слоя. То же можно сказать и об осенней водоаккумулирующей способности, когда расчет ведется для слоя  $h'_r + h'_j$ . На Тянь-Шане, где фирново-ледяная зона распространена чрезвычайно широко, весенняя водоаккумулирующая способность составляет, по нашим расчетам, 150—300 мм, а осенняя — 100—250 мм. Внутреннее питание, вычисление которого ведется в слое  $h'_j$ , составляет по расчетам автора 60—200 мм.

Весенняя и осенняя водоаккумулирующая способность и внутреннее питание для каждой точки ледника довольно устойчивы от года к году. Так, на леднике Центральный Туяксу в Заилийском Алатау на высоте 3775 м в 1958 г. слой фирна составлял 3,2 м, а нестаявший остаток снега — 2,0 м [138]. Осенняя водоаккумулирующая способность была равна 170 мм, а внутреннее питание — 128 мм (внутреннее питание вычислено автором на основании данных Е. Н. Цыкина). В 1959 г. мощность слоя фирна составляла 4,3 м, а мощность нестаявшего остатка снега — 0,4 м. Осенняя водоаккумулирующая способность была равна 178 мм, внутреннее питание — 163 мм. Годовые колебания величин находятся в пределах тех требований к точности, которые были установлены нами в начале настоящего раздела.

Итак, для ряда задач ошибка определения величины внутреннего питания, осенней и весенней водоаккумулирующей способности может достигать 100 мм. В связи с этим при отсутствии непосредственных наблюдений для задач, перечисленных



выше, можно принимать средние многолетние значения названных величин, а также средние величины, характерные для большого ледникового района.

Относительно постоянная величина водоаккумулирующей способности и внутреннего питания приводит нас к выводу о том, что при расчетах внутреннего питания (для баланса массы) или водоаккумулирующей способности (для баланса воды) следует принимать эти величины как некое слагаемое, а не коэффициент от величины таяния. Например, В. Д. Панов [110] при расчете баланса массы ледников бассейна Терека принял, что осенняя водоаккумулирующая способность составляет 50% слоя таяния за лето в областях питания ледников. Более обоснованно было бы принять не постоянный коэффициент, а постоянное слагаемое, равное для условий бассейна Терека минус 300 мм. При определении стока с областей питания ледников Тянь-Шаня подобной же ошибки не избежал и автор [31].

В заключение разделов, касающихся водного режима областей питания ледников в точке, еще раз подчеркнем, что весенняя и осенняя водоаккумулирующая способность и в еще большей степени внутреннее питание зависят от условий существования данного ледника. Внутреннее питание очень невелико в районах с океаническим климатом, затем оно по мере увеличения степени континентальности также увеличивается и достигает максимума на границе между теплой фирновой и фирново-ледяной зонами, т. е. в районах, переходных от морского к континентальному климату. Далее по мере дальнейшего увеличения континентальности внутреннее питание уменьшается, приближаясь к нулю в районах с резко континентальным климатом, где в области питания ледников подавляющее распространение имеет зона ледяного питания.

#### **1.1.6. ОСОБЕННОСТИ ВОДНОГО РЕЖИМА И ВОДНОГО БАЛАНСА ДЛЯ ВСЕЙ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ**

При переходе от точки в области питания ко всей области питания целесообразно сохранить ту же принятую ранее модель снежно-фирновой толщи, в которой, в частности, не учитывается горизонтальный поток воды, так как данные наблюдений в фирновых областях указывают на подавляющее преобладание вертикального потока (см. п. 2).

При гидрологических, гляциологических, метеорологических и многих других исследованиях в горных районах в качестве основного фактора, влияющего на изучаемый процесс или явление, принимается высота места. Несомненно, что и в отношении составляющих водного баланса областей питания ледников важнейшим фактором является высота, и изменения составляющих по высоте определяют изменение особенностей водного ре-

жима. В связи с этим необходима разработка методики расчета водного режима областей питания в зависимости от высоты, и в первую очередь, методики определения действующей площади (площади, дающей сток) в областях аккумуляции и ее изменений во времени. Далее представляет интерес вид зависимости величин стока и коэффициента стока со всей области питания в зависимости от величины поступления талых и дождевых вод на поверхность области питания.

Теоретические исследования этих зависимостей выполнены Е. Г. Поповым [111]. Им показано, что для водонепроницаемого бассейна слой стока и его потери зависят только от слоя поступившей воды. В начальный период поступления воды она расходуется на заполнение углублений на поверхности бассейна, а после их заполнения начинается сток. Поскольку поверхностная емкость бассейна не распределяется равномерно по площади, то график зависимости суммарного стока от суммарного поступления является в начальный период криволинейным с выпуклостью обращенной к оси абсцисс. После того как поверхностные емкости заполнены, сток становится равным поступлению, так что кривая стока проходит параллельно биссектрисе прямого угла и отстоит от нее на величину, равную величине максимальных потерь на поверхностное задержание  $p_{\max}$ . Зависимость суммарного стока от суммарного поступления может быть аппроксимирована сравнительно простыми уравнениями, например

$$y = x - p_{\max} \operatorname{th} \frac{x}{p_{\max}}, \quad (1.36)$$

где  $y$  — сток;  $x$  — поступление воды;  $p_{\max}$  — слой максимальных потерь воды.

Е. Г. Попов исследовал условия равномерного поступления воды на водонепроницаемый бассейн. Далее им было показано, что неравномерность поступления воды не вносит существенных отклонений в вид зависимости  $y = f(x)$ , когда сток обеспечивается со всей и всегда одной и той же площади водосбора.

Нетрудно увидеть, что поверхностное задержание при принятой нами модели снежно-фирновой толщи является аналогом величины водоаккумулирующей способности снежно-фирновой толщи  $s = F_1 + W_m$ , а сток, после того как вся площадь питания становится действующей, обеспечивается всегда с одной и той же площади. Случай равномерного распределения поверхностной емкости (см. [111, рис. 18]) соответствует условиям водного режима в точке. Вместе с тем характерным отличием областей питания ледников является переменная во времени величина задержания талых и дождевых вод вследствие уменьшения водоаккумулирующей способности снежно-фирновой толщи в течение периода абляции. Необходимо установить, насколько

фактический водный режим отличается от теоретически установленного при постоянной величине потерь на поверхностное задержание.

Для исследования поставленных вопросов были отобраны три ледника, области питания которых расположены в различных гляциологических зонах, отличающихся по преобладающему типу питания. Область питания ледника Джанкуат на Кавказе относится главным образом к теплой фирновой зоне, ледника Северный Ашутер на Тянь-Шане — к фирново-ледяной зоне, ледника № 31 в Сунтар-Хаята — к ледяной зоне.

При расчете водного режима области питания изменения всех характеристик водного баланса ставятся в зависимость от высоты точки наблюдения при пренебрежении изменениями характеристик в горизонтальном направлении. Расчеты для точки производятся по методике, изложенной в п. 3.

Наиболее полные и надежные данные относятся к леднику Джанкуат. Величина таяния как главной составляющей величины поступления талых и дождевых вод определяется почти в 40 точках, и затем вычисляется ее среднее значение для каждой высотно-морфологической зоны. Высотно-морфологическая зона представляет собой участок ледника, ограниченный по высоте и имеющий в целом одинаковую экспозицию и крутизну склона [34]. Для Джанкуата высотно-морфологические зоны имеют вертикальную протяженность от 50 до 130 м. Величина запасов воды в сезонном снежном покрове, определяющая водоаккумулирующую способность, также измеряется во многих точках, и затем вычисляется ее среднее значение для каждой зоны. Полученные средние значения величин относятся к средней высоте зоны. Остальные характеристики водного режима определяются или вычисляются для точки с высотой, равной средней высоте зоны. Подобный подход широко применяется в настоящее время при вычислении баланса массы ледника, когда в пределах каждой высотной или, что, по мнению автора, удобнее, высотно-морфологической зоны, данные по аккумуляции или абляции осредняются, а среднее значение относят к средней высоте зоны.

Данные, относимые к средней высоте зоны, могут быть выражены или в слое воды или, с учетом площади зоны, в единицах объема воды, т. е. так же, как это делается в расчетах баланса массы ледников. Для исследования изменения соотношений между компонентами уравнения водного баланса целесообразно вести расчеты несколько раз за сезон абляции и предпочтительно через равные интервалы времени. При этом все величины составляющих водного баланса удобно выражать в виде интегральных сумм, накапливающихся с начала периода абляции.

Такие вычисления были выполнены для области питания ледника Джанкуат по полумесячным интервалам времени се-

зона абляции 1969 г. Часть результатов вычислений, относящаяся к весеннему периоду области питания, наглядно показана на рис. 16. К 11/VI сток начался лишь с самой нижней части области питания. Количество воды, аккумулированной снежно-фирновой толщей, было еще небольшим, а в верхних зонах все талые воды израсходовались на весеннее льдообразование,

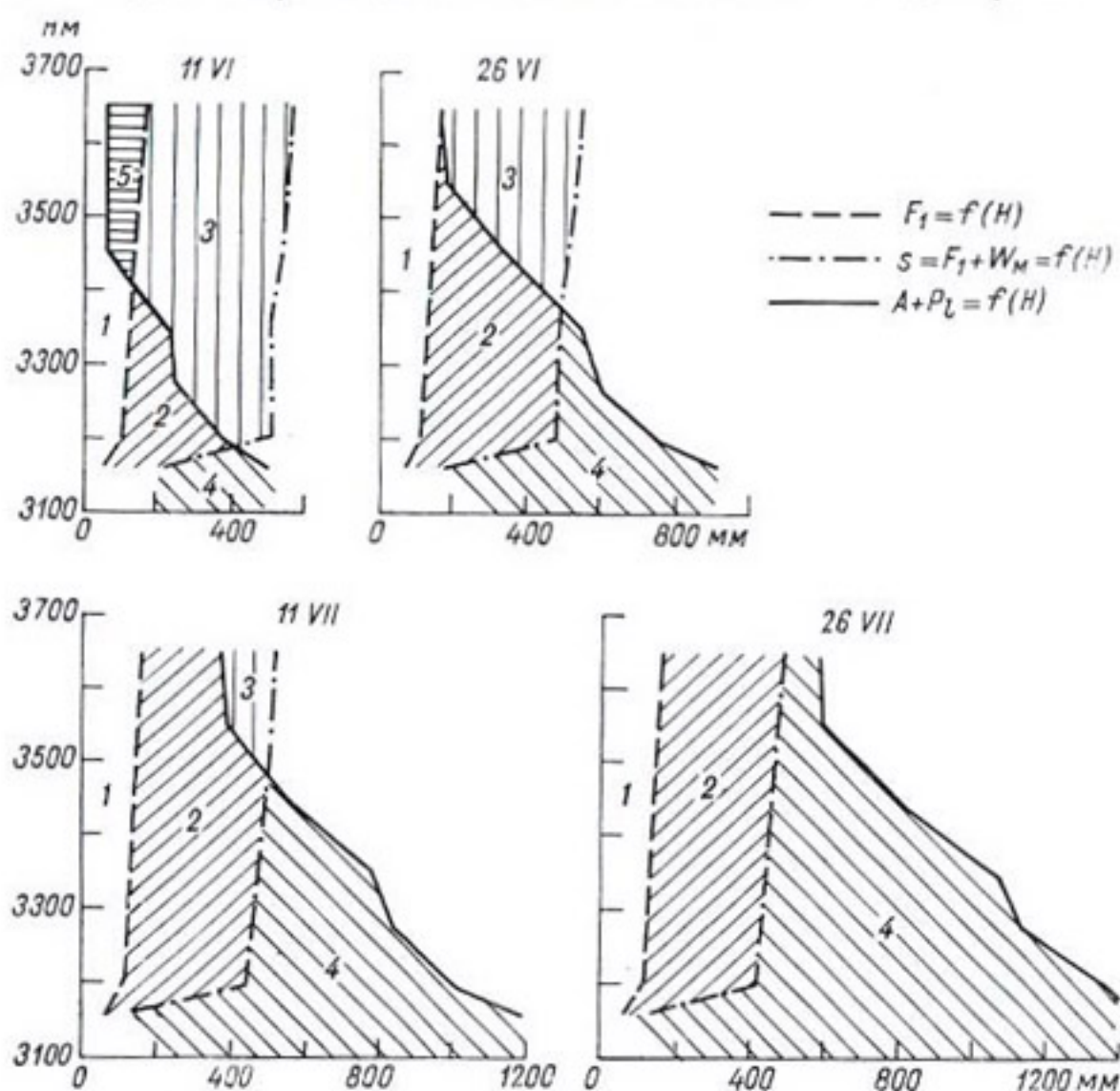


Рис. 16. Изменения с высотой компонентов водного баланса снежно-фирновой толщи области питания ледника Джанкуат в весенний период 1969 г.

1 — весеннее льдообразование  $F_1$ ; 2 — водоудерживающая способность  $W_M$ ; 3 — потенциальная водоудерживающая способность  $W_{пот}$ ; 4 — сток  $R$ ; 5 — потенциальное весеннее льдообразование  $F_{1, пот}$ .

и еще остался некоторый запас холода. Через полмесяца, 26/VI, сток уже происходил со всей нижней половины области питания, запас холода полностью израсходовался, и снежно-фирновая толща содержала значительное количество воды, за исключением самой верхней зоны, где объем талых и дождевых вод в точности был равен величине весеннего льдообразования. Еще через полмесяца, к 11/VII, действующая площадь (область, дающая сток) почти достигла высоты 3500 м, снежно-фирновая толща почти везде насытилась водой до состояния водоудерживающей

способности, и потенциальная водовместимость снежно-фирновой толщи осталась весьма небольшой. Наконец, лишь к 26/VII, т. е. через два с лишним месяца после начала абляции, сток стал происходить со всей области питания. Средняя скорость продвижения фронта водоотдачи оказалась равной приблизительно 10 м/сут. Изменение интегрального слоя стока с высотой и во времени показано на рис. 17.

График нарастания действующей площади области питания ледника  $S_d$  показан на рис. 18. Здесь же приводятся кривые фактического накопления талых вод  $W_f$  и потенциальной емкости снежно-фирновой толщи  $W_n$ . Последняя кривая неуклонно понижается как из-за уменьшения водоудерживающей способности снежной толщи, так и из-за убыли снега вследствие его таяния. Наибольшее количество воды, аккумулируемой фирном, приходится на конец июля, когда оно составляет почти 600 тыс. м<sup>3</sup>, что в пересчете на область питания составляет около 320 мм, а в пересчете на всю площадь ледника — 210 мм.

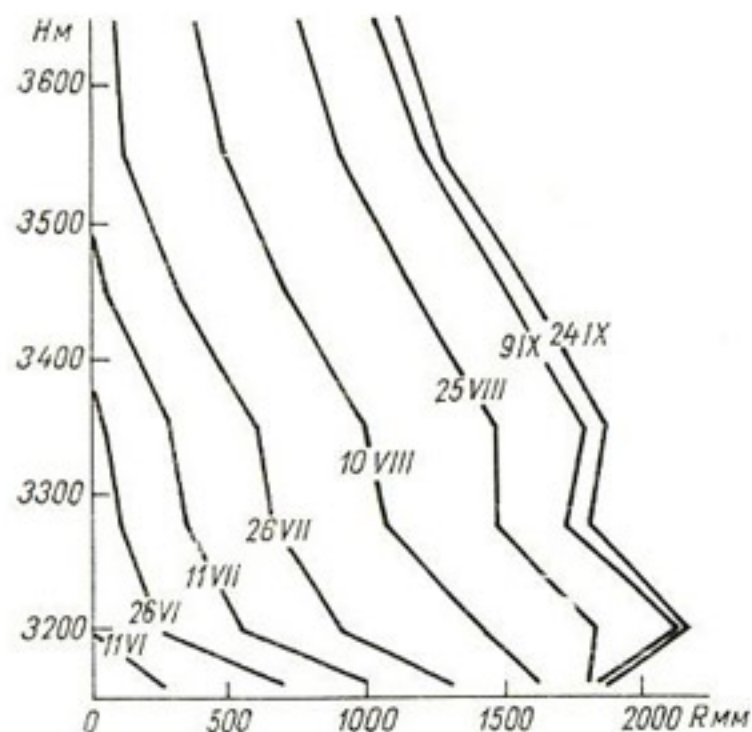


Рис. 17. Изменение слоя стока из снежно-фирновой толщи ледника Джанкуат с высотой в течение сезона абляции 1969 г.

На рис. 18 приводится также изменение коэффициента стока. Интегральный коэффициент стока  $\eta_{\Sigma}$  плавно увеличивается до 0,85, а дифференциальный коэффициент стока  $\eta_i$  после начала стока со всей площади ледника становится несколько больше единицы.

Ориентировочное распределение коэффициента стока по месяцам следующее:

Ориентировочное распределение коэффициента стока по месяцам следующее:

	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Дифференциальный коэффициент стока . . . . .	0,3	0,8	1,1	1,1
Интегральный коэффициент стока . . . . .	0,3	0,6	0,8	0,8

Очевидно, что если к концу периода абляции сумма талых и дождевых вод меньше водоаккумулирующей способности снежно-фирновой толщи ( $A + P_t < s$ ), то стока из толщи нет ( $R = 0$ ), и можно считать, что участок относится к холодной фирновой зоне. Экстраполяция кривых  $A + P_t = f(H)$  и  $s = f(H)$  показала,

что на Центральном Кавказе на склонах северных экспозиций можно ожидать распространения холодной фирновой зоны начинающая с высоты 3900 м.

Рассмотрим зависимость величин поступления воды и стока со всей области питания ледника (рис. 19). Поскольку водоаккумулирующая способность снежно-фирновой толщи непрерывно

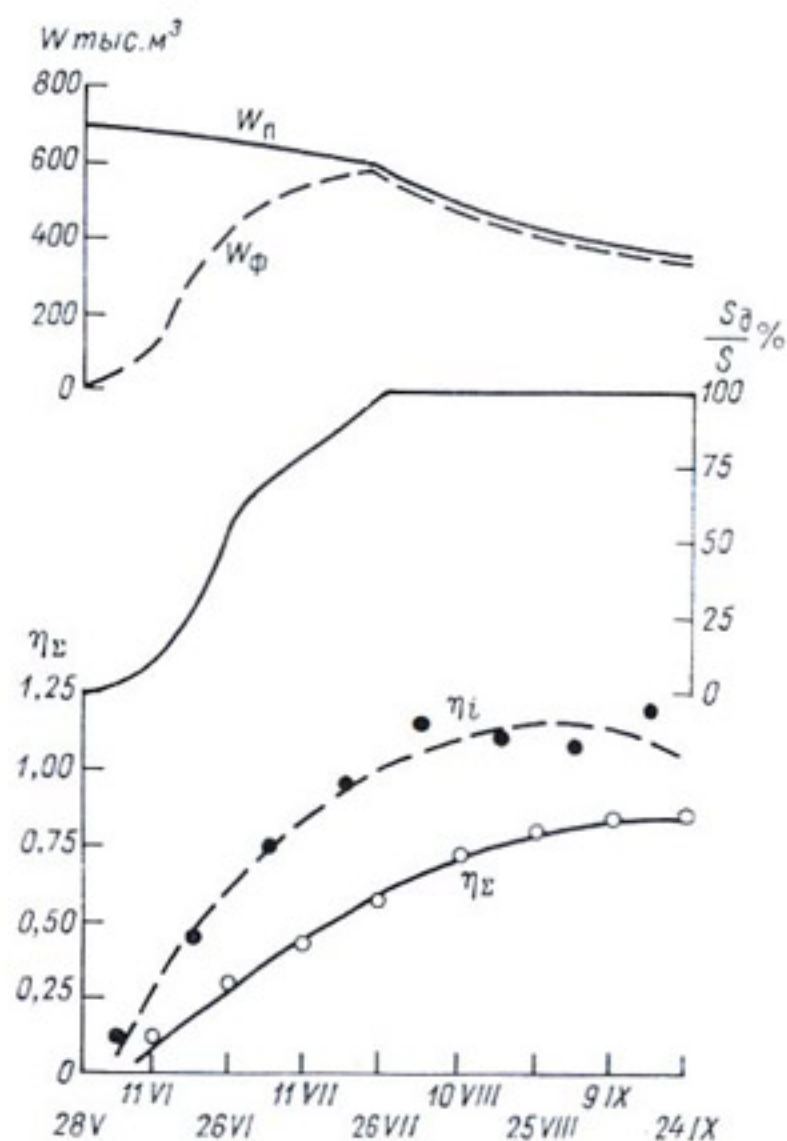


Рис. 18. Изменение характеристик водного режима снежно-фирновой толщи ледника Джанкуат в течение сезона абляции 1969 г.

меняется, кривая  $R=f(A+P_t)$ , строго говоря, не соответствует формуле (1.36). В качестве параметров формулы (1.36) были взяты весенняя и осенняя водоаккумулирующая способность снежно-фирновой толщи. Полученные две зависимости являются огибающими фактических точек, причем в нижней части фактическая и кривая близки к расчетной при величине «потерь», равной весенней водоаккумулирующей способности, а в верхней части она практически совпадает с расчетной кривой при параметре, равном осенней водоаккумулирующей способности. По-видимому, для практических целей можно задаваться средним

многолетним ходом величины водоаккумулирующей способности.

Половина «вилки» значений стока, полученных для конца сезона абляции по двум вычисленным кривым, не превышает 80 мм, или 5% величины стока. При осреднении на всю площадь ледника, а тем более на площадь реального бассейна реки с ледниковым питанием, величину потерь стока с фирновой области можно принимать в качестве средней для сезона абляции величины.

Для анализа водного режима области питания, преимущественно расположенной в фирново-ледяной зоне, были использо-

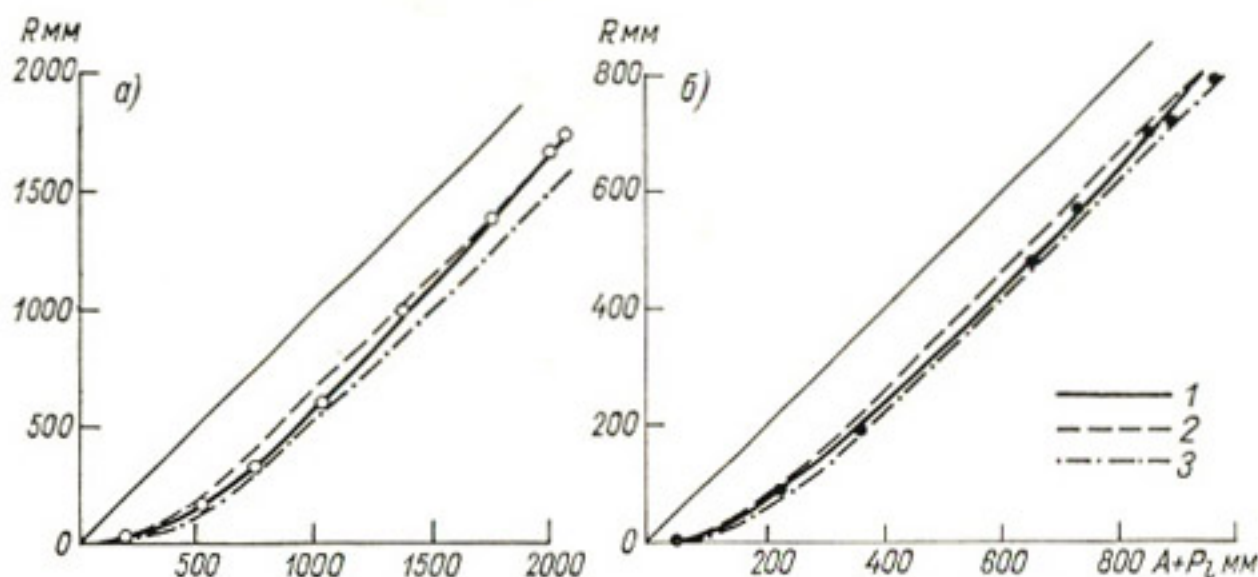


Рис. 19. Зависимость стока с области питания ледника от величины поступления талых и дождевых вод на ее поверхность: а — Джанкуат, 1969 г.; б — Северный Ашутер, 1958 г.

1 — фактическая кривая; 2 — кривая при постоянной во времени величине потерь, равной осенней водоаккумулирующей способности; 3 — то же, если величина потерь равна весенней водоаккумулирующей способности.

ваны данные по леднику Ашутер на Тянь-Шане. На этом леднике в 1958 г., во время Международного геофизического года, производились измерения температур снега, фирна и льда, сопровождавшиеся другими дополнительными измерениями (мощности фирна и пр.) [138]. Таяние вычислялось по температурному коэффициенту таяния. В качестве исходных брались температуры воздуха на метеостанции Большой Кызылсу, расположенной в той же долине на высоте 2550 м. Вертикальные градиенты температуры воздуха и температурный коэффициент таяния были взяты из предшествующих работ автора [31 и др.].

Расчет водного режима производился по схеме, изложенной в п. 3. Вычисления делались по полумесячным интервалам времени для трех уровней (3975, 4075 и 4175 м), характеризующих практически весь интервал высот области питания.

Сток с нижней части области питания начинается в первой половине июня, а к 1/VII вся область питания уже является действующей. Быстрое нарастание действующей площади выз-

вано относительно малой мощностью снежно-фирновой толщи (до 4—6 м). С момента начала стока интегральный коэффициент стока довольно быстро нарастает до 0,82. Дифференциальный коэффициент стока быстро увеличивается в начале периода абляции, а затем с момента, когда сток происходит со всей области питания, он колеблется около величины 0,8 (т. е. около 20% воды расходуется на летнее льдообразование).

Распределение коэффициентов стока по месяцам следующее:

	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Дифференциальный коэффициент стока . . . . .	0,4	0,8	0,8	0,8
Интегральный коэффициент стока . . . . .	0,5	0,8	0,8	0,8

Зависимость  $R=f(A+P_l)$  не параллельна биссектрисе прямого угла (рис. 19 б), хотя и незначительно. В период абляции заметно сокращается водоаккумулирующая способность снежно-фирновой толщи не только вследствие ее перекристаллизации, но и из-за ее заметной относительной убыли. С другой стороны, уменьшение водоаккумулирующей способности компенсируется затратами воды на летнее льдообразование, и общее количество воды, изымаемой из стока в течение всего сезона абляции, сохраняется близким к постоянному. На рис. 19 б нанесены также две кривые, вычисленные по уравнению (1.36) при двух значениях слоя максимальных потерь, равных весенней и осенней водоаккумулирующей способности. Слой весенней водоаккумулирующей способности ( $F_1+W_m$ ) оказался для всей площади питания равным 140 мм, а осенней водоаккумулирующей способности, или инфильтрационного и конжеляционного льдообразования за год ( $F_1+F_2+F_3$ ), был равен 180 мм. Как и в случае с теплой фирновой зоной, фактическая кривая  $R=f(A+P_l)$  оказалась между двумя вычисленными кривыми, причем, очевидно, что как и для теплой фирновой зоны, для районов, где преобладает фирново-ледяная зона льдообразования, в качестве величины водоаккумулирующей способности в целом для областей питания ледников можно принимать среднюю для сезона абляции величину.

Для анализа водного режима области питания, расположенной преимущественно в ледяной зоне, были использованы материалы наблюдений во время МГГ на леднике № 31 на хребте Сунтар-Хаята в 1958 г. [77, 78]. На леднике по продольному профилю было установлено 16 реек, по которым пять раз за сезон абляции измерялись прирост или убыль льда, убыль снега и фирна, масса снега и фирна. Эти данные вместе с материалами термометрических и метеорологических наблюдений позволили автору настоящей работы вычислить ход основных составляющих уравнения водного баланса.



Ледник № 31 находится в условиях резко континентального климата. Температуры льда весьма низки, так что на нижней границе активного слоя температура равна  $-10^{\circ}\text{C}$ . Низкие температуры льда обеспечивают сравнительно большое летнее льдообразование, являющееся единственным источником питания ледника и, с другой стороны, потерь талых вод. Средняя для области питания величина летнего льдообразования к концу периода абляции равна 230 мм. Из-за малой массы снежно-фирновой толщи (200—600 мм) весеннее льдообразование не превышает 10 мм, хотя температуры снега весьма низки. Количество жидкой воды, удерживаемой снежным покровом, изменяется от 60 мм в начале периода абляции до 20 мм в его середине.

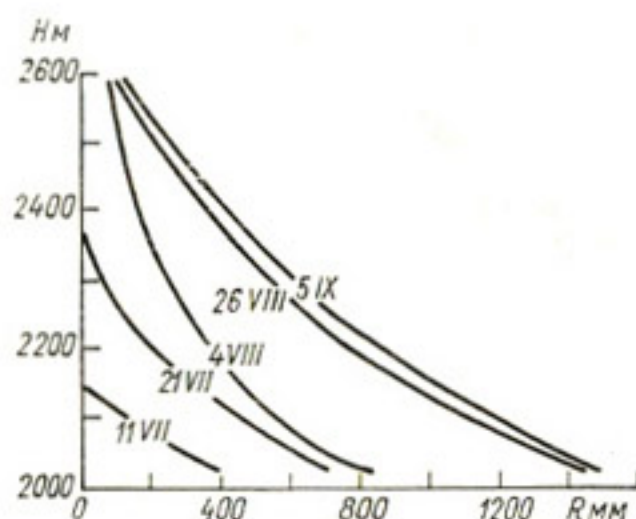


Рис. 20. Изменение интегральной величины стока с высотой в течение сезона абляции 1958 г. на леднике № 31.

Исследование водного режима производилось по высотным зонам вертикальной протяженностью 100 м. В каждой зоне, как правило, было установлено по три рейки. На ледниках с преобладанием конжеляционного льдообразования нет заметного скачка в особенностях водного режима при переходе от области абляции

к области аккумуляции. Поэтому было вполне обоснованным рассматривать изменение составляющих водного баланса по всему леднику.

Июнь отличался весьма слабым таянием, и образовавшиеся воды расходовались на весеннее льдообразование и насыщение водой снежной толщи. К 10/VII таяние усилилось, и с нижней части ледника начался сток, а на большей его части талые воды расходовались на летнее льдообразование, так что часть воды замерзала, а часть стекала. В последних числах июля сток происходил уже со всей площади ледника (рис. 20).

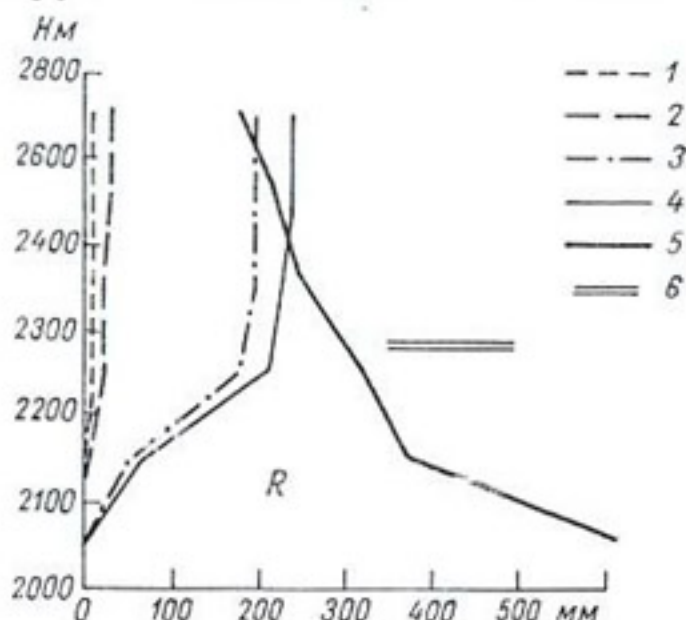
На рис. 21 приведен пример изменения составляющих водного баланса с высотой для 21/VII. Сток происходил ниже высоты 2400 м. Выше этого уровня талые и дождевые воды расходовались главным образом на летнее льдообразование, в то время как количество воды, аккумулированное в толще снега, было весьма малым.

Интегральный коэффициент стока с области питания увеличивается к концу сезона абляции (к началу сентября) до 0,63. Дифференциальные коэффициенты стока в начале сезона абляции равны нулю, в середине сезона абляции они весьма невелики вследствие большого летнего льдообразования, а в конце

сезона абляции они близки к единице или даже могут превышать ее, так как затраты на летнее льдообразование (уже небольшие) с избытком компенсируются водоотдачей из стаиваю-

Рис. 21. Изменения с высотой составляющих водного баланса ледника № 31 за период с начала абляции по 21/VII 1958 г.

1 — весеннее льдообразование  $F_1$ ; 2 — водоудерживающая способность снежно-фирновой толщи  $W$ ; 3 — летнее льдообразование  $F_2$ ; 4 — суммарные потери талых и дождевых вод ( $F_1 + F_2 + W$ ); 5 — величина поступления талых и дождевых вод  $A + P_t$ ; 6 — граница питания на 1958 г.



щей снежно-фирновой толщи. В целом точность определения дифференциальных коэффициентов стока в данном случае невелика.

Распределение коэффициентов стока по месяцам следующее:

	Июнь	Июль	Август
Дифференциальный коэффициент стока . . . . .	0,0	0,3	1,0
Интегральный коэффициент стока . . . . .	0,0	0,3	0,6

На рис. 22 дана кривая зависимости стока с области питания ледника № 31 от величины поступления воды  $R = f(A + P_t)$ .

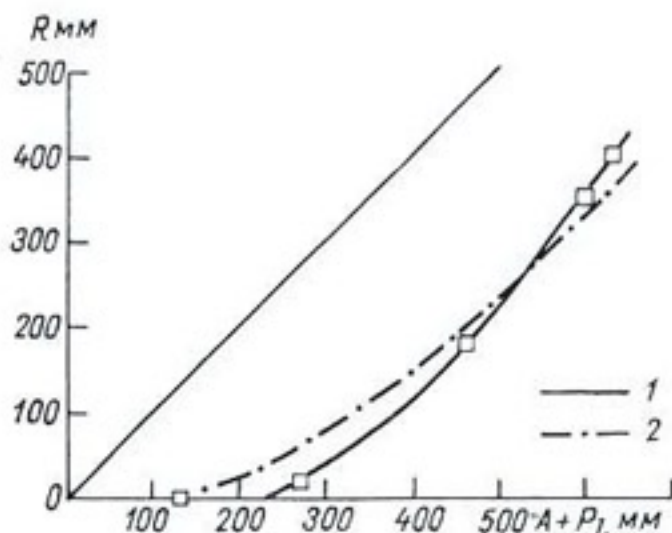


Рис. 22. Зависимость стока с области питания ледника № 31 от величины поступления талых и дождевых вод на ее поверхность в 1958 г.

1 — фактическая кривая; 2 — кривая при постоянной во времени величине потерь, равной сумме весенней водоаккумулирующей способности и летнего льдообразования в среднем периоде абляции.

Кривая не аппроксимируется уравнением (1.36) при величине параметра  $\rho_0$ , равной весенней водоаккумулирующей способности, так как основная величина потерь связана с летним

льдообразованием. Она неудовлетворительно аппроксимируется и при величине потерь, равной сумме весенней водоаккумулирующей способности и летнего льдообразования в середине периода абляции. Таким образом, если на леднике питание наложенным льдом преобладает, то уравнение (1.36) неприменимо для описания кривой  $R=f(A+P_l)$ , и для определения стока необходимо задаваться ходом потерь во времени. Правда, для реальных бассейнов с такой сложностью вряд ли придется

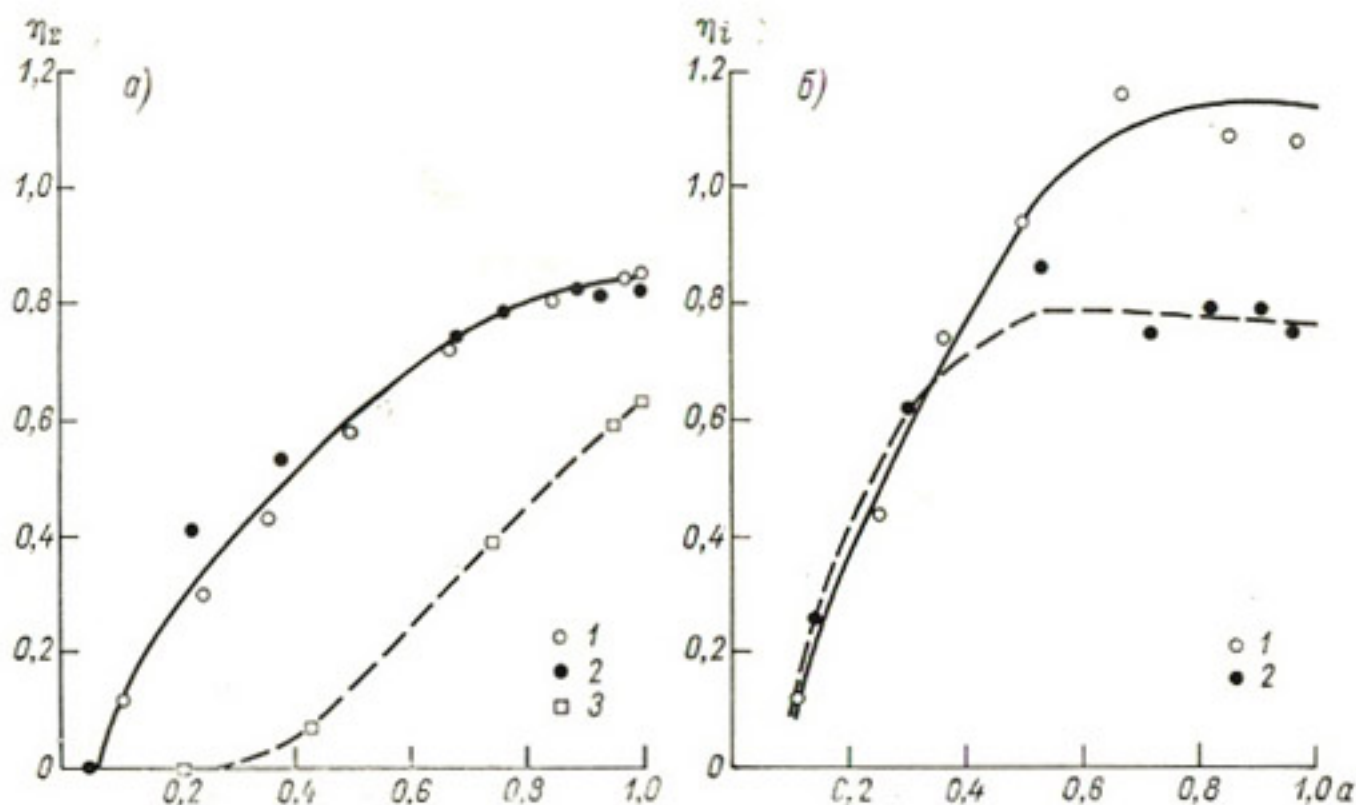


Рис. 23. Зависимость интегрального (а) и дифференциального (б) коэффициента стока от поступления воды (в долях от поступления за весь сезон абляции) для областей питания трех репрезентативных ледников.

1 — ледник Джанкуат, 1969 г.; 2 — ледник Северный Ашутер, 1958 г.; 3 — ледник № 31, 1958 г.

столкнуться, ибо таких ледниковых районов весьма мало, относительные площади оледенения в них также малы, если не принимать во внимание своеобразную форму оледенения — наледи, отличающиеся своеобразным водным режимом [78].

Рассмотрим теперь зависимость коэффициента стока от величины поступления воды для всей площади аккумуляции ледника. Е. Г. Попов в работе [111] показал, что при поверхностной емкости, близкой к постоянной величине, коэффициент стока нелинейно однозначно зависит от поступления. В нашем случае аналогом поверхностной емкости является водоаккумулирующая способность области питания.

На рис. 23 показана зависимость интегрального коэффициента стока от поступления воды (в долях от поступления за весь сезон абляции) для областей питания трех рассмотренных выше ледников. Зависимость для ледников Джанкуат и Север-

ный Ашутер оказалась общей. Она практически совпадает с теоретической кривой, приведенной Е. Г. Поповым (см. [111, рис. 19]), что неудивительно, так как выше было установлено, что для теплой фирновой и фирново-ледяной зон величину водоаккумулирующей способности можно принять постоянной для всего сезона абляции. Вероятно, до получения более полных данных кривую можно рассматривать как территориально общую для областей питания ледников Кавказа и Тянь-Шаня. Зависимость интегрального коэффициента стока от суммы талых и дождевых вод для Сунтар-Хаята отражает факт поглощения большей части поступающей воды на летнее льдообразование в первую половину сезона абляции.

Интересными представляются кривые зависимости дифференциального коэффициента стока от относительной величины поступления талых и дождевых вод для областей питания ледников Джанкуат и Северный Ашутер (рис. 23 б). В нижней части кривые для обоих ледников практически одинаковы. В верхней части кривая для Северного Ашутера отражает факт расходования части воды на летнее льдообразование и является, видимо, достаточно типичной для областей питания ледников с преобладанием фирново-ледяной зоны. Кривая для Джанкуата отражает уменьшение водоаккумулирующей способности снежно-фирновой толщи и также, видимо, типична для областей питания ледников с преобладанием теплой фирновой зоны льдообразования.

Проведенный в данной главе анализ водного режима областей питания ледников и его внутригодовых изменений свидетельствует об очень большом разнообразии их гидрологических условий. В связи с этим ответ на один из основных вопросов гидрологии ледников — о роли областей питания в суммарном стоке с ледников — не может быть однозначным. Ответ на этот вопрос должен базироваться на том, преимущественно к какой гляциологической зоне относится область питания данного ледника.

Если говорить о горных ледниках СССР, то области питания высокорасположенных ледников Памира играют относительно небольшую роль в формировании ледникового стока, так как холодная фирновая зона занимает в них, по всей видимости, немалое место. Наоборот, области питания ледников Кавказа и Тянь-Шаня относятся в основном к зонам частичного усвоения талых вод (теплой фирновой, фирново-ледяной, ледяной), потери талых вод в них относительно невелики, и вследствие этого, а также из-за существенно большей площади областей аккумуляции, чем областей абляции, сток с областей питания значителен.

Важной задачей гляциологии и гидрологии ледников следует считать исследование распространения гляциологических зон в горных районах. В частности, серьезное внимание следует

уделить изучению полосы с условиями, переходными от холодной фирновой к теплой фирновой и фирново-ледяной зонам, которая в этой книге названа субхолодной фирновой подзоной. Большое значение имеет исследование распространения холодной фирновой зоны, нижняя граница которой является верхним рубежом стока с ледников, а также разработка методов определения этой границы по метеорологическим данным.

## 1.2. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА В ОБЛАСТИ АБЛЯЦИИ

### 1.2.1. СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА И ЗАПАСЫ АККУМУЛИРУЕМЫХ ВОД

Своеобразие поверхности льда заключается в том, что он практически водонепроницаем, но в то же время легко изменяется под воздействием внешних факторов, образуя формы микрорельефа, играющие первостепенную роль в водном режиме поверхности льда в связи с их влиянием на условия накопления и стекания талых и дождевых вод.

Основными факторами, влияющими на образование важных, с точки зрения водного режима, форм микрорельефа, являются: солнечная радиация, текущая вода, напряжения в теле ледника, температурный режим активного слоя льда.

Солнечная радиация поглощается главным образом поверхностью льда, однако часть ее проникает и глубже. Ниже глубины 5 см проникает 8% вошедшей в лед суммарной радиации, ниже 10 см — 1,6% [164]. По наблюдениям на Полярном Урале [106], практически вся солнечная радиация поглощается верхним 10-сантиметровым слоем льда. По измерениям Б. П. Кароль [68], на леднике Федченко на глубину 12 см проникало 4% вошедшей через поверхность льда радиации.

Проникающая в лед радиация после его нагрева до температуры, близкой к 0°C, расходуется на таяние. Таяние всегда начинается по границам кристаллов льда, что приводит к образованию каналов и ячеек, заполненных водой. В дальнейшем лед разделяется на отдельные зерна, не везде соприкасающиеся друг с другом, а вода стекает [147]. В свою очередь, нижележащий слой начинает разрушаться и заполняется водой. Поверхностный слой льда, преобразованный в результате воздействия солнечной радиации, называется корой радиационного таяния [147], или просто корой таяния [76].

Г. А. Авсюк [4] выделяет три горизонта коры таяния ледников Тянь-Шаня: верхний, разрушенный, в виде ледяного мха; средний, начинающий разрушаться, с пустотами, заполненными водой; нижний, имеющий наибольшую для всей массы ледника плотность (до 0,91 г/см<sup>3</sup>) вследствие замерзания талых вод на

поверхности «холодного» льда. По нашим наблюдениям, кора таяния «теплых» ледников после прогрева верхнего слоя льда до  $0^{\circ}\text{C}$  состоит из двух горизонтов: верхнего, разрушенного, имеющего малую плотность и не содержащего воды, и нижнего, у которого поры заполнены водой (рис. 24). Например, на леднике Джанкуат на высоте 2800 м в 11—12 ч 27/VII 1969 г. верхний слой имел мощность 4,6 см и плотность  $0,75 \text{ г/см}^3$ , нижний слой находился на глубине 4,6—8,2 см, а плотность его была

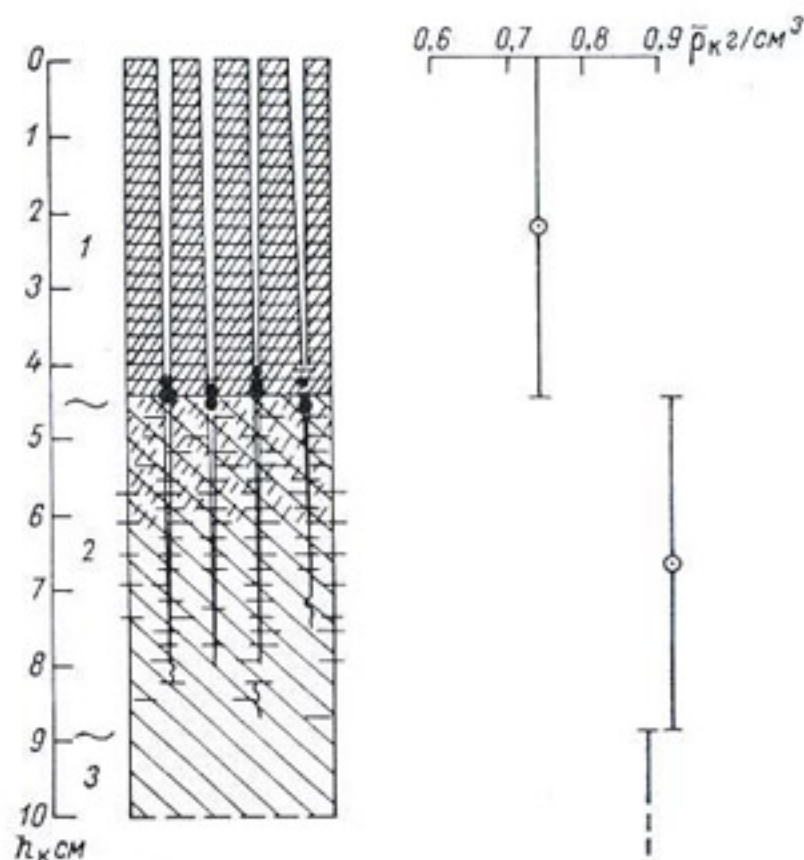


Рис. 24. Осредненный разрез коры таяния ледника Джанкуат по данным ежедневных измерений с 20/VII по 8/VIII 1972 г.

1 — верхний обезвоженный горизонт с зернами криокопнта внизу; 2 — водоносный горизонт; 3 — компактный глетчерный лед.

$0,89 \text{ г/см}^3$ . Ниже находился практически не измененный таянием лед. В зависимости от условий погоды соотношение мощностей горизонтов коры таяния и их плотность меняются весьма заметным образом.

Мощность коры таяния соизмерима со слоем суточной абляции, поэтому каждый день кора предшествующих суток стаивает, в то время как из нижележащих горизонтов льда образуется новая — происходит как бы поступательное движение коры вниз по направлению отвеса. Вместе с тем по мере вытаивания частиц мелкозема кора таяния загрязняется, пока при очередном разрушении коры при погоде конвективного или фронтального типа мелкозем не будет унесен тальми или дождевыми водами.

В развитии коры таяния прослеживается некоторая цикличность, выражающаяся в уничтожении коры в дни с высокой долей конвективной составляющей в тепловом балансе, особенно во время дождей, после чего ее мощность в обычные для ледников умеренных широт дни с высокой долей радиационной составляющей быстро увеличивается, но через несколько дней относительно стабилизируется, колеблясь в зависимости от особенностей погоды данного дня. Тем самым кора таяния сохраняет некоторые черты, унаследованные от погоды предшествующих дней, но в то же время в сильной степени зависит от по-

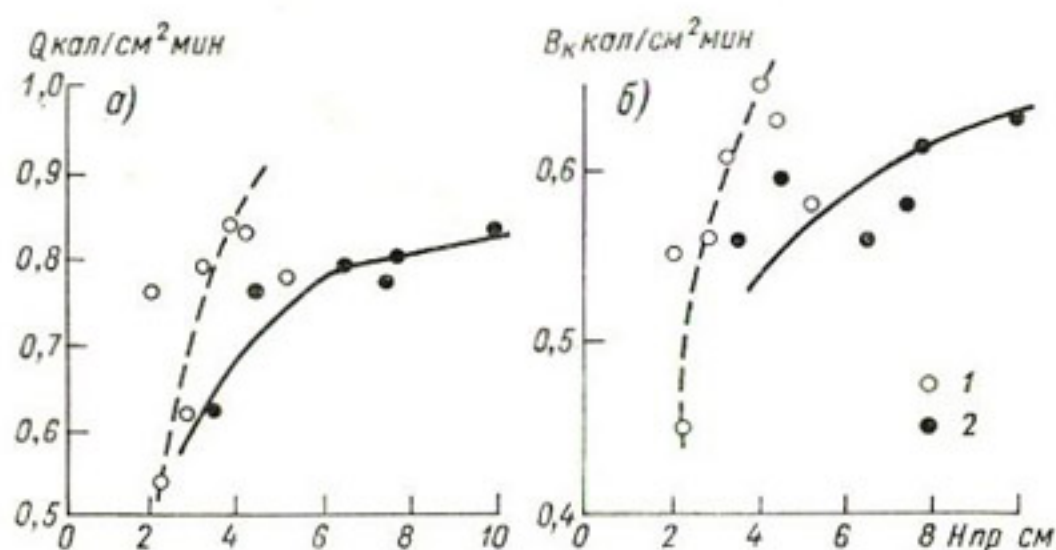


Рис. 25. Зависимость глубины просачивания воды в кору таяния ледника Караткак от средней дневной интенсивности суммарной радиации (а) и дневной интенсивности коротковолнового баланса (б).

1 — для среднезагрязненного льда, 2 — для слабозагрязненного льда.

годы текущего дня вследствие того, что мощность коры таяния соизмерима с суточным слоем абляции.

При исследовании коры таяния (с точки зрения гидрологии ледников) рассматривается водный режим коры и учитываются колебания ее плотности при определении таяния для расчетов водного баланса. Что касается водного режима коры таяния, то здесь основными вопросами являются глубина проникновения талых вод в кору (т. е., по сути дела, мощность коры), количество воды, удерживаемое корой и скорости горизонтального перемещения воды во втором горизонте коры таяния.

Поскольку мощность коры таяния зависит от глубины проникновения солнечных лучей в лед, и, с другой стороны, мощность коры соизмерима с величиной суточной абляции, то, очевидно, должна существовать прямая зависимость глубины проникновения талых вод от величины суммарной радиации или коротковолнового баланса за день (для дней без заметных жидких осадков). Действительно, наблюдения А. Е. Сизова в 1970 г. на Караткакке подтверждают эту закономерность (рис. 25). При

этом мощность коры таяния уменьшается при увеличении степени загрязнения льда (при прочих равных условиях), что естественно, так как прозрачность льда уменьшается при увеличении загрязнения.

По данным наблюдений на леднике Карабаткак в 1970 г. и леднике Джанкуат в 1971 г. за глубиной просачивания воды в лед различной загрязненности установлена средняя глубина просачивания воды в зависимости от типа погоды в день наблюдений (табл. 7). Типы погоды приняты по А. П. Волошиной [20]. Степень загрязненности льда может быть оценена по числу зерен криоконита на 100 см<sup>2</sup> поверхности льда: чистый лед — менее 200 зерен, слабозагрязненный лед — 200—300 зерен, среднезагрязненный лед — 300—600, сильнозагрязненный лед — более 600 зерен.

Таблица 7

Средняя глубина просачивания воды в ледниковый лед (см)  
в зависимости от типа погоды в день наблюдений

Тип погоды	Среднезагрязненный лед	Слабозагрязненный лед	Чистый лед
Антициклональный	5	10	13
Конвективный без осадков	4	8,5	11
Конвективный с осадками	3,5	7	9
Фронтальный	3	6	7,5

Установлена также зависимость отношения мощности первого, безводного, горизонта коры таяния ко второму, насыщенному водой, от различных типов погоды в день наблюдения (табл. 8).

Таблица 8

Отношение верхнего горизонта коры таяния к нижнему в зависимости от типа погоды в день наблюдений

Тип погоды	Среднезагрязненный лед	Слабозагрязненный лед	Чистый лед
Антициклональный	1,2	2,0	3,4
Конвективный без осадков	1,0	1,7	2,8
Конвективный с осадками	0,8	1,5	2,3
Фронтальный	0,6	1,3	2,0

Из табл. 7 и 8 следует, что мощность нижнего, насыщенного водой, горизонта коры таяния составляет 2—3 см. Согласно измерениям на Джанкуате, плотность его после стекания воды не менее 0,7 г/см<sup>3</sup> и пористость, следовательно, не более 23%. Тогда запас воды в жидкой фазе в коре таяния может быть



оценен величиной 5—7 мм, что соизмеримо со средней часовой величиной таяния.

Мощность коры таяния неодинакова по площади. В руслах даже небольших потоков коры таяния нет, а на микроводоразделах ее мощность наибольшая. При этом гипсометрически кровля второго горизонта на микроводоразделах находится выше урезов воды в ручейках. Кровля второго горизонта коры таяния представляет собой поверхность водоносного горизонта, рельеф которого повторяет в сглаженном виде микрорельеф поверхности льда. Очевидно, что при этом существует поток воды в коре таяния, направленный к ближайшему микротальвегу. Измерения скоростей движения воды в коре, выполненные на Джанкуате посредством пуска краски, показали, что при угле наклона поверхности, равном 6—7°, скорости движения составляли около 1,5 м/ч. Наблюдения Л. Дерикса [162] на стоковой площадке площадью 5320 м<sup>2</sup> на леднике Пейто в Канаде показали, что средняя длина пробега талых вод по коре таяния составляет 4—5 м при времени движения воды менее получаса. Таким образом, скорость движения воды составляла 8—10 м/ч. Очевидно, скорость движения воды в коре зависит от коэффициента фильтрации коры и, с другой стороны, от того, что считать собственно корой, а что микроручейками, ее дренирующими. Поэтому на данной стадии изучения этого вопроса можно констатировать, что скорость движения воды в коре таяния равна 1—10 м/ч, а длина безусловного пути ее движения составляет несколько метров.

Помимо коры таяния, солнечная радиация создает также формы микрорельефа, связанные с неодинаковым таянием вследствие неравномерного распределения моренного материала по поверхности ледника в области абляции. Крупные отдельно лежащие камни создают ледниковые столы. Мелкие камни и мелкозем, наоборот, протаивают, формируя стаканы, соты, наперстки и пр. Очевидно, существует некоторый критический размер камня, при котором он должен оставаться на поверхности, не втаивая в лед и не вытаявая из него. Эксперимент по определению зависимости глубины протаивания от диаметра отдельно лежащего камня был выполнен на языке ледника Джанкуат (рис. 26). Наибольшая глубина протаивания оказалась характерной для камней диаметром около 10 см, нулевое протаивание отличает камни диаметром около 30—40 см.

В отрицательных формах микрорельефа скапливается некоторое количество воды. Для оценки слоя воды, аккумулирующейся в понижениях микрорельефа на поверхности льда, на леднике Джанкуат в 1965 г. были поставлены специальные съемки. По трем поперечным профилям строго каждые 300 см с точностью до 1 мм измерялась высота слоя воды, находящейся на льду. Вода на льду была в тех местах, где уровень, соответствующий кровле второго горизонта коры таяния, выходил на

дневную поверхность (см. рис. 24). В большинстве точек слой воды на поверхности льда был менее 1 мм. Естественно, что при этих съемках вода, находящаяся во втором горизонте коры таяния, не учитывалась. Измерения производились всегда в период наибольшего таяния — с 12 до 14 ч, примерно в 300 точках. Среднее суточное таяние на языке ледника в дни съемок составляло от 30 до 68 мм при среднем таянии за период проведения съемок, равном 56 мм/сут. Запасы воды,

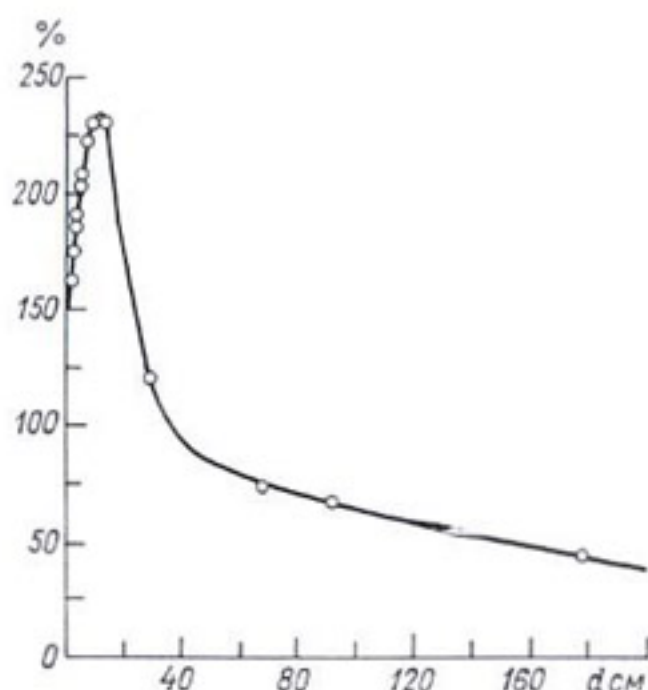


Рис. 26. Таяние среднезагрязненного льда под отдельно лежащими камнями различного диаметра (в % от таяния чистой поверхности льда) по наблюдениям на леднике Жанкуат 18/VII—13/VIII 1969 г.

аккумулированные в отрицательных формах микрорельефа на поверхности ледникового языка, изменялись следующим образом:

Дата . . . . .	22/VII	27/VII	2/VIII	7/VIII	12/VIII	17/VIII	22/VIII
Запас воды, мм .	6,0	6,2	5,5	4,4	8,4	4,5	4,9

Таким образом, средний запас воды в понижениях микрорельефа может быть оценен величиной 6 мм. Можно полагать, что в отдельных случаях эта величина может превышать 10 мм. Средний запас накопленной на льду воды соизмерим с величиной таяния воды за один час. Вместе с тем гипотеза, высказанная автором в одной из ранних работ [29], о происхождении гляциальных селей вследствие быстрого стекания больших масс воды, аккумулированных на поверхности льда, не оправдывается.

Анализ материалов съемок запаса воды на поверхности льда позволяет оценить, какая часть языка ледника покрыта водой. Строго говоря, в околополуденные часы вся поверхность ледника покрыта пленкой воды, но толщина ее во многих местах менее 1 мм. По данным съемок, слоем воды толщиной более 1 мм покрыто в среднем около  $\frac{1}{3}$  поверхности ледника. Приводим распределение площадей языка ледника, занятых определенным слоем воды в соответствии с материалами съемки, выполненной по трем поперечным профилям с измерениями точно каждые 150 см 27/VII 1965 г. с 12 до 14 ч (табл. 9). Таяние 27/VII было

близким к среднему суточному за месяц. В табл. 9 приводится также процентное распределение объемов воды, аккумулируемой микроформами, имеющими различную глубину.

Т а б л и ц а 9

Распределение площадей языка ледника Джанкуат, покрытых слоями воды различной толщины и объемов воды, аккумулируемой этими слоями, по данным съемки от 27 июля 1965 г.

Слой воды, мм	Площадь покрытия, %		Аккумулированный объем, %	
	в интервале	нарастающая	в интервале	нарастающий
Менее 1	65,4	65,4	0,0	0,0
От 1 до 9	17,4	82,8	15,4	15,4
" 10 " 19	9,2	92,0	24,5	39,9
" 20 " 29	2,7	94,7	12,1	52,0
" 30 " 39	1,8	96,5	11,2	63,2
" 40 " 49	1,3	97,8	11,0	74,2
" 50 " 59	0,7	98,5	6,8	81,0
" 60 " 69	0,9	99,4	10,3	91,3
" 70 " 79	0,4	99,8	5,3	96,6
" 80 " 89	0,0	99,8	0,0	96,6
" 90 " 99	0,2	100,0	3,4	100,0

Из табл. 9 следует, что лишь 8% площади ледника занимают скопления воды толщиной более 20 мм, но эти скопления аккумулируют 60% воды, находящейся на поверхности льда.

При малых углах наклона поверхности льда, более характерных для ледниковых покровов, но встречающихся и на горных ледниках, условия стока вод, заключенных в коре таяния и первичной гидрографической сети, затруднены, и тогда образуются ледниковые болота. Вот как описывает их на ледниках плоских вершин южного склона Терской Алатау Г. А. Авсюк: «В ясные летние дни плоские внутренние поверхности ледников представляют собой форменные «ледниковые болота», состоящие из губчатого рыхлого льда, насыщенного водой. Талые воды в этих частях в основном стекают по ветвящейся, непрерывно меняющейся сети бесчисленных мелких эмбриональных борозд стока» [2, с. 19].

Еще более сильно развиты болота на слабонаклонных ледниковых поверхностях на последней стадии исчезновения зимнего снежного покрова, когда снежный покров насыщен водой до состояния полной влагоемкости. Шведскими гляциологами эти болота выделяются даже в качестве особой стадии дренирования ледника. Это делает Х. Альман для Шпицбергена [154] и Т. Стенборг для ледника Микка в Северной Швеции [232], где запас воды в болотах в начале абляции достигает 100 мм в пересчете на всю площадь ледника. На леднике Джанкуат снеж-

ные болота располагаются неширокой полосой (до 100 м) по периферии сезонного снежного покрова на нетрещиноватых участках с уклоном до 6—8°. Слой аккумулятивной воды в таких скоплениях может, по нашим оценкам, достигать в отдельных местах 100 мм, но в пересчете на всю площадь языка ледника запас воды в снежных болотах составляет около 5 мм.

На поверхности некоторых ледников встречаются озера. В особенности это характерно для нижних частей языков крупных долинных ледников Средней Азии, находящихся в настоящее время в состоянии деградации. Озера, расположенные на языке ледника Федченко, О. А. Спенглер [119] делит на два типа: а) небольшие озера диаметром 10—12 м и глубиной 1,5—2 м, имеющие слабые колебания уровня, замерзающие зимой и, видимо, не принимающие активного участия в регулировании стока, и б) озера диаметром 200—300 м и глубиной свыше 5 м, отличающиеся заметными колебаниями уровня воды, заполняющиеся в первой половине лета и опорожняющиеся к зиме. Эти озера принимают, очевидно, участие в регулировании стока с ледника.

Значительное количество озер существует на языке Зеравшанского ледника [86], ледника Семенова [1], ледника Петрова. Встречаются иногда озера и на меньших по размеру ледниках. В целом, однако, этот элемент гидрографической сети не типичен для всех ледников, а запасы воды, аккумулятивной в озерах, существенно меняются от одного ледника к другому, хотя величина запасов даже в наиболее благоприятных случаях вряд ли превышает 10—20 мм.

Без учета воды, аккумулятивной на ледниковыми озерами, запас воды, существующей на поверхности льда ледника, складывается из вод, находящихся во втором горизонте коры таяния (5—7 мм), в отрицательных формах микрорельефа непосредственно на поверхности льда (около 6 мм), а также в отдельных, но распространенных случаях в ледниковых болотах (около 5 мм). В сумме запас воды на поверхности льда составляет 12—18 мм, но, вероятно, в отдельных случаях эта величина может увеличиваться до 25—30 мм.

### 1.2.2. ОСОБЕННОСТИ СТЕКАНИЯ ВОДЫ ПО ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА

Относительно малоподвижные запасы воды, накапливающейся в коре таяния, понижениях микрорельефа, ледниковых болотах, дренируются русловой сетью, чрезвычайно широко развитой на поверхности любого языка ледника. Каналы стока воды на поверхности льда могут быть подразделены на три группы: 1) каналы стока, существующие постоянно в течение нескольких лет, с хорошо выработанными и довольно глубоко врезанными руслами; 2) каналы стока с продолжительностью

существования порядка от нескольких суток до нескольких недель, с относительно хорошо выработанными руслами; 3) первичные или эмбриональные каналы стока с продолжительностью существования порядка часов или нескольких суток, с плохо выраженными руслами, сеть которых непрерывно перестраивается.

Для исследования особенностей распространения гидрографической сети на поверхности ледников на Джанкуате в 1969 г. были проведены специальные исследования. По поперечным профилям, протягивающимся через язык ледника, измерялась ширина и глубина всех потоков, имеющих ширину более 10 см, а также расстояние между потоками. В результате измерениями были охвачены потоки третьей группы и практически все потоки второй группы. Результаты съемок представлены в табл. 10.

Таблица 10

Результаты съемок русловой сети с шириной русел более 10 см на поверхности языка ледника Джанкуат

Дата	Высота профиля, м	Длина профиля L, м	Количество русел n	Частота русел $\frac{L}{n}$ м	Густота русловой сети, $\frac{\sum l}{F} = \frac{n}{L}$ м/м <sup>2</sup>
31/VII	2790	276	27	10,0	0,10
	2800	216	29	7,4	0,13
	2830	260	30	8,7	0,12
	2880	328	40	8,2	0,12
13/VIII	2960	182	32	5,7	0,18
	2970	213	45	4,7	0,21
	2980	189	30	6,3	0,16

Средняя взвешенная частота водотоков второй и третьей групп, т. е. средняя длина пробега талых и дождевых вод в коре таяния и первичной гидрографической сети, оказалась равной 7 м. Средняя взвешенная густота водотоков составляет 0,14 м/м<sup>2</sup>, или 140 км/км<sup>2</sup>. Средний запас воды в руслах относительно невелик — 1 мм слоя воды. Величины того же порядка были получены автором для языков трех ледников Центрального Тянь-Шаня [31].

Статистическая обработка результатов съемки показала, что среди русел преобладают неширокие и неглубокие водотоки: средняя взвешенная ширина каналов стока равна 21 см при средней взвешенной глубине 4 см. Крупных водотоков шириной более 50 см оказалось лишь 7% общего числа водотоков, так что средняя густота их равна 5 км/км<sup>2</sup>. Ранее автором [31] были

сделаны расчеты густоты гидрографической сети основных водотоков на языках трех ледников Центрального Тянь-Шаня. Измерения были сделаны на картах ледников масштаба 1 : 5000, где определялась суммарная длина всех изображенных на карте водотоков. Густота оказалась равной 7,8—9,7 км/км<sup>2</sup>, т. е. величиной одного порядка с определенной для крупных русел на Джанкуате. Очевидно, многие не только качественные, но и количественные закономерности строения гидрографической сети на поверхности ледников оказываются общими для различных районов.

На леднике Джанкуат производились измерения скоростей движения воды в руслах различных типов. При углах наклона поверхности порядка 8—12° измеренные скорости движения воды для «магистральных» русел (т. е. для каналов стока 1-й группы) были 1—2 м/с, для менее устойчивых и менее разработанных русел (2-я группа) — порядка 0,2—0,5 м/с. Единичные измерения в первичных каналах стока дают величины порядка нескольких сантиметров в минуту.

Таким образом, для указанных углов наклона порядка скоростей движения воды по поверхности ледника в руслах различных типов и коре таяния следующие (в м/с):

Русла 1-й группы	Русла 2-й группы	Русла 3-й группы	Кора таяния
$10^0$	$10^{-1}$	$10^{-2}$	$10^{-3}$

Выше говорилось об общности закономерностей в строении гидрографической сети ледников, расположенных в различных географических районах. Существует и одно очень важное различие, связанное с климатическими условиями района. Степень развития трещин на поверхности ледника уменьшается по мере усиления степени континентальности климата, что и предопределяет увеличение среднего пробега воды по поверхности ледника при движении от районов с морским климатом к районам с континентальным климатом. В том же направлении понижается и температура льда ниже активного слоя.

На весьма активных и потому имеющих много трещин ледниках Кавказа пробег талых и дождевых вод по поверхности льда невелик. Как правило, потоки перехватываются трещинами и колодцами (мельницами) весьма недалеко от мест зарождения водотока. Для Джанкуата средняя длина пробега воды по поверхности языка составляет 100 м. На леднике Федченко поверхностные потоки также отличаются небольшой протяженностью (редко больше 1 км) [86].

На менее активных, холодных и, как правило, не имеющих много трещин ледниках Тянь-Шаня преобладает сток по поверхности льда или же по контакту края современного ледника с боковыми моренами.

На очень холодных и имеющих малые скорости движения ледниках хребта Сунтар-Хаята сток происходит только по поверхности льда. В отдельных случаях русла углубляются на несколько метров, иногда они перекрыты ледовыми мостами, но всегда находятся в поверхностном слое. «По свежим трещинам талые воды проникают иногда до глубины 20 м и более, где всегда замерзают. Трещины, направление которых благоприятно стоку талых вод, служат каналами только в своей верхней части, внизу они забиты льдом» [78, с. 48].

Л. Д. Долгушин [49] также отмечает для ледников Центральной Азии, что, чем ниже температура льда, тем сильнее преобладает поверхностный сток талых вод.

Тип ледника по температурным условиям предопределяет общий характер стекания талых вод по языку, а термические особенности активного слоя — некоторые особенности стока в начальный период сезона абляции. Вследствие водонепроницаемости монолитного льда его прогревание происходит только посредством молекулярной теплопроводности. При этом на поверхности талая вода замерзает, реализуя запас холода нижележащего слоя. Образовавшийся конжеляционный лед представляет собой потери воды на летнее льдообразование. Естественно ожидать, что на более холодных ледниках и величина летнего льдообразования на языках ледников выше.

На Джанкуате конжеляционный лед образуется под тонким слоем остатков сезонного снежного покрова, а иногда и на только что освободившейся от снега поверхности. Его толщина выше в руслообразных понижениях, где происходит сток талых вод, и близка к нулю на микроводоразделах. В среднем величина летнего льдообразования меньше средней величины абляции за сутки, т. е. меньше 50 мм.

На относительно холодных ледниках Тянь-Шаня величина конжеляционного льдообразования в области абляции равна 60—100 мм, что составляет 5—10% слоя таяния льда за год [104].

Из данных М. М. Корейши [77, 78] следует, что на очень холодных ледниках Сунтар-Хаята величина конжеляционного льдообразования в области абляции составляет около 150 мм, или порядка 20% слоя таяния льда в нижней части языка ледника.

Таким образом, для теплых ледников величиной конжеляционного льдообразования при расчетах водного баланса и водного режима можно пренебрегать, для ледников с умеренно холодным активным слоем необходимость учета летнего льдообразования зависит от типа задачи и точности расчетов, для ледников с весьма холодным активным слоем этой величиной пренебрегать, как правило, нельзя.

## 1.3. ВОДНЫЙ РЕЖИМ В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА И У ЕГО ЛОЖА

### 1.3.1. ФИЗИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА У ЕГО ЛОЖА

**Водопроницаемость и влагосодержание монолитного льда.** В гл. 2 было отмечено, что монолитный ледниковый лед практически водонепроницаем. Остановимся на этом несколько подробнее. С. Штейнеман [230] теоретически пришел к выводу о том, что в чистом поликристаллическом льду при температуре плавления вода собирается на стыках четырех зерен льда. В этом случае она разобщена и лед водонепроницаем. Более поздние наблюдения льда под микроскопом, выполненные Д. Наем и Р. Шреве [210] показали, что вода собирается преимущественно в каналы («вены») на стыках трех зерен, и что «теплый» лед пронизан системой таких вен.

Давление окружающих прожилки воды зерен льда равно  $\rho_i g H$  (где  $\rho_i$  — плотность льда,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $H$  — мощность столба льда). Гидростатическое давление воды в прожилке равно  $\rho_w g H$  (где  $\rho_w$  — плотность воды). При равенстве столбов льда и воды возникает градиент давления  $(\rho_w - \rho_i)g$ , обеспечивающий движение воды вниз. Расчеты, выполненные Д. Наем и Ф. Френком [210] для некоторого диапазона реальных условий, показали, что величина потока воды сквозь лед может колебаться от 0,09 до 900 мм в год, а скорость движения этого потока равна соответственно от 9 до 900 м в год. При этом наивысший поток и скорость характерны для «вены» диаметром 1,2 мм, что, очевидно, редко наблюдается в действительности в толще ледника. Для прожилки диаметром 0,04 мм и менее величина потока сквозь лед должна составлять, по Наю и Френку, не более 9 мм в год, а скорость движения потока — не более 90 м в год.

Л. Ллибутри [192] указывает, что водные включения в «венах» не соединены между собой вследствие: а) пузырьков воздуха, расположенных в «венах», б) деформации льда, в) рекристаллизации льда в «венах». Он пишет, что «...лед водонепроницаем в любой данный момент времени на расстояние, равное длине нескольких кристаллов, но для ледника в целом его водопроницаемость пренебрежимо мала».

Вместе с тем монолитный ледниковый лед содержит включения воды. По Л. Ллибутри [192], эти включения могут быть классифицированы (по возрастающей устойчивости) следующим образом: а) внутрикристаллические включения дисковидной формы, расположенные в базальной плоскости. Это известные цветы Тиндаля; б) очень плоские включения, расположенные на поверхности, разделяющей два кристалла; в) водная пленка, окружающая пузырьки воздуха, находящиеся в кристал-



лах; г) водные включения, расположенные на стыках трех или четырех кристаллов льда («вены» Ная и Френка).

П. А. Шумский указывает [147], что жидкая фаза по льду может существовать вследствие: а) притока тепла, б) повышения давления, в) концентрации солей. В ледниковом льду, находящемся на точке плавления, притока тепла практически нет, так как солнечная радиация поглощается поверхностным слоем льда (см. гл. 2), а передача энергии посредством теплопроводности ничтожно мала, потому что лед практически изотермичен.

При повышении давления на 1 атм температура плавления льда снижается на  $0,00752^{\circ}\text{C}$ , причем в изотермических условиях каждой температуре плавления соответствует пропорциональное давлению количество жидкой воды  $v$ . По Г. Гессу [147], для интервала температур от 0 до  $-1^{\circ}$  получается, что  $v = 5,41 \cdot 10^{-5} p$  (где  $v$  выражено в г/см<sup>3</sup>, а  $p$  в кг/см<sup>2</sup>). Для среднего по размерам горного ледника мощностью 100 м содержание жидкой фазы во льду при таких условиях было бы порядка 0,02%, а для очень крупного ледника мощностью 800 м — порядка 0,2%.

Содержащиеся в леднике соли находятся в виде растворов во включениях воды во льду. Они заметно снижают температуру плавления льда. В последние годы наблюдениями на ряде теплых ледников было установлено, что температура их несколько ниже, чем температура плавления льда при данном давлении [215, 192, 174]. Это же показывают и наши (совместно с И. А. Зотиковым) измерения на Джанкуате. Расчеты У. Харрисона [174] приводят к выводу, что если температура льда ниже температуры плавления при данном давлении на  $0,07-0,3^{\circ}$ , то при содержании солей в леднике от 1 до 5 частей на миллион по весу количество жидкой фазы должно находиться в пределах 0,1—2%. Вообще говоря, присутствие водных включений является необходимым признаком теплого льда. По Л. Ллибутри [192] теплый (изотермический) лед — это лед, содержащий жидкую фазу с не слишком высоким содержанием солей и находящийся с ней в локальном равновесии.

Расчеты У. Патерсона [215] для ледника Атабаска показали, что содержание жидкой фазы во льду должно быть около 0,5—1%. Прямые измерения влажности льда в области аккумуляции ледника Мер-де-Гляс на глубинах от 35 до 60 м дали величины, равные 0,15—1% [180]. О расчетах У. Харрисона говорилось выше. Таким образом, среднее водосодержание в монолитном льду теплых ледников составляет величину порядка 1%. Эта вода не участвует в активном водообмене и, следовательно, может не приниматься во внимание в задачах внешнего массоэнергообмена ледников. Вместе с тем влияние жидкой фазы, заключенной в монолитном льду, на механические и физические его свойства в ряде случаев велико и, безусловно, заслуживает дальнейшего изучения.

**Влияние деформации льда в процессе движения на водный режим.** Проникновение воды в толщу ледника и существование потоков, вытекающих из-под ледника, не может быть объяснено, следовательно, свойствами монолитного льда. Одним из основных свойств ледника является его способность к движению. Как известно, движение ледников осуществляется за счет деформации льда и за счет скольжения ледника по ложу. При этих процессах возникают явления, влияющие на водный режим ледника.

Соотношение между деформацией льда и напряжением, вызывающим эту деформацию, изучалось многими исследователями. Это соотношение аппроксимируется различными уравнениями [150], из которых наиболее широко известен степенной закон течения льда, или закон Глена [168, 170]

$$\varepsilon = B\tau^n, \quad (3.1)$$

где  $\varepsilon$  — скорость деформации;  $\tau$  — напряжение сдвига;  $B$  и  $n$  — константы.

Константы в степенном законе течения поликристаллического льда на самом деле не постоянны и зависят от ряда факторов (методики определения, приложенной нагрузки, температуры и т. д.). Наиболее полная сводка определений параметров закона течения выполнена П. А. Шумским [150]. В среднем для поликристаллического льда для установившейся части кривой ползучести  $n=3$  [214]. Параметр  $B$  зависит от температуры и отражает факт уменьшения скорости деформации при одном и том же напряжении с понижением температуры льда. Это обстоятельство является важным для понимания различий в гидрологических процессах на холодных и теплых ледниках, о которых мы уже говорили в гл. 2 и вернемся еще к ним в этой главе.

При отсутствии добавочных напряжений, т. е. при неизменности напряжения вдоль по леднику, движение его будет осуществляться без разрыва сплошности и, следовательно, останутся гидрологические условия, характерные для монолитного льда, рассмотренные выше. На самом деле, скорость движения изменяется на леднике по всем трем пространственным координатам, что отражает изменения напряжения по этим координатам. Известны два типа изменения напряжения, связанные с растяжением или сжатием.

При растягивающем напряжении, превышающем прочность льда на разрыв, образуются трещины. По У. Патерсону [214] глубина трещин зависит от следующих факторов:

$$d \approx 2 \left( \frac{\varepsilon}{B} \right)^{\frac{1}{n}} (\rho g)^{-1}, \quad (3.2)$$

где  $d$  — глубина трещины;  $\rho$  — плотность льда;  $g$  — ускорение силы тяжести. При параметрах  $n=4,2$  и  $B=0,148 \text{ год}^{-1} \text{ бар}^{-4.2}$  для льда при  $0^\circ$  глубина трещин равна

$$d \approx 36\varepsilon^{0,24}. \quad (3.3)$$

Здесь  $d$  выражено в м, а  $\epsilon$  в год<sup>-1</sup>. Например, если  $\epsilon = 0,5$  год<sup>-1</sup>, то  $d = 30$  м. Известно, что глубина трещин в теплых ледниках не превышает, как правило, 25—30 м. По Г. Холдсворту [175] образование трещин в теплых ледниках начинается при скорости деформации растяжения, превышающей 0,01 год<sup>-1</sup>. Величина  $V$  уменьшается с понижением температуры льда, и скорость растяжения, достаточная для зарождения трещины, в холодных ледниках может быть меньшей. Для ледника Мезерв в Антарктиде с температурой льда на глубине 10 м, равной  $-27,9^\circ$ , критическая скорость деформации равна 0,0022 год<sup>-1</sup>, т. е. на порядок меньше [175]. Соответственно и глубины трещин в холодных ледниках бывают часто существенно больше, чем в теплых, что частично объясняет проникновение талых вод к ложу, наблюдающееся иногда и на холодных ледниках.

Трещины на поверхности ледников возникают прежде всего в области аккумуляции, у бортов ледника и на выпуклых переломах продольного профиля. При этом трещины в области аккумуляции способствуют общему вертикальному потоку талых вод, характерному, как это отмечалось в гл. 1, и для верхних горизонтов области аккумуляции, т. е. для снежно-фирновой толщи.

На леднике с ровным ложем в области абляции трещины образуются у бортов долины вследствие растягивающего напряжения, вызванного разностью скоростей движения льда в центре и у краев ледника [208]. В этом случае происходит отвод талых вод по трещинам к краям ледника, и дренирование его происходит по двум независимым боковым системам. Т. Стенборг [233] придавал такому типу дренирования всеобщее значение, в то время как этот тип, как будет показано ниже, является одним из частных случаев.

На выпуклых переломах продольного профиля (ригелях) трещины часто многократно перерезают ледник, перехватывая весь поверхностный сток. Следует, однако, иметь в виду, что растягивающее направление на некоторой глубине становится равным нулю, а затем переходит в сжимающее. Поэтому глубина трещин, как указывалось выше, обычно не превышает 25—30 м. В зонах поверхностного сжатия (на вогнутых переломах продольного профиля) трещины, естественно, не образуются, но придонная часть толщи находится в условиях растяжения, способствующих образованию трещин. На ледниках, мощность которых соизмерима с глубиной трещин, это обстоятельство может сыграть существенное значение в объяснении механизма дренирования ледника.

Итак, движение ледника вследствие деформации льда вызывает образование трещин, по которым талые воды уходят в толщу ледника. Вместе с тем глубина трещин в теплом леднике лишь в исключительных случаях превышает 25—30 м, что не объясняет ни проникновения воды к ложу, ни существования

каверн с водой в толще на больших глубинах. Сравнивая физические свойства воды и льда, можно получить дополнительные сведения по этому вопросу.

**Условия на границах раздела воды и льда.** Из опыта известно о наличии воды на дне некоторых трещин, о существовании каверн с водой и т. д. Некий объем воды, заключенной во льду, создает на поверхности раздела воды и льда добавочное давление  $\Delta p$

$$\Delta p = \rho_w g h_w, \quad (3.4)$$

где  $\rho_w$  — удельный вес воды;  $h_w$  — высота столба воды;  $g$  — ускорение силы тяжести. Соответственно, давление на поверхности раздела воды и льда (например, на стенку каверны во льду, заполненной водой) равно:

$$p = \rho_i g h_i - \rho_w g h_w, \quad (3.5)$$

где индекс  $i$  означает величины удельного веса и высоты столба льда.

Глубина воды в трещине или каверне может быть выражена следующим образом:  $h_w = \alpha h_i$ , где  $\alpha = 0$ , если воды в трещине нет, и  $\alpha = 1$ , если трещина целиком заполнена водой. Тогда давление на поверхности раздела воды и льда равно [250]

$$p = \rho_i g h_i \left( 1 - \alpha \frac{\rho_w}{\rho_i} \right). \quad (3.6)$$

При  $\alpha = 0$  давление равно давлению столба льда. При  $\alpha = 1$  давление воды больше давления льда и лед подчиняется закону Архимеда. При  $\alpha = 0,9$  силы давления воды и льда уравновешиваются. Всплывание ледяной плотины, ведущее к началу опорожнения ледникового озера, — один из механизмов возникновения ледниковых паводков, случающийся именно при  $\alpha > 0,9$  [238, 169].

Чаще, однако, глубина воды в трещинах или кавернах меньше мощности льда. При глубине трещины, равной 30 м, и глубине воды в трещине, равной 5 м, в ее вершине возникает добавочное давление, равное 0,5 бара. Вследствие степенного характера закона течения льда небольшое приращение напряжения вызывает значительное приращение скорости деформации льда. При показателе степени в законе Глена, равном 3, и напряжении, сформировавшем сухую трещину, равном 2 барам, скорость деформации трещины с водой при условиях, указанных выше, будет почти в два раза выше, чем скорость деформации сухой трещины. Таким образом, добавочное гидростатическое давление воды оказывается важным фактором в развитии внутриледниковых систем стока. При перемещении трещины с водой в процессе движения льда в зону сжатия трещина с поверхности может закрыться, а на некоторой глубине в толще

льда сохранится вытянутая вертикально каверна, заполненная водой.

У. Тенгборн и др. [237] отмечают три особенности льда, отличающие его от любой другой вмещающей воду горной породы. Двух из них мы уже коснулись: 1) плотность воды больше плотности льда, что может приводить к возникновению избыточного давления воды по сравнению со льдом; 2) вследствие пластических свойств льда содержащаяся в нем вода может играть большую роль в создании вмещающих ее форм во льду. При этом увеличение или уменьшение водовмещающих форм зависит от разности давления льда и воды. Третья особенность заключается в следующем. На контакте с водой лед имеет температуру, равную температуре плавления. Даже незначительный поток энергии в направлении, перпендикулярном поверхности раздела лед—вода, вызывает фазовые переходы, приводящие к изменению размеров водовмещающих емкостей. Например, трение потока о стенки канала стока вызывает диссипацию энергии, затрачиваемой на таяние и, следовательно, на расширение стенок канала.

Эти положения были использованы Х. Ротлисбергером [222] в построении теории движения воды сквозь теплый ледник. Однако, прежде чем рассмотреть эту теорию, обратимся к физическим условиям у ложа ледника, поскольку и теоретические разработки, и некоторые косвенные наблюдения приводят к целесообразности рассматривать водный режим льда ледника без деления его на придонную часть и собственно толщу льда.

**Физические процессы на контакте лед—ложе, влияющие на водный режим.** Другим механизмом движения ледника, помимо деформации льда, является его скольжение по ложу. Наиболее обстоятельно теория скольжения ледника по ложу разработана Д. Вертменом [247 и др.], в советской литературе весьма ясно изложена П. А. Шумским [150]. По Вертмену, при скольжении ледника по ложу действуют два механизма: а) таяние льда под давлением, при котором таяние происходит на обращенной вверх по движению стороне выступа, и замерзание талой воды (режелация) на противоположной его стороне; б) увеличение скорости пластической деформации при обтекании препятствий большего размера, чем при действии первого механизма.

При режелационном механизме обтекания мелких препятствий необходимым условием является существование пленки воды, перетекающей от мест с высоким давлением, где происходит таяние, к местам с низким давлением, где происходит повторное замерзание воды. Толщина этой пленки порядка миллиметра. Она вызывает «смазку» ледника, а колебания толщины водной пленки приводят к колебаниям скорости движения ледника. Тем самым могут быть объяснены причины увеличения скорости движения ледников днем во внутрисуточном ходе и летом при годовом ходе скоростей. С увеличением толщины

водной пленки связаны, по Вертмену, и катастрофические подвижки ледников.

С режеляционным механизмом движения ледника по ложу связано также вмерзание моренного материала в подошву ледника. В результате происходит обогащение придонных слоев льда моренным материалом. Этот процесс весьма детально изучил на леднике Макарова на Шпицбергене Д. Боултон [158]. На обращенной вниз по течению стороне препятствия вновь образующийся режеляционный лед заключает в себя и переносимые вместе с водой наносы. Чтобы вновь образованный лед с высокой концентрацией морены мог сохраниться и даже увеличиться в мощности на следующем препятствии ложа, необходимо какое-либо дополнительное условие, не существующее в теории скольжения ледника. Такое условие Боултон видит в существовании у ложа талой воды, не связанной с механизмом режеляции и оттесняющей насыщенные мореной полосы льда кверху. В результате формируются придонные полосчатые структуры общей мощностью порядка 5—7 м с полосами грязного льда толщиной от 1 см до 5 м, в целом параллельными подледниковому микрорельефу.

Таким образом, водная пленка у ложа может оказывать заметное влияние на явления внутреннего массэнергообмена (колебания скорости ледников), а также на явления, связанные с рельефообразующей деятельностью ледников. Вместе с тем очевидно, что на явления внешнего массэнергообмена и, в частности, на водный баланс пленка воды у ложа ледника не оказывает никакого влияния.

Существует также гипотеза скольжения ледника по основанию, разработанная Л. Ллибутри [189 и др.], а на русском языке изложенная и критически разобранная П. А. Шумским [150]. В этой гипотезе, помимо двух механизмов, предложенных Вертменом, исследуется третий механизм, связанный с тем, что если понижения микрорельефа ложа ледника заполнены водой, то при своем движении лед контактирует с ложем лишь на выступах. Из теорий Вертмена и Ллибутри следует, что при обтекании препятствий посредством деформации льда на сторонах препятствий, противоположных движению, могут возникать полости, если продольное растяжение льда превышает величину его гидростатического давления [214]. Образующаяся полость будет заполняться водой, где будут выполняться условия, рассмотренные в предшествующем разделе. Ллибутри считает, что под ледником должна существовать сеть подледниковых полостей и каналов, заполненных водой. Это условие должно в особенности выполняться на ледниках, где скорость скольжения велика (порядка 100 м/год), т. е. на весьма активных ледниках.

Водная пленка, способствующая преодолению ледником мелких неровностей ложа, слишком тонка, чтобы обеспечить сток вод, проникающих к ложу. Для обеспечения стока талых и

дождевых вод, проникающих к ложу ледника, необходимо существование подледниковых каналов стока. По Д. Наю [209, 210], наиболее стабильные из таких каналов должны быть врезаны в ложе ледника, причем предпочтительно, чтобы направление их не совпадало с направлением движения ледника, который в противном случае может попросту заткнуть их. По Х. Ротлисбергеру [222], каналы могут быть врезаны своей кровлей в лед. Каналы Ротлисбергера, или Р-каналы, являются, по-видимому, наиболее общим теоретическим описанием путей стока вод в толще ледника и каверн во льду, заполненных водой.

### 1.3.2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ВОДНОГО РЕЖИМА В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА И У ЕГО ЛОЖА

**Теоретическая схема существования каналов стока.** Вследствие ряда причин, рассмотренных в п. 1, для теплых ледников характерно существование в толще ледника и у его ложа емкостей, заполненных водой, отличающихся большей устойчивостью, чем емкости без воды. Наиболее стройная теоретическая схема водного режима емкостей с водой, и в первую очередь каналов стока, разработана Х. Ротлисбергером [222].

Рассматривается горизонтальный канал круглого сечения, окруженный со всех сторон льдом. По каналу, целиком заполняя его, под напором движется вода с расходом  $Q$ . Давление воды на произвольном расстоянии  $x$  от портала тоннеля равно  $p$ , а на расстоянии  $x+dx$  оно равно  $p+dp$ . Давление льда вне канала равно  $P$ , а давление льда на стенку канала  $P-p$ ; оно приводит к уменьшению размеров канала. Объем льда, перемещенный к центру канала вследствие его сужения, прямо зависит от давления льда на стенку канала  $P-p$  и обратно — от параметров  $n$  и  $B$  степенного закона течения льда.

Одновременно вследствие трения движущейся воды о стенки канала происходит их таяние. Объем растаявшего льда на отрезке  $dx$  прямо пропорционален расходу воды  $Q$  и падению давления (потере напора)  $dp$ . Предполагается, что площадь поперечного сечения канала постоянна. Тогда объем растаявшего льда должен быть равен объему льда, перемещенного к центру канала вследствие его сужения. В результате Х. Ротлисбергером получено следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{dp}{dx} = \frac{2\pi L\rho_l}{0.648Q} \left( \frac{P-p}{nB} \right)^n r^2, \quad (3.7)$$

где  $L$  — удельная теплота плавления льда;  $\rho_l$  — плотность льда;  $r$  — радиус сечения канала.

Радиус поперечного сечения канала был выражен через расход воды и шероховатость стенок канала с использованием

формулы Маннинга—Стриклера. Окончательно было получено следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{dp}{dx} = Nk^{-\frac{6}{11}} (nB)^{-\frac{8n}{11}} Q^{-\frac{2}{11}} (P-p)^{\frac{8n}{11}}, \quad (3.8)$$

где  $N$  — числовой коэффициент;  $k$  — величина, обратная коэффициенту шероховатости по Маннингу.

Из уравнения (3.8) следует, что градиент давления  $\frac{dp}{dx}$  прямо зависит от разности давлений льда и воды и от шероховатости стенок и обратно — от степени пластичности льда. Зависимость от расхода воды показывает, что, чем больше расход, тем меньше градиент давления и, следовательно, вода, текущая по меньшему каналу, будет стремиться к большему. По мнению Ротлисбергера, этот вывод можно рассматривать как доказательство, что внутри- и подледниковые каналы стока обладают тенденцией формировать основные артерии.

Функция  $p(x)$  есть гипербола, где асимптотой является линия  $P=p$ , параллельная оси абсцисс. Для ледника, лежащего горизонтально, давление воды быстро увеличивается от нуля на краю ледника до величины, близкой давлению льда  $P$ , так что пьезометрическая линия становится квазипараллельной поверхности ледника.

Дифференциальное уравнение изменения давления воды по длине ледника для наклонного внутри- и подледникового канала отличается от уравнения для горизонтального канала лишь показателями степени при параметрах и коэффициентами. Интегрирование этого уравнения для ряда частных случаев приводит к общему выводу о том, что кривая напора стремится стать параллельной поверхности ледника.

Отсюда следует, что распределение внутри- и подледниковых емкостей с водой подчиняется общей для ледника закономерности. Не случайно в иностранной литературе возникло понятие о горизонте или поверхности внутриледниковых вод (water table of the glacier). В работах десяти- и даже двадцатилетней давности понятие о поверхности внутриледниковых вод уже используется (см., например, [228, 197]), а на симпозиуме по гидрологии ледников в Кембридже в 1969 г. правомерность использования понятия и термина уже и не обсуждалась.

При ненапорном движении воды в толще ледника пьезометрическая линия совпадает с поверхностью внутриледниковых вод, при напорном она располагается выше поверхности внутриледниковых вод в целом параллельно ей.

Уровень внутриледниковых вод испытывает колебания, которые зависят как от водного баланса внутриледниковой гидрографической системы, так и от скорости приспособления системы



к меняющимся условиям. Гидрологический режим ледника практически всегда неустановившийся. При этом вода реагирует на колебания режима быстро, а лед существенно медленнее. Поэтому при внутрисуточных колебаниях расходов воды максимуму стока соответствует максимум давления, а минимуму стока — минимум давления, так как размеры каналов стока не успевают приспособляться к меняющимся условиям. При долгопериодических колебаниях система приспособляется к новым условиям посредством смыкания или, наоборот, таяния стенок каналов стока. По оценке Р. Шреве [229], первый тип реакции гидрографической системы на изменение условий происходит при колебаниях продолжительностью не более недели, а второй — при колебаниях большей продолжительности.

Размеры каналов стока приспособляются к долгопериодическим изменениям с некоторым запаздыванием, так что в сезон абляции максимальное давление должно, по Ротлисбергеру, наблюдаться в первую половину лета, когда размеры каналов стока еще малы, а расходы уже велики, а минимальное давление — осенью, когда расходы воды уже резко упали, а каналы еще не успели сократиться. Этим, возможно, объясняется максимум скоростей движения льда, отмечаемый часто в первую половину лета.

Согласно измерениям Р. Вивиана [243] давления воды в полости у ложа ледника Аржантьер в Альпах, годовой цикл давления может быть разделен на две фазы: а) с конца октября до начала июня с относительно постоянным давлением, равным 9—10 барам, и б) с июля до октября с внутрисуточными изменениями давления в пределах 3—4 бар, причем максимум регистрировался в 16—17 ч (11—12 бар), а минимум — в 8—9 ч (6—7 бар). А. Икен [179] отмечает, что внутрисуточные колебания давления воды в колодцах ледника Уайт на о. Аксель Хейберг в Канадской Арктике равны 1,5 бара, причем максимум давления также регистрировался в дневные часы.

**Виды макроскопических скоплений воды в толще ледника.** Очень большое число исследователей отмечало разнообразные формы, в которых находятся скопления воды в толще ледников. Вопрос о воде в монолитном льду уже обсуждался выше, и мы на нем здесь останавливаться не будем. Все многообразие макроскопических скоплений воды в толще ледника может быть подразделено на три основные группы: 1) каналы стока, 2) полости (каверны) во льду, 3) «линзы», представляющие собой пропитанные до полной влагоемкости нижние слои фирна, лежащие на льду. Деление это довольно условно, потому что каналы стока являются одновременно полостями, а полости — каналами стока, но с более замедленным водообменом.

Действующие каналы стока в толще льда имеют, очевидно, квазикруглое сечение. На языках ледников их иногда можно наблюдать в поверхностном слое льда, куда они выносятся вер-

тикальной компонентой движения льда. Подобного рода тоннель существовал, например, в 1967 г. на Марухском леднике. В него можно было войти на лбу языка ледника. На поверхности нижней части ледника Иныльчек в 1970 г. наблюдалось вертикальное ледяное кольцо диаметром около 5 м, служившее ранее каналом стока вод из оз. Мерцбахера во время его прорывов.

Одним из проявлений внутриледниковых каналов стока являются восходящие источники, иногда встречающиеся на поверхности ледника. М. Раклидж [223] описывает гейзероподобный источник на языке ледника Вон Постбреен на Шпицбергене. Этот источник периодически выпускает фонтан высотой до 7—10 м на 8—9 с. Подобный режим может быть объяснен существованием сифона и идущего от него канала стока, в целом параллельного поверхности ледника. Расстояние от сифона до места образования фонтана составляет (с учетом уклона поверхности ледника) не менее 500 м. В примечании редактора к статье М. Раклиджа [223] указано, что подобное явление наблюдалось и в Альпах, и, кроме того, напорные источники описывались также А. Норденшельдом и Р. Клеббельсбергом. М. Виземан [251] описал напорный источник на Алечском леднике в Альпах.

П. Уилли [252] отмечает существование фонтанирующих источников в Северо-Восточной Гренландии. По его мнению, эти фонтаны — проявление внутриледниковых постоянных каналов стока, приблизительно параллельных поверхности льда. С. Барановский [155] описывает огромный гейзероподобный источник в 2 км выше конца ледника Вереншельд на Западном Шпицбергене. В течение двух часов происходило фонтанирующее излияние воды, причем вначале высота фонтана достигала 60 м. Излияние было циклическим с продолжительностью циклов 2,5—3 мин с перерывами между ними 3—5 с. Постепенно продолжительность циклов, перерывов между ними и высота фонтана снижались. Область питания ледника Вереншельд относится, по-видимому, к теплой фирновой зоне льдообразования, в то время как температура льда в области абляции отрицательна. Большие объемы воды, образовавшиеся вследствие интенсивного таяния, по внутриледниковым каналам достигли водонепроницаемого барьера холодного льда. Когда гидростатическое давление воды превысило предел прочности льда, вода проникла к поверхности и начала фонтанировать.

Иногда каналы стока ледниковых вод представляют собой весьма сложную систему. Например, ледник Стивенс, расположенный на юго-восточном склоне г. Маунт Рейнир в штате Вашингтон в США, имеет в своей толще систему пещер, протягивающихся от конца ледника до его верховьев [173]. При длине ледника до 1 мили (1,6 км) общая длина ходов составляет несколько миль, причем они расположены главным образом на дне ледника, но кое-где и в толще льда. Средняя высота ходов (пещер) составляет 3 м, а ширина 6 м. Отдельные камеры

превышают эти размеры, а размеры наибольшей —  $80 \times 30 \times 8$  м. Вся система проходима только зимой, когда воды в ней существенно меньше, хотя сток не прекращается всю зиму. По мнению авторов, описанная система ходов в леднике обладает всеми чертами карстовых пещер, расположенных ниже уровня карстовых вод. С поверхностью ледника систему ходов связывают два типа отверстий: небольшие трещины и мельницы (колодцы).

На питание внутриледниковых вод через глубокие трещины (глубиной более 40 м), расположенные в области растяжения ледника Аржантьер, указывает Р. Вивиан [243]. В п. 1 уже отмечалось, что растягивающее напряжение льда и расклинивающий эффект воды, стоящей на дне трещины, являются факторами, способствующими проникновению воды в толщу ледника. По-видимому, это один из основных механизмов, обеспечивающих связь вод, поступающих на поверхность ледника, с поверхностью внутриледниковых вод.

Когда образуется новая трещина, она может перехватить один из потоков, текущих по поверхности. В месте перехвата трещина становится округлой. Далее, войдя снова в зону сжатия, трещина может сомкнуться, но канал, по которому осуществляется сток воды в толщу, остается. Так образуются мельницы (колодцы). По наблюдениям Т. Стенборга [232], продолжительность жизни мельниц на леднике Микка в Швеции составляет 3—7 лет. По ряду признаков Т. Стенборгу удалось установить, что по крайней мере близлежащие мельницы относятся к единой внутриледниковой гидравлической системе.

Очевидно, что существуют также многочисленные случаи, когда поверхность ледника не имеет прямой связи с внутриледниковыми водами. В этом случае вода стекает по выпуклой поверхности языка ледника к его краям, где расположены диагональные трещины [208], переводящие сток воды во внутриледниковый. При этом, по теории Х. Ротлисбергера [222], могут сформироваться боковые внутриледниковые каналы стока, проходящие по пьезометрической линии внутриледниковых вод.

Помимо прямых наблюдений, диаметр внутриледниковых каналов стока может быть вычислен также по формулам гидравлики. По расчетам Ротлисбергера, диаметр канала стока, обеспечивающего пропуск талых вод ледника Горнер летом, когда расход воды составляет около  $10 \text{ м}^3/\text{с}$ , равен 2—2,5 м, а зимой — 0,3—0,4 м (при расходе воды порядка  $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Измерения скоростей течения на поверхности языка ледника Джанкуат (см. гл. 2) позволили установить, что «магистральные» русла, или поверхностные каналы стока 1-й группы, обладают коэффициентами шероховатости по Шези, равными 2,0—2,6  $\text{м}^{1/2} \text{с}^{-1}$ . Тогда расчеты, выполненные по формуле Шези, показали, что при колебаниях расходов внутриледниковых потоков от 0,3 до  $1,0 \text{ м}^3/\text{с}$  диаметр внутриледниковых каналов стока должен быть порядка 1—1,5 м.

Многие исследователи также наблюдали во льду полости (каверны, карманы). При проходке туннеля в холодном куполе, расположенном в области питания ледника Юнгфрауйох в Альпах, был встречен ряд каверн, частично заполненных водой и не соединяющихся видимым образом ни с поверхностью, ни с ложем [172, 131]. Каверны имеют в большинстве случаев линзовидную форму с длинной осью, направленной вертикально. Вода была вскрыта в зимние месяцы (октябрь—февраль), что, по-видимому, подтверждает отсутствие непосредственной связи с каналами стока и заставляет думать о существовании запасов воды в толще ледников, не связанных с внутригодовыми изменениями водного режима и потому относительно постоянных. Объем воды в одной из каверн был порядка 10 000 м<sup>3</sup>.

У. Патерсон [216] отмечает, что при бурении ледника Атабаска бур иногда свободно падал на расстояние до 1 м, причем автор полагает, что полость в этом случае была заполнена водой. Аналогичная картина была отмечена Л. А. Сухановым при бурении ледника Джанкуат.

Еще одним типом макроскопических скоплений воды в толще ледника являются «линзы» воды, насыщающей нижние слои фирновой толщи. Насыщение нижних слоев фирновой толщи до полной влагоемкости происходит в условиях плохого оттока талых вод, когда поверхность нижележащего льда не рассечена трещинами и имеет малый уклон. Р. Шарп [228] и М. Миллер [203] отмечают существование таких скоплений в областях питания ледников Южной Аляски. Уровень воды был на глубинах порядка 20—25 м от поверхности и колебался в зависимости от изменения условий таяния. На той же глубине находилась вода в открытых трещинах. Подобная же картина характерна для центральной части области питания Марухского ледника [120], а также для ледника Абрамова в Алайском хребте (личное сообщение Ю. Н. Емельянова). Очевидно, что в этом случае мы имеем дело с аналогом обычных грунтовых вод.

**Виды скоплений воды у ложа ледника.** В п. 1 были названы, в частности, формы, в которых существует вода у ложа ледника: а) в виде тонкой пленки, б) в каналах, врезанных либо в ледяную кровлю (Р-каналы), либо в ложе (Най-каналы), в) в кавернах (карманах), расположенных в основном за выступами ложа. Теоретический анализ условий существования воды у ложа ледника выполнен Д. Вертменом [249], который отвечает на поставленный им же вопрос — существует ли вода у ложа ледника или ледникового покрова преимущественно в виде: 1) слоя, или 2) частой сети каналов стока, или 3) слоя, среди которого находится один или несколько удаленных друг от друга каналов.

Вертмен приходит к выводу, что под горными ледниками и периферийными частями ледниковых покровов наиболее вероятно ожидать последнего случая. Талые и дождевые воды,

поступающие с поверхности через колодцы (мельницы) и проходящие через толщу ледника, текут далее по контакту лед—ложе в каналах Ротлисбергера (Р-каналах), причем существующий небольшой градиент давления воды, направленный поперек оси ледника, должен способствовать тому, чтобы основной Р-поток сформировался у ложа вдоль главной оси долинного ледника. Ту же роль должны играть Най-каналы, если они в реальности существуют (выдержанные по длине каналы, врезанные в ложе ледника, пока не наблюдались).

В то же самое время вода, образованная преимущественно вследствие таяния льда от теплового потока, идущего из недр земли, и вследствие энергии, затрачиваемой на трение при скольжении ледника по ложу, стекает в виде пленки под всей нижней поверхностью ледника. Увеличение толщины этой пленки вследствие некоторого подтока талых вод при переполнении сети каналов вызывает сезонный рост скоростей движения ледника. Если интенсивность донного таяния увеличится на порядок и соответственно увеличится толщина водной пленки, то можно ожидать резкого увеличения скоростей, т. е. подвижки ледника.

Под внутренними частями ледниковых покровов вода у ложа должна существовать преимущественно в виде слоя (пленки). И, наконец, в мертвом льду, где нет ни скольжения по ложу, ни касательных напряжений, вызывающих заметные пластические деформации, подо льдом должна существовать широко развитая сеть каналов стока.

Таким образом, под ледниками, отличающимися относительно большим количеством образующихся талых вод, существует сочетание отдельных каналов стока и относительно тонкой пленки воды, причем в каналах движение является турбулентным, а в пленке — ламинарным. Под такими ледниками можно ожидать и существование каверн, заполненных водой.

Объем каверн, заполненных водой, можно оценить по пульсациям стока, не обусловленным таянием. При этом разделить пульсации, вызванные прорывом внутри- или подледниковых каверн невозможно. Известно, что на реках с ледниковым питанием иногда проходят паводки, которые можно объяснить лишь прорывом внутри- или подледниковых каверн. О. В. Вансеева [14] указывает, что на реке ниже ледника Караугом на Кавказе в ночь с 14 на 15 августа 1933 г. прошел катастрофический паводок, что объясняется прорывом внутриледниковых пустот. По В. Л. Блиновой [107], объем прорыва в толще ледника Гарабаши на Эльбрусе. 13 июля 1959 г. исчисляется  $60\,000\text{ м}^3$  воды. Д. Ричардсон [220] описывает гляциальные сели на южном склоне г. Маунт Рейнир в штате Вашингтон, США, вызванные прорывом внутриледниковых полостей. У. Метьюз [196] исследовал гляциальные сели, проходящие по реке ниже ледника Атабаска (Канада). За десять лет наблюдений прошло 13 павод-

ков объемом свыше 250 000 м<sup>3</sup>, причем объем наибольшего паводка был 1 400 000 м<sup>3</sup>. Очевидно, в подавляющем большинстве случаев при крупных паводках происходит прорыв не одной полости, а серии каверн. Поэтому изучение объемов паводков ледникового происхождения, не связанных с погодными условиями, позволяет лишь судить о суммарном объеме некоторой части полостей, существующих внутри и под ледником, но не дает возможности оценить ни всю емкость толщи ледника, ни объемы отдельных каверн.

Для оценки объемов отдельных каверн можно воспользоваться записями самописца уровня воды, устанавливаемого на гидрометрическом створе ниже языка ледника. Изменение средних часовых расходов воды является гораздо более плавным, чем изменение средних часовых величин абляции. В бурном потоке, какими являются реки ниже ледников, на гладкий ход расходов (и уровней) воды неизбежно накладываются пульсации, связанные с неравномерным характером движения воды. Продолжительность таких пульсаций прямо пропорциональна объему воды, заключенной в русле между концом языка и гидрометрическим створом, и обратно пропорциональна расходу воды. Наши расчеты, выполненные для таких разных по размеру ледников, как Джанкуат, Зеравшанский и Федченко (данные для двух последних взяты из работы [86]), показали, что продолжительность подобных пульсаций не должна превышать 5—10 мин. На лимниграмме эти пульсации выражаются в виде широкой сливающейся полосы, ширина которой зависит от размеров диафрагмы канала, соединяющего русло с бассейном, где находится поплавок самописца уровней воды.

Вместе с тем часто на закономерный ход уровней накладываются резкие колебания продолжительностью (на Джанкуате) от 0,5 до 2,5 ч, после которых закономерный ход уровней восстанавливается. Во время этих долгопериодических пульсаций наибольшее изменение расходов воды на р. Джанкуат за 10 мин составляет в среднем 30—50% величины среднего расхода за данный час. Эти колебания стока являются, очевидно, отражением гидравлических условий, существующих в толще ледника и под ним. Замечено, что почти все длиннопериодические незаконномерные колебания расходов случаются в фазе внутрисуточного пика стока или на его спаде. По-видимому, в первую половину дня внутрiledниковые емкости суточного регулирования заполняются, что находит свое отражение в более плавном характере гидрографа, а затем характер внутрiledникового стекания становится в большей степени неустановившимся. Аналогичным образом долгопериодические пульсации проявляются, как правило, во второй половине лета при высоких расходах воды.

Исследование лимниграмм позволило выделить три основных типа незаконномерных резких колебаний стока (рис. 27).

1. Крутой резкий подъем и более замедленный спад, достаточно хорошо описываемый уравнением экспоненты. В бассейне Джанкуат в 1969 г. наибольший паводок такого типа был 30 августа с 17 ч 40 мин до 18 ч 20 мин, имел объем  $2700 \text{ м}^3$  и сформировал максимальный за год расход воды, равный  $6,6 \text{ м}^3/\text{с}$ . Паводки такого типа формируются, очевидно, при прорыве внутри- и подледниковых карманов, заполненных водой. Они случаются реже, чем пульсации стока двух последующих типов.

2. Быстрый рост расходов сменяется коротким резким спадом, и расходы возвращаются к значениям, близким к первоначальным. Объемы пика и последующего провала близки (наи-

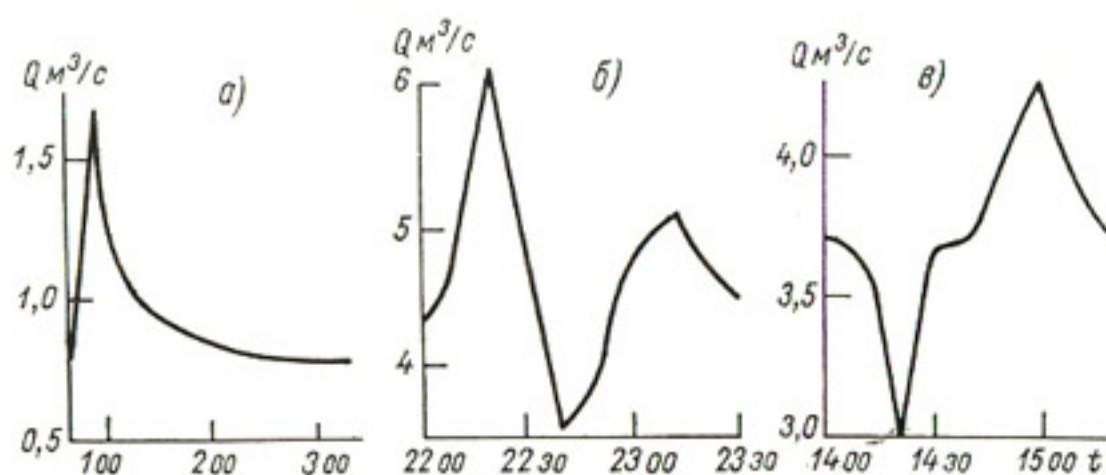


Рис. 27. Типы пульсационных колебаний стока на створе ниже ледника Джанкуат, 1969 г.

*a* — 8/VII,  $W=1600 \text{ м}^3$ ; *б* — 31/VII,  $W=2400 \text{ м}^3$ ; *в* — 23/VIII,  $W=600 \text{ м}^3$ .

большой из зафиксированных в 1969 г. на Джанкуате пиков был равен  $2400 \text{ м}^3$ ). Длиннопериодические пульсации такого рода случаются в июле—августе довольно часто, почти ежедневно, а иногда и по нескольку раз в сутки. Очевидно, в таких случаях происходит прорыв полости, имеющей хорошую связь с одним из магистральных каналов внутри- и подледникового стока. После прорыва часть воды изымается на повторное заполнение полости, что находит свое отражение в провале на гидрографе.

3. Быстрое падение расходов сменяется быстрым ростом, затем происходит спад стока до первоначальных значений. Объемы провала и последующего пика весьма близки и в 1969 г. достигали  $1000 \text{ м}^3$ . Пульсации этого типа также случаются в июле—августе почти ежедневно, а иногда и по нескольку раз в сутки. По-видимому, в этих случаях происходит временная частичная или полная закупорка одного из магистральных каналов стока, в результате чего происходит изъятие воды. Затем после прорыва перемычки ранее задержанная вода формирует пик расходов.

Таким образом, исследование пульсаций стока позволяет прийти к заключению о том, что объемы внутри- и подледниковых полостей весьма велики и что гидрографическая сеть внутри ледника не стабильна.

Еще одним методом для косвенного проникновения в толщу ледника является использование трассеров, т. е. веществ, передвигающихся вместе с водой и достаточно надежно определяемых даже при весьма большом разбавлении. К их числу могут быть отнесены флюоресцентные краски, растворимые в воде соли, радиоактивные и стабильные изотопы. Практически для определения направления и скорости движения воды в толще ледников применялись первые две группы трассеров.

Скорости движения воды по каналам в толще льда посредством введения флюоресцентных измерялись Ф. Форелем на Ронском леднике [166] и Г. и Ж. Валло на Мер-де-Гляс [242] в Альпах, а также Е. Линдског [187] в 1928 г. на леднике Стиггедальсбреен в Норвегии измерял скорости путем введения фуксина. Измеренные скорости движения оказались в пределах 0,21—0,54 м/с, т. е. такими же, что и скорости движения воды в руслах по поверхности ледников.

Детальные исследования закономерностей движения воды сквозь толщу льда ледников Миккагляциарен и Стургляциарен в Швеции провел Т. Стенборг [233]. В трещину или мельницу вводился раствор поваренной соли (1—4 кг соли на 10—30 л воды), а на ручьях, вытекающих из-под ледника, с интервалом в полминуты измерялась электропроводность воды. В результате исследований было установлено четкое разделение ледников на две системы дренирования, тяготеющие к краям ледника и связанные с двумя системами трещин на поверхности ледника. Пространственные колебания внутриледниковых скоростей движения воды были значительными. Однако для ледника Миккагляциарен оказалось возможным построить приближенную схему изохрон движения воды в толще льда. Средняя из наибольших наблюдаемых скоростей на леднике Миккагляциарен оказалась равной 0,7 м/с, на леднике Стургляциарен — 0,5 м/с. Меньшие скорости движения во втором случае объясняются меньшим уклоном ложа.

В 1970 и 1971 гг. производилось изучение внутриледникового движения воды на Южном Каскадном леднике на северо-западе США [182]. В качестве трассера применялся в основном родамин-Б, а также флуоресцин и поваренная соль. Содержание флуоресцирующей краски определялось посредством периодического отбора проб из ручья после пуска краски на леднике и последующего лабораторного определения содержания красителя на флуориметре, чувствительность которого допускала разбавление до  $10^{-9}\%$ .

Скорости движения воды от колодца на языке до конца ледника в среднем были равны 0,29 м/с, а скорости в краевых



ручьях — 0,22 м/с, что целиком укладывается в амплитуду скоростей, измеренных в открытых потоках на поверхности льда (0,17—0,42 м/с). Скорости движения воды с поверхности области питания до конца языка на два порядка меньше, так как время движения в этом случае складывается из вертикального просачивания со скоростью 0,1 м/ч сквозь толщу фирна мощностью 15 м и дальнейшего быстрого стока во льду.

Исследования закономерностей стекания талых вод в толще ледника Джанкуат производились посредством пуска электролита в течение ряда лет. Сток с ледника в летнее время осуществляется по 5—7 ручьям, вытекающим из-под ледника. Количество и расположение ручьев, а также соотношение их расходов воды существенно изменяются от года к году и весьма заметно — в течение одного сезона абляции. При этом 1—2 ручья, расположенные поблизости от осевой линии ледника, выделяются по своей водоносности.

При проведении описываемых исследований в каждом из ручьев, вытекающих из-под ледника, укреплялась пара электродов, причем длина их выбиралась таким образом, чтобы сила тока от батарей в отсутствие раствора пускаемой соли была близка во всех ручьях. В наледниковые потоки, поглощаемые колодцами, высыпалась поваренная соль непосредственно у колодца. Вес порций соли изменялся в экспериментах от 2 до 50 кг, наиболее часто применявшееся количество соли было 5—6 кг. Появление солевого раствора в ручьях, вытекающих из-под ледника, фиксировалось по резкому изменению силы тока между двумя электродами, опущенными в поток. Сила тока в каждом ручье измерялась через 30 с.

Основные выводы, полученные в результате описанных экспериментов, сводятся к следующему.

1. Средние скорости движения воды в подледниковых потоках находятся в пределах 0,2—0,6 м/с, что соизмеримо со скоростями воды в достаточно крупных водотоках на поверхности льда. При определении скорости путь измерялся как горизонтальное проложение от точки пуска соли до точки измерения, а время — как разность между временем, соответствующим центру тяжести графика солевого импульса, и моментом запуска соли.

2. При пуске соли в одни и те же колодцы в различные годы в отдельных случаях заметно менялись время переноса соли и места ее выхода у конца ледника. Эти факты свидетельствуют о значительных перестройках внутри- и подледниковой гидрографической сети.

3. Соль, запущенная в один из колодцев, оказывалась в нескольких ручьях, расположенных с одной стороны от основного ручья. Таким образом, потоки имеют под ледником очевидную связь между собой.

4. Почти при всех опытах соль попадала в основной ручей и никогда соль, обнаруженная в ручьях по левому борту, не появлялась в ручьях по правому борту, и наоборот. Следовательно, основной поток занимает наиболее низкое гипсометрическое положение и является частичным коллектором для всех внутриледниковых потоков при их одновременной некоторой независимости друг от друга.

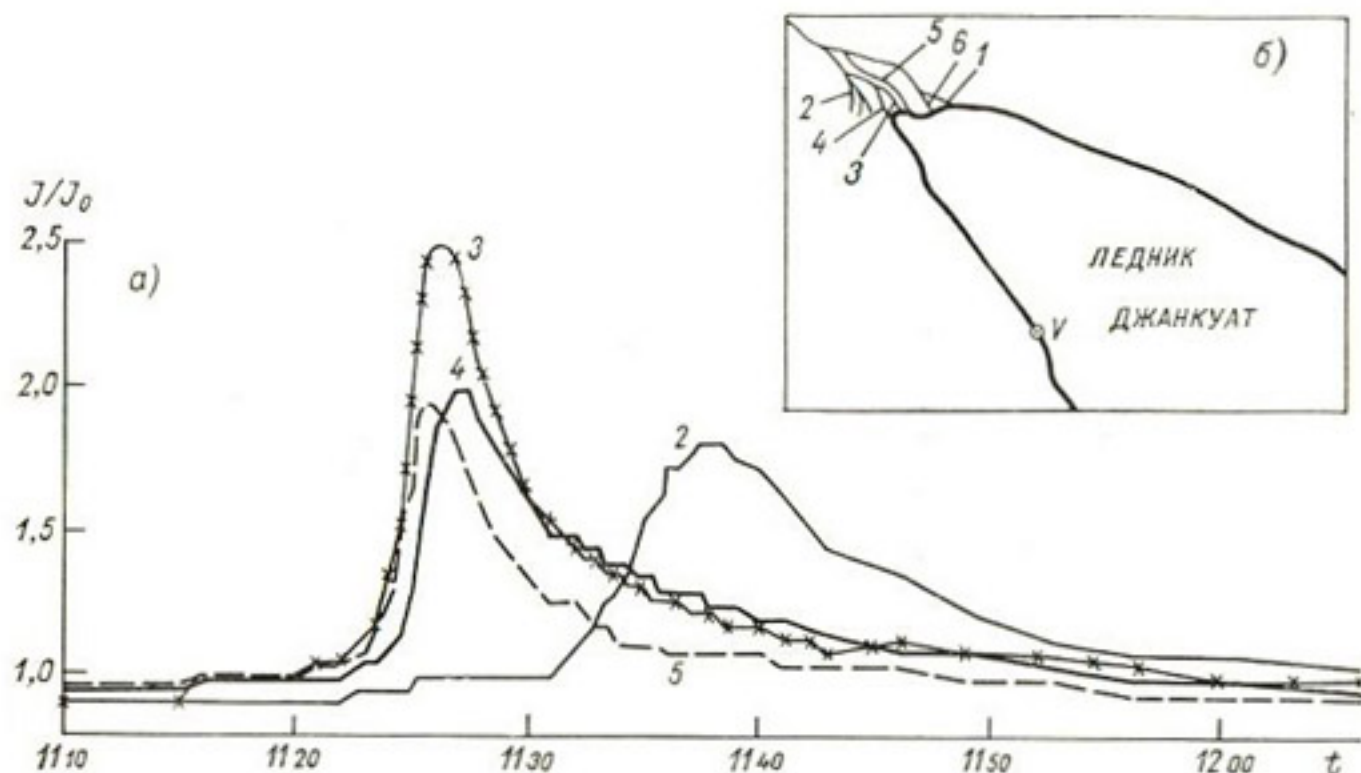


Рис. 28. Результаты пуска соли в колодец *V* на языке ледника Джанкуат в 11 ч 10 мин 10/VIII 1971 г.

*a* — графики изменения относительных величин силы тока в различных потоках, вытекающих из-под ледника; *b* — расположение потоков, вытекающих из-под ледника. Цифры на рисунках — номера потоков.

Вышеперечисленные выводы частично иллюстрируются рис. 28, где приведены результаты пуска соли в колодец *V*, расположенный у левого борта ледника. Сила тока в ручьях 1 и 6, расположенных по правому борту, во время опыта не изменилась, и результаты измерений в этих ручьях на графике не показаны. Представляет интерес также тот факт, что в ручье 2, проходящем сквозь зону мертвого льда и конечных морен, время перемещения соли оказалось больше, чем в потоках, расположенных во льду современного ледника.

## Выводы

Обзор основных особенностей водного режима толщи ледников, придонного слоя льда, а также снежно-фирновой толщи и поверхностных слоев льда позволяет прийти к заключению, что гидрографическая сеть ледника представ-

ляет собой единую взаимосвязанную гидравлическую систему. Существование полостей с водой, не связанных в данный момент с каналами стока, не опровергает этого заключения, так как при определенном изменении физических условий в толще ледника эти полости могут вновь оказаться связанными со всей системой. По мнению ряда авторов [119, 65, 229, 173 и др.], условия залегания и стекания воды с ледника

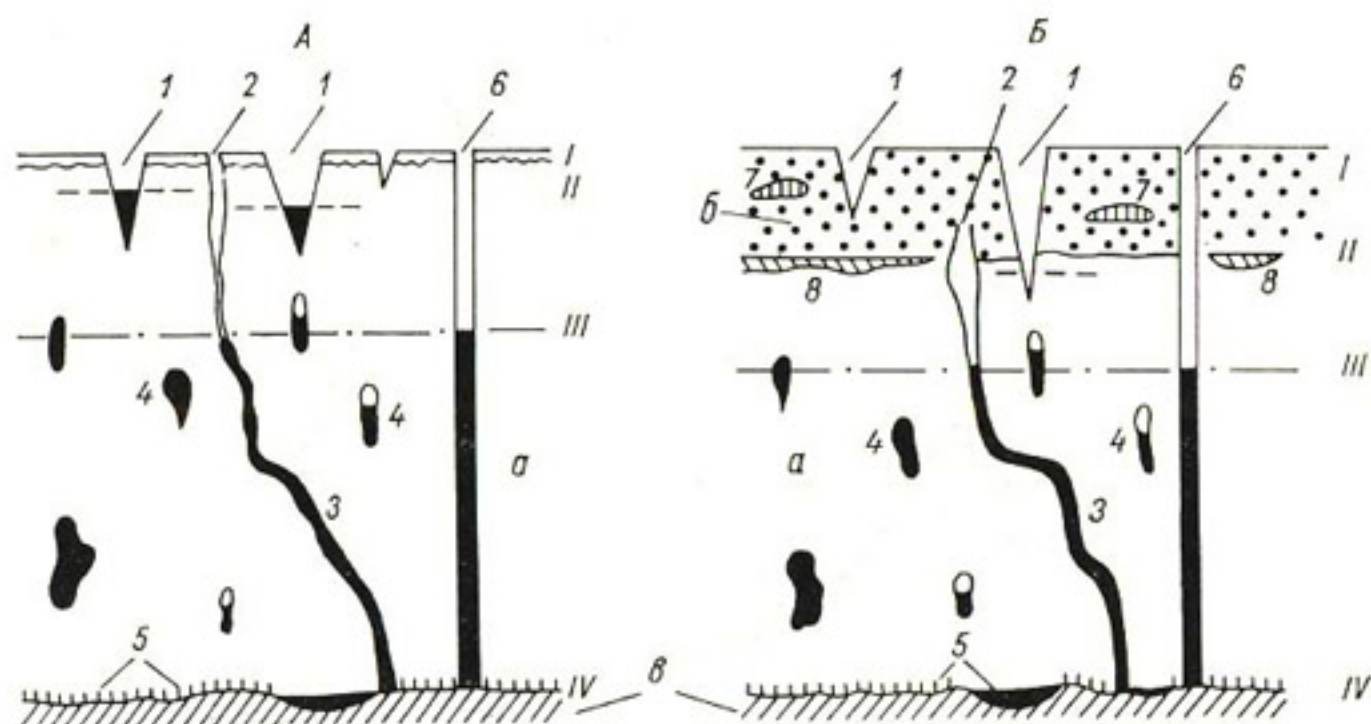


Рис. 29. Принципиальная схема вертикального гидрогеологического строения ледника.

*А* — на поверхность выходит лед. *Б* — верхняя часть ледника сложена снежно-фирновой толщей. Горизонты внутриледниковых вод: *I* — водоносный горизонт коры таяния льда (*А*) или линзы воды на ледяных прослойках в толще фирна (*Б*); *II* — ненапорные воды, застаивающиеся в трещинах (*А* и *Б*), или на поверхности контакта фирн—лед (*Б*); *III* — напорный горизонт внутриледниковых вод; *IV* — вода по контакту лед—ложе. Элементы внутриледниковой гидрографической сети: *1* — трещины с водой на дне; *2* — колодцы; *3* — внутриледниковые каналы стока; *4* — каверны, полностью или частично заполненные водой; *5* — приконтактный слой с водной пленкой, отдельными каналами стока и кавернами; *6* — скважина и уровень воды в ней; *7* — линзы воды в снежно-фирновой толще; *8* — линзы воды в снежно-фирновой толще на контакте фирн—лед. Вмещающие породы: *а* — лед; *б* — снег—фирн; *в* — ложе ледника.

более всего похожи на гидрологический режим карстовых районов. С этой аналогией, хотя и далеко не полной, можно согласиться.

Одним из проявлений единой гидравлической системы является существование в леднике водоносных горизонтов. Обобщение накопленных к настоящему времени данных, изложенных выше, позволило автору составить принципиальную схему вертикального гидрогеологического строения ледника (рис. 29).

Там, где лед выходит на поверхность, первый водоносный горизонт представляет собой водоносный горизонт коры таяния льда (*I*). Как было указано в гл. 2, он маломощен и весьма слабоводообилен. Подошва этого водоносного горизонта представляет собой, как правило, нижний уровень коры таяния.

В местах развития снежно-фирновой толщи в ее верхних горизонтах, в целом имеющих влажность, близкую к молекулярной влагоемкости (см. гл. I), на мощных ледяных прослойках при недостаточном уклоне могут сформироваться линзообразные скопления воды (I). Аналогом таких линз может служить верховодка равнинных областей.

В ряде мест на ледниках можно увидеть, что в нижней части трещин скопилась вода. Расстояние зеркала воды от поверхности ледника для всего ледника, как правило, неодинаково и выдерживается лишь для близлежащих трещин. Это ненапорные воды (II), аналогом которых до некоторой степени могут служить воды коры выветривания трещиноватых горных пород.

В снежно-фирновой толще на не разбитой трещинами и слабонаклонной поверхности нижележащего льда могут сформироваться линзы или горизонт воды, для которых нижние слои фирна являются коллектором (II). Аналогом этих вод могут явиться грунтовые воды равнинных районов, сложенных с поверхности осадочными породами.

Следующий, третий, горизонт внутриледниковых вод является напорным (III). Его поверхность проходит через отметки уровня внутриледниковых вод в скважинах (если бы они были пробурены до ложа в ряде точек на леднике). Лишь у внешнего контура ледника этот горизонт может быть ненапорным. Скопления воды ниже поверхности этого горизонта представлены кавернами с водой и каналами стока талых вод.

Четвертый горизонт внутриледниковых вод располагается в зоне контакта лед—ложе (IV). В наиболее сложном случае он представлен как тонкой водной пленкой по всему контуру ледника, имеющей ламинарный режим движения, так и системой магистральных каналов стока с кавернами, заполненными водой, с турбулентным напорным режимом движения.

В зависимости от конкретных условий изложенная схема может заметно изменяться. Более всего она характерна для мощного теплого долинного ледника. В ряде случаев отдельные горизонты могут отсутствовать. С другой стороны, можно предположить существование нескольких внутриледниковых напорных водоносных горизонтов.

### 1.3.3. ТИПЫ СИСТЕМ ДРЕНИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Совершенно очевидно, что единые взаимосвязанные гидравлические системы ледников весьма различны, так как они должны зависеть от климатических условий района и конкретного ледника, от морфологического типа ледника и многих других факторов. Вместе с тем взаимосвязь и взаимообусловленность ведущих гляциологических процессов и явлений позволяют при исследовании уменьшить количество факторов, влияющих на особенности системы дренирования ледника. Ниже приводится

классификационная схема деления ледников по типам гидравлических систем (рис. 30). Эта схема дает общую картину возможных типов гидравлических систем ледников, причем эта картина должна учесть все известные к настоящему времени разрозненные сведения о системах стока в ледниках.

Деление всего оледенения на ледниковые покровы и горные ледники в данной классификации обусловлено тем, что, как известно, первые не зависят от рельефа, а вторые зависят в сильной степени. В связи с этим системы распределения трещин горного ледника и соизмеримость его ширины и мощности обуславливают весьма специфические, отличные от покровных ледников условия проникновения талых вод в толщу и к ложу ледника.

Следующей ступенью является деление ледников на холодные и теплые. Условия холодного ледника не способствуют существованию ни микроскопических скоплений воды в монолитном льду, ни макроскопических скоплений.

Вместе с тем известно довольно много фактов существования воды и в холодных ледниках. Среди холодных ледников ледники, содержащие воду, отличаются повышенной активностью: энергия оледенения их выше, скорости движения и, соответственно, степень развития трещин на них больше, температуры льда выше и т. д. В качестве характеристики для последующего деления избрана качественная характеристика таяния, которая удобна и как прямой показатель количества талых вод, и как косвенный индекс активности ледника. Количественную характеристику таяния ввести в классификацию затруднительно. Во всяком случае, слой таяния должен превышать величину слоя начальных потерь, т. е. величину весенней водоаккумулирующей способности снежного покрова (см. гл. I), и (или) величину потерь на летнее льдообразование и заполнение поверхностной емкости льда. В качестве первого приближения для районов с континентальным климатом уровень, начиная с которого для данной классификации таяние можно считать значительным, может быть принят равным 100 мм за летний сезон. Для районов с морским климатом этот уровень может быть повышен до 400 мм. По зависимости А. Н. Кренке и В. Г. Ходакова [85], этим величинам соответствуют средние летние температуры около  $-5$  и  $-2^{\circ}$  соответственно.

Следующим таксономическим фактором, определяющим тип гидравлической системы холодного ледника, является наличие или отсутствие трещин, что предопределяет внутриледниковый или же поверхностный характер стекания талых вод. При этом предполагается, что для теплых ледников трещины являются закономерным свойством.

Последующим таксономическим критерием является сравнение глубины трещин с мощностью ледника. При несоизмеримости этих величин (глубина трещин и мощность ледника раз-

личаются на порядок) необходим еще какой-либо механизм для объяснения причин проникновения поверхностных талых вод к ложу. Если мощность ледника соизмерима с глубиной трещины, то возможны два случая: а) когда вода проникает к ложу вследствие того, что ледник полностью рассечен трещинами и б) когда вода проникает к ложу вследствие некоторого дополнительного механизма, но большую часть толщи она проходит по трещинам.

На ледниковых покровах и горных ледниках с очень холодным температурным режимом толщи талых вод или нет совсем или их весьма мало, и внутри- и подледниковые системы стока этих вод должны отсутствовать. Единственным источником жидкой воды является придонное таяние, которое происходит, когда при стационарных условиях геотермический поток тепла плюс энергия, выделяемая вследствие дифференциального движения льда, превосходят потери тепла поверхностью ледника в атмосферу. Здесь важнейшим фактором, определяющим придонное таяние, является мощность ледника. И. А. Зотиковым [57] введено понятие «критической толщины ледника», как толщины, «при которой температура у нижней поверхности ледника, на границе „лед—ложе”, равна температуре плавления, но самого плавления льда у этой поверхности еще не происходит». Очевидно, что введение критерия сравнения толщины ледника с критической мощностью позволяет оценить возможность существования водной пленки у ложа ледника. При этом для ледников со значительным таянием влияние фактора критической мощности вообще не показано не потому, что этот фактор не действует, а лишь потому, что объемы воды, связанные с придонным таянием, существенно меньше объемов воды, поступающих к ложу с поверхности.

Такие же критерии выделены и для горных ледников. Единственное различие заключается в том, что мощные горные ледники разделены на одноярусные и многоярусные. О причинах такого деления будет сказано несколько ниже.

В результате классификационной схемы получено 15 типов гидравлических систем (систем дренирования) ледников и ледниковых покровов. Все эти типы изучены недостаточно и заслуживают дальнейшего изучения и углубления. О некоторых типах нам известно больше, о других — меньше.

Рассмотрим выделенные типы в соответствии с объемом знаний, имеющихся в настоящее время.

На холодных ледниковых покровах, где таяние почти или совсем отсутствует, а мощность льда меньше критической мощности, воды в толще ледника и у его ложа нет (тип 1). Этот тип распространен в периферийных областях Антарктиды. В центральной области Антарктиды, где гляциоклиматические условия еще более суровы, мощность льда, по И. А. Зотикову [57], больше критической толщины (тип 2), и на площади около

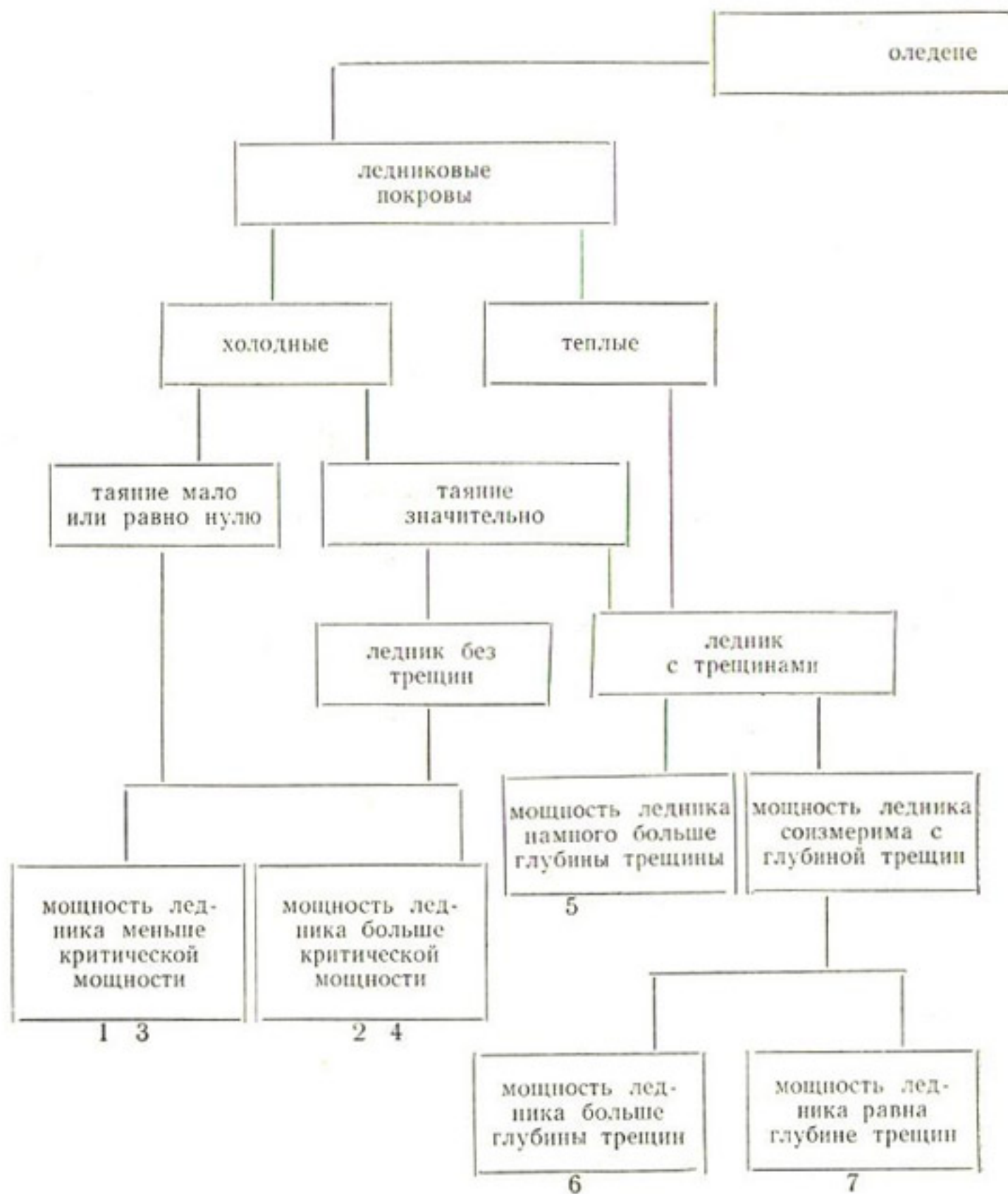
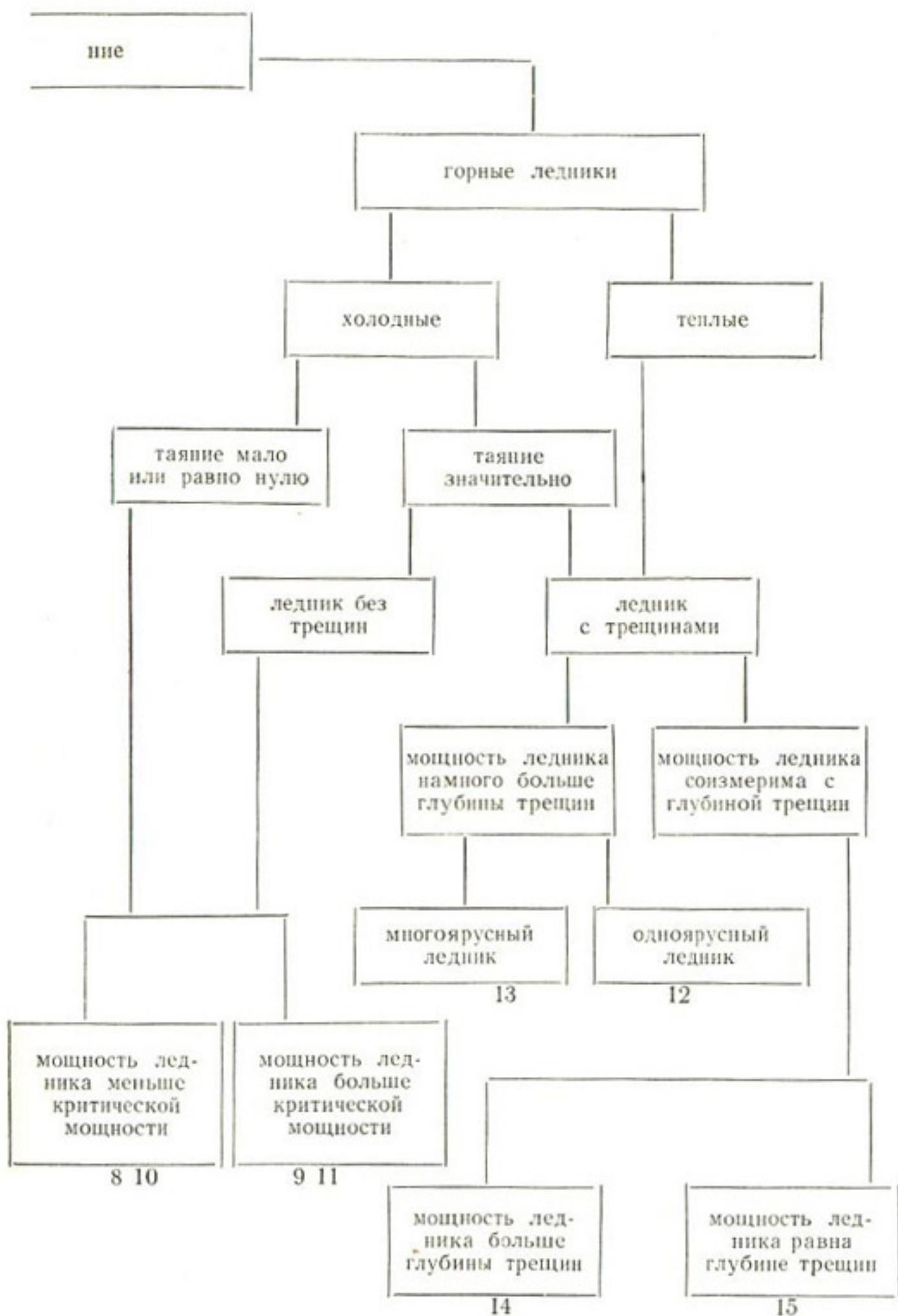


Рис. 30. Типы систем дренирования ледников. Цифры внизу — номер типа гидравлической системы.





12 млн. км<sup>2</sup> происходит придонное таяние со скоростью в среднем около 3 мм/год. По Д. Вертмену [249] вода, образующаяся вследствие придонного таяния, стекает в виде тонкой пленки при ламинарном режиме стекания. И. А. Зотиков полагает, что в Антарктиде эта вода большей частью повторно замерзает в периферийных областях, где толщина льда становится меньше критической.

На малоактивных холодных ледниковых покровах, лежащих на относительно ровном подледном рельефе, трещины не образуются, и талые воды стекают по поверхности ледника. Если мощность льда меньше критической мощности, воды нет у ложа ледника (тип 3). При мощности льда, превышающей критическую, водная пленка у ложа есть, но гидравлической связи эта вода с поверхностными водами не имеет (тип 4). Два указанных типа должны иметь распространение в Арктике. Вероятно, это ледниковые купола, в основном, в секторах с континентальным климатом.

На мощных ледниковых покровах, где глубина трещин на порядок меньше толщины льда и таяние значительно, талые воды должны циркулировать в поверхностном слое льда, без гидравлической связи с придонным слоем (тип 5). При этом можно полагать, что ледниковые покровы со значительным таянием и довольно высокой температурой льда развиты там, где критическая мощность ледника не должна быть значительной, и потому можно предполагать существование водной пленки у ложа. Описанный тип существует, по-видимому, на больших ледниковых куполах Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена.

При небольшой мощности льда или в местах с большими величинами скоростей деформации и соответственно глубокими трещинами ледниковые покровы со значительным поверхностным таянием должны иметь гидравлическую связь с ложем, где можно предполагать существование водной пленки. При этом, если мощность ледника больше глубины трещин, требуется дополнительный механизм для проникновения воды к ложу (тип 6). Таким механизмом, как было отмечено выше, является расклинивающее действие воды, находящейся в трещине. Кроме того, для проникновения талых вод к ложу достаточно лишь нескольких трещин, заметно превышающих среднюю глубину трещин на леднике. Если мощность ледника равна глубине трещин, вода свободно проникает к ложу ледника (тип 7). Очевидно, что два указанных типа распространены по периферии больших ледниковых покровов, а также на небольших куполах в секторах с морским климатом.

Холодные горные ледники с весьма малым или нулевым таянием имеют два типа систем дренирования. При мощности ледника меньше критической никакой системы, собственно говоря, нет, поскольку и воды в леднике нет (тип 8). К этому типу

могут быть отнесены небольшие леднички очень высоких гор или горные ледники Антарктиды (например, ледник Мезерв в Трансантарктических горах). При мощности ледника больше критической у ложа есть водная пленка (тип 9). Этот тип может встречаться, по всей видимости, в высокоподнятых верховьях наиболее крупных долинных ледников (типа ледника Федченко).

На холодных горных ледниках со значительным таянием при отсутствии трещин сток осуществляется по поверхности льда (см. гл. 2). Если мощность ледника меньше критической, ледник у ложа также холодный, и придонного таяния нет (тип 10). Примером такого типа являются ледники хребта Сунтар-Хаята и, в частности, ледник № 31. При мощности льда больше критической у ложа существует водная пленка (тип 11). Этот тип системы дренирования характерен для большей части языка ледника Центрального Туоксуйского [58].

На горном леднике, отличающемся значительным таянием, с поверхностью, в ряде мест рассеченной трещинами, и с мощностью льда, намного большей, чем глубина трещин, вода с поверхности проникает к ложу ледника, по всей вероятности, оттекая сначала к бортам долины, а затем по ее днищу к центру, собираясь в основной магистральный канал. Часть воды скапливается также у ложа в карманах с нижней по течению стороны скальных выступов. В гидравлической связи поверхностных вод с ложем большую роль играют также отдельные глубокие трещины, что отмечает для ледника Аржантьер в Альпах Р. Виван [243], где глубина таких трещин превышает 40 м. У ложа ледника наряду с магистральными каналами, выполняющими функции дренирования талых поверхностных вод, существует также водная пленка, образованная вследствие придонного таяния ледника. Это тип 12 систем дренирования ледников, характерный в первую очередь для крупных долинных ледников горных районов умеренного пояса (Альп, Кавказа, Памира, Алтая и др.).

Гидравлическая система такого типа наиболее детально изучена для ледника Горнерглетчер в Альпах [222]. Для этого ледника был известен продольный профиль ложа и давление воды под ледником в одной точке, где из деривационного тоннеля ГЭС, проходящего в скальных породах под ледником, была пробурена скважина вверх до ледника. Мощность ледника порядка 300—500 м. Главным каналом стока является тоннель полукруглого или параболического сечения, проходящий по тальвегу долины. Были рассчитаны пьезометрические кривые вдоль оси ледника для условий лета, когда расход воды приблизительно равен  $10 \text{ м}^3/\text{с}$ , и зимы, когда расход равен  $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ . Пьезометрические кривые в целом параллельны поверхности льда и находятся от нее летом на глубине около 200 м в нижней части ледника и около 100 м в верхней части его языка. Зимой эти значения составляют соответственно около 160 и 60 м.

Более высокое давление зимой отмечают также У. Метьюз [197] и Р. Виван и Ж. Зумстейн [245]. По бокам ледника могут существовать каналы, располагающиеся в одной плоскости с пьезометрической линией и отражающие тем самым напорный горизонт внутрiledниковых вод.

В последние годы появились сведения о том, что крупные ледники Центрального Тянь-Шаня имеют ярусное строение. По данным радиолокационного зондирования, ледник Иныльчек состоит из трех ярусов мощностью сверху вниз 44—65, 25—60 и 60—250 м [7]. Возникновение ярусности объясняется следующим образом [10]. На границе верхнего плейстоцена и нижнего голоцена происходило отступление ледников, а также превращение их в каменные глетчеры под бронирующим слоем морены. В среднем голоцене образовались новые ледники, в ряде случаев наложившиеся на законсервированные.

По предположению С. Э. Айрапетьянца и Е. К. Бакова [7], средний ярус ледника Иныльчек содержит тоннели, озера и другие формы ледникового термокарста. По этому горизонту происходит сток вод оз. Мерцбахера во время его ежегодных спусков (см. гл. 7). Дальнейшее изучение гидравлических систем крупнейших долинных ледников с ярусным строением (тип 13) поможет объяснить и палеогеографию высокогорных районов.

Небольшие горнодолинные ледники имеют, как правило, мощность, незначительно (в 2—4 раза) превышающую глубины трещин. Как уже указывалось, на идеальном леднике с прямыми параллельными краями, идеальной пластичностью льда и ровным ложем при отсутствии продольной деформации или сжатия (последнее типично для языков ледников) образуются две системы косых трещин у краев ледника, в то время как в центральной его части трещин нет [208]. Таким образом, на обоих краях ледника образуются условия для поглощения воды трещинами, в то время как в центральной части сохраняются условия для поверхностного стока (тип 14). На реальном леднике вследствие выпуклости поверхности происходит растекание талых вод к краям и поглощение их трещинами или колодцами, развившимися по линиям нарушений. Трещины, колодцы и связанные с ними системы дренирования обеспечивают сток воды в диагональном направлении к краям ледника. В результате формируются две независимые гидравлические системы, магистральные каналы стока которых располагаются вдоль краев ледника. Могут быть случаи, когда оба канала объединяются поблизости от конца ледника и появляются из-под ледника единым потоком, создавая ложное впечатление существования одного центрального магистрального канала. Описанную систему дренирования подробно изучил Т. Стенборг [232, 233] на двух долинных ледниках Швеции — Миккагляциарен и Стургляциарен. Мощность ледника Миккагляциарен по осевой линии более 60 м, в то время как глубины трещин в среднем равны

25 м, а наибольшая измеренная глубина трещины составляла 38—39 м, и талые воды могли проникать к ложу посредством боковых систем дренирования ледника.

Неровный рельеф ложа горных ледников может явиться главным фактором, способствующим возникновению трещин, близких по своей глубине мощности ледника. В частности, ступенчатый характер продольного профиля ледников приводит к возникновению областей растяжения на ригелях, где и можно ожидать формирования трещин на всю мощность ледника. В этих условиях длина пробега талых вод по поверхности ледника невелика, сток становится внутрiledниковым, а затем и подледниковым. При этом формируется один главный магистральный канал стока, но не исключено существование и второстепенных подледниковых каналов стока, непосредственно не связанных с главным каналом (тип 15). Этот тип гидравлической системы присущ, в частности, леднику Джанкуат.

Джанкуат можно рассматривать как неоднородную по всему своему объему наклонную пластину льда сложной конфигурации со средней толщиной 60 м и максимальной толщиной 120 м, постепенно утоньшающуюся к своим краям. Сложная по продольному разрезу конфигурация вызвана существованием четырех ярусов каров, формирующих ступенчатый характер продольного профиля ложа. Рельеф поверхности в сглаженном виде повторяет рельеф ложа, так что днищам каров соответствуют наименьшие уклоны и наибольшие мощности ледника (80—120 м), а ригелям — наибольшие уклоны и наименьшие мощности (60 м и менее). Над ригелями ледник в значительно большей степени разбит трещинами, чем над днищами каров.

Исследования внутреннего строения ледника с наибольшей детальностью проводились для верхней относительно ровной части языка ледника (*IV* высотно-морфологическая зона). На рис. 31 показан поперечный сводный разрез в этой зоне, построенный по данным фототеодолитной съемки, геоморфологического анализа, радиолокации, электроразведки, гравиметрической съемки, термоэлектробурения и термометрии.

В разрезе можно выделить три слоя. Верхний слой разбит выходящими на поверхность мощными трещинами глубиной до 30 м. Заметим, что в фирновой области этот слой включает в себя и толщу фирна, имеющую в *VII* высотно-морфологической зоне мощность 15—20 м, зафиксированную по более высокой, чем во льду, скорости погружения термоэлектробура.

Средний слой содержит, по всей видимости, закрытые сверху и снизу полости, частично или целиком заполненные талой водой. Одна из таких полостей была обнаружена при термоэлектробурении на глубине 43—51 м. Трещиноватый водонасыщенный слой выделяется при радиолокационном зондировании по максимуму уровня отражений от неоднородностей толщи, причем этот максимум нарастает к середине дня по мере усиления

абляции и соответственно по мере накопления запаса талых вод в рассматриваемом слое. Радиосигнал не поглощается водонасыщенным слоем, из чего можно сделать вывод о том, что этот слой не является сплошным водоносным горизонтом. В противном случае радиосигнал поглощался бы даже при незначительной (менее 0,5 м) мощности сплошного слоя воды. Водоносный горизонт, таким образом, можно рассматривать как систему каверн, частично или полностью занятых водой и сообщающихся

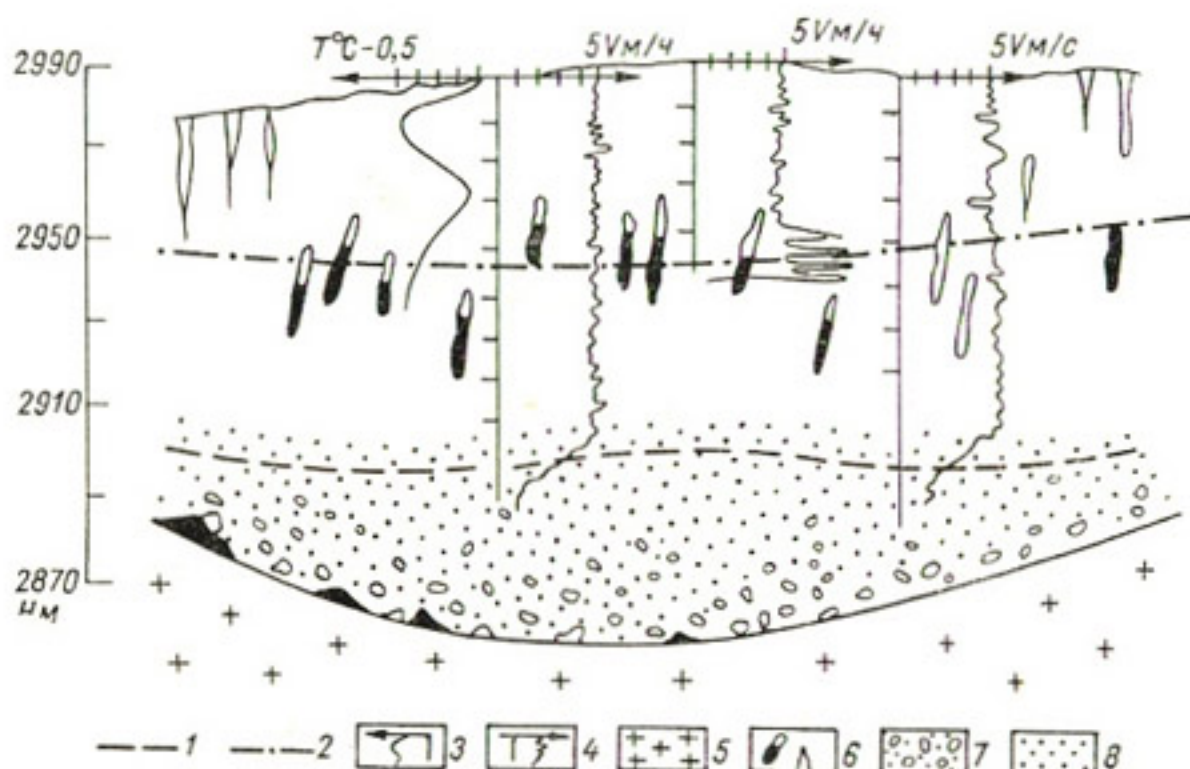


Рис. 31. Поперечный схематический разрез языка ледника Джанкуат.

1 — граница ледник—ложе по данным радиолокации; 2 — зона максимальной плотности отражающих неоднородностей (водоносный горизонт); 3 — распределение температуры льда с глубиной; 4 — график скорости погружения термоэлектробура; 5 — коренные породы; 6 — трещины и полости (вода показана черным тоном); 7 — мореносодержащая толща льда; 8 — лед, загрязненный тонкодисперсным материалом.

друг с другом. В данном случае аналогия с карстовым районом очевидна.

Существование водоносного горизонта подтверждается данными измерения температуры толщи ледника. Ниже деятельного слоя температура льда в среднем равна  $-0,4^{\circ}\text{C}$ ; но на глубине около 30 м четко выделяется максимум, равный  $-0,1^{\circ}\text{C}$ .

Нижний, придонный, слой ледника характеризуется постепенно увеличивающимся книзу содержанием моренного материала. Толщина верхней части этого слоя, загрязненной тонкодисперсным материалом, около 10 м, что зафиксировано по плавному замедлению скорости погружения термоэлектробура перед его окончательной остановкой. Внутри придонного слоя находится отражающая радиолокационная граница, соответствующая наиболее стабильному (при перемещении радиолокатора по

поверхности ледника) максимуму уровня отраженного сигнала. Можно полагать, что эта граница есть насыщенный водой придонный слой льда, в котором каналы стока и полости ответственны за процесс стока талых вод, а водная пленка обеспечивает скольжение ледника по ложу.

Более крутые участки ледника, располагающиеся над ригелями, столь детально не изучены вследствие сложности перемещения по этим участкам с аппаратурой. Возможно, что именно

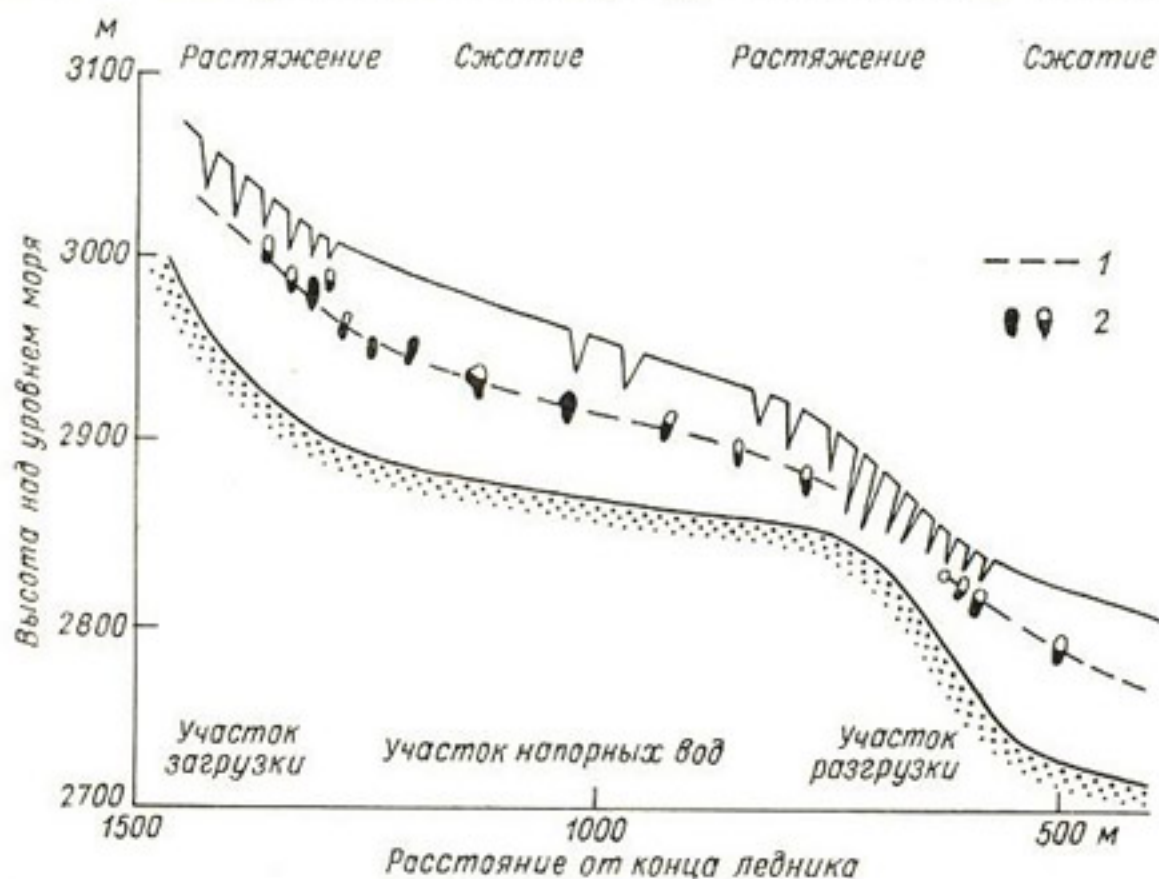


Рис. 32. Схематический разрез вдоль продольной оси ледника Джанкуат.

1 — горизонт внутриледниковых вод; 2 — каверны, полностью или частично заполненные водой.

на этих участках происходит прямое проникновение талых вод к ложу ледника (рис. 32). Верхняя часть крутого участка представляет собой зону растяжения ледника с относительно глубокими трещинами. В то же время мощность ледника здесь наименьшая. Эти два основных фактора и обеспечивают, вероятно, проникновение воды к ложу. К числу дополнительных факторов можно отнести расклинивающий эффект талых вод на дне полости и возможность существования придонных трещин приблизительно в том месте, где на поверхности начинается зона сжатия. Описанный участок является участком разгрузки внутриледниковых вод.

В нижней части крутой зоны вследствие начинающегося сжатия трещины начинают замыкаться, причем талые воды, попавшие с поверхности на дно трещин, окажутся замкнутыми

в кавернах. Этот участок может быть назван участком загрузки внутрiledниковых вод.

Далее в процессе движения ледника каверны с водой уносятся по линиям тока на относительно пологую часть ледника. Здесь водоносный горизонт, довольно устойчиво выдержанный по глубине, не имеет, как правило, гидравлической связи ни с поверхностью, ни с ложем и находится, по-видимому, в условиях местного напора.

Исследования внутреннего строения горных ледников, имеющих небольшую мощность и сложный продольный профиль ложа, должны показать, является ли концепция о прерывистости внутрiledникового водоносного горизонта и чередовании участков с различным гидравлическим режимом общей для всех ледников с гидравлическими системами по типу 15. Представляется, что Джанкуат является ярко выраженным, но типичным примером, поскольку ступенчатость ложа характерна для горнодолинных ледников и именно она (и незначительная мощность льда) предопределяет основные гидравлические особенности ледника.

## II. ВОДНЫЙ РЕЖИМ И ВОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ

### II.4. КОМПОНЕНТЫ УРАВНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКА

### II.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ

### II.6. ГИДРОГРАФ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА, ЕГО АНАЛИЗ И ПУТИ РАСЧЕТА

### II.7. ПАВОДКИ И СЕЛИ ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

### II.4. КОМПОНЕНТЫ УРАВНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКА

Во введении уже указывалось, что специфической особенностью уравнения водного баланса ледника является то, что оно описывает только жидкую фазу воды. Уравнение выглядит следующим образом:

$$A + P_l + C - E - R - F = B_l, \quad (4.1)$$

где  $A$  — вода, образующаяся в результате таяния льда, фирна и снега на леднике, внутри него и под ним;  $P_l$  — жидкие осадки, выпадающие на поверхность ледника;  $C$  и  $E$  — соответственно конденсация и испарение воды, происходящие в основном на поверхности ледника;  $R$  — жидкий сток с ледника;  $F$  — повторное замерзание талых и дождевых вод на поверхности ледника и в его толще;  $B_l$  — изменение запасов воды на поверхности ледника, в его толще и под ним.

Почти все указанные компоненты уравнения водного баланса ледника исследовались многими авторами весьма тщательно для различных задач и в различных географических условиях, но обзор огромной литературы по данному вопросу не входит



в нашу задачу. Задача данной главы является более целенаправленной: рассмотреть основные особенности определения компонент уравнения водного баланса ледника.

#### 11.4.1. ТАЯНИЕ

##### Общие положения

Таяние является важнейшим компонентом приходной части уравнения водного баланса. Оно служит главной составной частью процесса абляции, связанной с воздействием на лед и снег внешней среды, т. е. метеорологических условий. Известно, что процессы таяния и испарения — конденсации происходят в теплый период одновременно и разделить их весьма трудно. Известно также, что роль испарения — конденсации в балансе массы (но не энергии!), как правило, невелика.

Таяние ледника бывает поверхностным, внутри- и подледниковым. У большинства ледников поверхностное таяние является подавляющим. Лишь в отдельных случаях (под крупными ледниковыми покровами) или в отдельные периоды года (в период аккумуляции на ледниках с заметным поверхностным таянием) донное и внутриледниковое таяние играет заметную роль.

Поверхностное таяние разными исследователями относится к весьма различным по толщине слоям ледника. При этом существуют три основных подхода: а) рассматривается таяние на поверхности или же в тонком слое, ограниченном глубиной проникновения солнечной радиации; б) рассматривается таяние (или, точнее, убыль вещества) в слое текущего года; в) рассматривается убыль вещества во всей колонке ледника от поверхности до ложа. Ясно, что во втором и третьем случаях мы имеем дело не с таянием  $A$ , а со стоком из колонки ледника  $R$ , который даже в самом простом случае является результатом взаимодействия таяния на поверхности и запасов жидкой воды в толще ледника. Для вычисления баланса массы удобно говорить о потерях вещества во всей колонке до нижней границы годового слоя или до ложа. Однако этому понятию, отражающему результирующий процесс, уже подобран термин «летний баланс» [161].

Таким образом, поверхностным таянием следует считать процесс образования талой воды в слое, ограниченном непосредственным действием метеорологических факторов. Мощность этого слоя определяется глубиной проникновения солнечной радиации. Мы уже указывали (см. гл. 2), что солнечная радиация практически не проникает глубже 10—15 см. При длительном развитии коры таяния в условиях ясной погоды ее мощность может несколько превышать указанную величину, но в любом случае толщина слоя, в котором происходит таяние, ограничивается первыми десятками сантиметров.

Прямые наблюдения за таянием должны, следовательно, дать величину изменения массы поверхностного слоя ледника

$$A = \int_0^{h_2} \rho_0 dh - \int_0^{h_1} \rho_1 dh, \quad (4.2)$$

где  $\rho_0$  и  $\rho_1$  — плотность льда или снега в начальный и конечный моменты интервала времени соответственно, для которого производится определение абляции;  $h_0$  и  $h_1$  — расстояние от плоскости отсчета до поверхности ледника. Этот прямой метод пред-

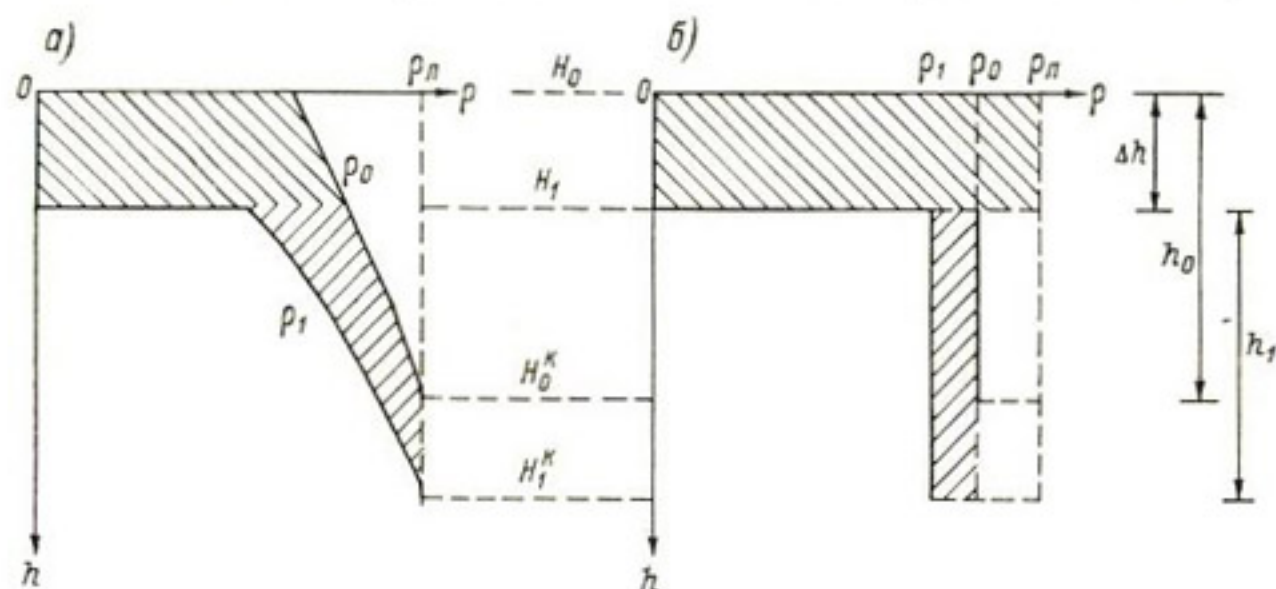


Рис. 33. Схема определения убыли массы поверхностного слоя льда по формулам (4.2) и (4.4).

$$a) A = \int_0^{h_2} \rho_0 dh - \int_0^{h_1} \rho_1 dh \quad (4.2)$$

и

$$b) A = \rho_{\Delta} \Delta h + (\rho_{\Delta} - \rho_1) h_1 - (\rho_{\Delta} - \rho_0) h_0 \quad (4.4)$$

ложен для снежного покрова Э. Ла Шапеллем [183], но очевидно, что уравнение (4.2) является базисным и для наблюдений за абляцией льда.

Р. Хабли [177] изменение массы поверхностного слоя снега или льда во времени выразил следующим образом:

$$\frac{dA}{dt} = \rho h \frac{dh}{dt} + \int_0^h \frac{d\rho}{dt} dz, \quad (4.3)$$

где первый член правой части уравнения отражает потерю массы при постоянной по вертикали плотности, а второй член учитывает колебания вертикального профиля плотности во времени.

Переходя к конечным разностям (что реально и делается в практике гляциологических исследований), мы получаем

следующую формулу для определения потери массы поверхностного слоя льда:

$$A = \rho_2 \Delta h + (\rho_2 + \rho_1) h_1 - (\rho_2 - \rho_0) h, \quad (4.4)$$

где  $\rho_2$  — плотность льда ниже коры таяния;  $\rho_0$  и  $\rho_1$  — средняя плотность коры таяния в начальный и последующий моменты времени соответственно;  $\Delta h$  — понижение поверхности льда;  $h_0$  и  $h_1$  — мощность коры таяния в начальный и последующий моменты времени соответственно. Площадь, заштрихованная на рис. 33, представляет собой убыль массы из поверхностного слоя.

### Наблюдения за таянием льда в точке

Наиболее распространенным способом определения абляции в отдельных точках поверхности ледников является речный метод. По этому методу абляция — есть произведение понижения поверхности ледника  $\Delta h$  за рассматриваемый интервал времени на среднюю плотность растаявшего льда  $\bar{\rho}$

$$A = \Delta h \bar{\rho}. \quad (4.5)$$

Понижение поверхности измеряется, как правило, с точностью  $\pm 1$  см. Плотность льда по большей части не измеряется, а принимается одинаковой и постоянной (обычно  $0,9$  г/см<sup>3</sup>). В этом случае формула (4.5) представляет собой первый член формулы (4.4).

Исследование ошибок определения таяния льда выполнено М. Б. Дюргеровым под руководством автора. Часть результатов опубликована [52, 53]. Существует пять классов элементарных ошибок: ошибки объекта, личные, инструментальные, ошибки метода измерений или теоретические, внешние ошибки.

Наиболее детально исследована М. Б. Дюргеровым величина понижения поверхности льда, измеряемая массовым образом при производстве гляциологических работ. Ошибки объекта и инструментальные ошибки оказываются пренебрежимо малыми. Ошибка метода складывается из ошибки установки рейки и ошибки округления. Известно, что существуют два способа установки реек: по линии отвеса и по нормали к поверхности. Абсолютные ошибки в определении понижения поверхности при установке рейки по отвесу заметно больше, чем при установке рейки по нормали к склону. Кроме того, при первом из указанных способов знак ошибки колеблется в зависимости от знака отклонения направления рейки от линии отвеса. При втором способе ошибки всегда отрицательны и легко поддаются учету. Верхний предел ошибки при втором способе и при суточном интервале между отсчетами не превышает  $0,15$  см.

Среднее квадратическое отклонение величины округления результата отдельного измерения  $\sigma$  равно  $\sigma = \beta/\sqrt{3}$ , где  $\beta$  — предельная ошибка округления, равная 0,5 единицы последнего удерживаемого знака. При обычной в гляциологии точности отсчетов, равной 1 см, средняя квадратическая ошибка одного округления составляет 0,29 см. Для снижения ошибки мы рекомендуем точность отсчета по рейкам повысить до 0,5 см, что вполне возможно на всех ледниках. В этом случае ошибка округления сократится до 0,15 см. На Джанкуате все наблюдения за понижением поверхности ледника, начиная с 1972 г., проводятся с точностью 0,5 см.

Принимая ошибку результата, равной корню квадратному из суммы квадратов частных ошибок, получим, что ошибка метода при установке рейки по нормали к склону и точности отсчета  $\pm 0,5$  см равна для суточного интервала между наблюдениями  $\pm 0,2$  см.

Описание исследования личных и внешних ошибок посредством одновременного обхода группы реек семью независимыми наблюдателями приводится в работе М. Б. Дюргерова [53]. Позднее к изучению тех же данных им был применен метод дисперсионного анализа. В результате было установлено, что личная ошибка равна 0,67 см, а внешняя — 0,36 см.

Полная ошибка измерения  $\sigma_{\Delta h}$  запишется уравнением

$$\sigma_{\Delta h} = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_l^2 + \sigma_v^2}, \quad (4.6)$$

где  $\sigma_m$  — ошибки метода;  $\sigma_l$  — личные ошибки;  $\sigma_v$  — внешние ошибки. Величина ошибки при суточном интервале между наблюдениями равна  $\pm 0,8$  см. При точности отсчета  $\pm 1$  см величина полной ошибки определения понижения поверхности льда за сутки составляет с округлением также  $\pm 0,8$  см. В действительности полная ошибка меньше, так как все частные ошибки, определяющие ее, брались по верхнему пределу. Например, на Джанкуате из семи человек, участвовавших в эксперименте по исследованию личных и внешних ошибок, лишь трое постоянно занимались измерениями таяния по рейкам.

Приводимая величина ошибки не является, очевидно, частным случаем, характерным для Джанкуата, а является общей, характерной для речного метода наблюдений. При переходе от суточного интервала между наблюдениями к более продолжительному все частные ошибки, за исключением ошибки установки рейки, не накапливаются. Ошибка установки рейки снимается каждый раз при переобурировании, и за весь сезон также не накапливается. Поэтому полная абсолютная ошибка определения понижения поверхности увеличивается весьма незначительно с увеличением интервала между наблюдениями, а полная относительная ошибка уменьшается по гиперболическому закону.

Как указывалось, обычно плотность льда не измеряется, а принимается постоянной и равной  $0,9 \text{ г/см}^3$ . Между тем известно, что плотность не затронутого таянием монолитного льда изменяется по площади ледника [148, 82]. Для оценки ошибки, связанной с этим обстоятельством, М. Б. Дюргеров провел специальные измерения на Джанкуате. С глубины 30—40 см от поверхности буром-пробоотборником диаметром 202 мм были взяты в 20 точках пробы льда весом не менее 1 кг. Пробы тщательно взвешивались, затем лед растапливался и определялся объем талой воды. Плотность льда определялась с систематической ошибкой  $-0,01 \text{ г/см}^3$ , связанной с некоторым увеличением скважины по сравнению с диаметром бура. Остальные ошибки были несущественными. С учетом систематической ошибки средняя по языку ледника плотность монолитного льда оказалась равной  $0,88 \text{ г/см}^3$ .

Таким образом, использование постоянной плотности, равной  $0,9 \text{ г/см}^3$ , приводит к систематическому завышению величины абляции. Для языка ледника Джанкуат, отличающегося довольно интенсивной абляцией, ошибка за сезон составляет около 80 мм, или приблизительно 2% суммы абляции за сезон. Абсолютная величина рассматриваемой ошибки находится в прямой зависимости от величины абляции, и потому относительная ошибка и на ледниках с малым таянием должна оставаться небольшой. Значит, измерения плотности монолитного льда следует проводить лишь при высокоточных воднобалансовых и массбалансовых исследованиях ледников. В большинстве же случаев можно ограничиться применением средней плотности льда, равной  $0,9 \text{ г/см}^3$ .

Оценим возможные ошибки наблюдений в точке по речному методу. Среднее квадратическое отклонение функции  $F$  при не зависящих друг от друга аргументах  $X, Y, \dots, U$  [21] равно

$$\sigma_F = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial X}\right)_0^2 \sigma_X^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial Y}\right)_0^2 \sigma_Y^2 + \dots + \left(\frac{\partial F}{\partial U}\right)_0^2 \sigma_U^2}. \quad (4.7)$$

Тогда для речных наблюдений среднее квадратическое отклонение абляции в точке можно записать следующим образом:

$$\sigma_A = \sqrt{\rho^2 \sigma_{\Delta h}^2 + \Delta h^2 \sigma_\rho^2}, \quad (4.8)$$

где  $\sigma_A, \sigma_{\Delta h}, \sigma_\rho$  — средние квадратические ошибки таяния, понижения поверхности и плотности льда соответственно. В уравнении (4.8) первый член подкоренного выражения при увеличении интервала времени между наблюдениями остается практически постоянным, так как величина ошибки определения понижения поверхности почти постоянна. Наоборот, второй член подкоренного выражения существенно увеличивается при росте интервала между наблюдениями вследствие увеличения слоя стаявшего льда. Таким образом, абсолютная ошибка

определения абляции в точке несколько увеличивается при увеличении интервала времени между наблюдениями.

Относительная ошибка произведения равна корню квадратному из суммы квадратов относительных ошибок сомножителей [21]. В рассматриваемом случае имеем

$$\frac{\sigma_A}{A} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\Delta h}}{\Delta h}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_\rho}{\rho}\right)^2}. \quad (4.9)$$

Величина относительной ошибки определения таяния в точке при малых значениях  $\Delta h$  определяется главным образом первым членом подкоренного выражения, причем величина ошибки обратно пропорциональна слою стаявшего льда, а также, следовательно, и интервалу между наблюдениями.

При больших значениях слоя стаявшего льда большой вес начинает приобретать второй член подкоренного выражения, так что при  $\Delta h \rightarrow \infty$  величина относительной ошибки асимптотически приближается к относительной ошибке определения плотности льда. Тем самым мы снова приходим к выводу, что при высокоточных расчетах водного баланса за длительный период времени (порядка сезона или года) следует обращать внимание на точное определение плотности льда.

Мы просчитали величины ошибок определения таяния льда в точке по результатам исследований на леднике Джанкуат. Абсолютная ошибка определения понижения поверхности была задана несколько увеличивающейся при увеличении интервала времени от 1 до 30 суток, а затем остающейся постоянной вследствие перебуривания рек. Абсолютная ошибка определения плотности льда принята равной  $\pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>. Как уже отмечалось выше, при оценке ошибок были приняты их значения, близкие к верхнему пределу. Интенсивность абляции была принята равной 6 см/сут в слое льда, или 53 мм/сут в слое воды, что соответствует средней величине в июле—августе.

Результаты расчета приводятся ниже:

Интервал, сутки . . . . .	1	5	10	30	100
Абсолютная ошибка, мм . . . . .	7	11	17	39	121
Относительная ошибка, % . . . . .	13,2	4,2	3,2	2,4	2,3

Если задаться точностью определения плотности льда, равной 0,01 г/см<sup>3</sup>, то точность определения абляции льда в точке за весь сезон абляции будет близка к 1%. Таким образом, при определении таяния льда по формуле (4.5), т. е. речным методом, точность определения таяния льда в точке за сезон таяния асимптотически приближается к точности определения плотности льда, и для ряда задач ошибка может быть принята равной нулю.

В районах с менее интенсивным таянием абсолютная ошибка определения абляции должна быть меньше в соответствии

с формулой (4.8). Проверочные расчеты выполнены для ледника Карабаткак на Тянь-Шане, где таяние в июле—августе составляет 3 см/сут в слое льда. Остальные параметры приняты такими же, что и в расчете для Джанкуата.

Результаты приводятся ниже:

Интервал, сутки . . . . .	1	5	10	30	100
Абсолютная ошибка, мм . . . . .	7	10	13	23	62
Относительная ошибка, % . . . . .	27,0	7,6	4,9	2,9	2,4

Абсолютная ошибка действительно оказалась меньше, чем для Джанкуата. Относительная ошибка для длинных интервалов времени близка к ошибке, определенной для Джанкуата и зависит от точности определения плотности льда. Для коротких же интервалов времени эта ошибка оказывается существенно выше, чем для Джанкуата. Таким образом, при вычислении водного баланса ледника, чем меньше интенсивность абляции, тем длиннее должен быть расчетный интервал времени.

При суточном и более коротких интервалах времени между наблюдениями относительная ошибка определения таяния по рейкам в отдельных точках оказывается весьма большой. Здесь главным путем для повышения точности может быть многократное измерение понижения поверхности в непосредственной окрестности измеряемой точки.

Кроме того, при коротких интервалах времени формула (4.5) становится иногда неточной вследствие заметного эффекта разрушения или образования коры таяния. Вопрос о влиянии коры таяния на точность наблюдений за абляцией был исследован на леднике Джанкуат. Здесь в течение трех лет проводились серии утренних (до начала таяния) измерений плотности, мощности и структуры коры таяния, понижения поверхности льда по тросам (что рассматривалось как понижение поверхности в точке), а также круглосуточные наблюдения на стоковой площадке, причем все эти места наблюдений располагались рядом, практически в одной точке. Особенности строения и водный режим коры таяния описаны в гл. 2.

На основании полученных данных по формуле (4.4) были вычислены значения таяния. Оказалось, что в ряде случаев между наблюдениями за таянием только по рейкам и по рейкам с учетом роли коры таяния заметного расхождения не существует. В целом же это расхождение заметно, и для серии наблюдений, проводимой, например, в течение 10 дней в 1972 г., составляет в среднем 4,3%. В отдельные дни в 1972 г. это расхождение превышало 8%, а 8/VII 1969 г. было равно даже 50%. При увеличении интервала между наблюдениями относительное влияние коры таяния уменьшается.

Таким образом, для определения абляции с высокой точностью необходимо наряду с наблюдениями за понижением поверхности льда проводить наблюдения за мощностью и плотностью

коры таяния. Это необходимо, в частности, для воднобалансовых расчетов за короткие интервалы времени, при экспериментальных исследованиях теплового баланса поверхности ледников и других точных гляциологических исследованиях.

Вместе с тем, поскольку определения плотности и мощности коры таяния весьма трудоемки, а эффект коры таяния на абляцию все же является второстепенным, следует разрабатывать методы приближенного учета роли коры таяния. В гл. 2 уже указывалось, что на ледниках с заметным таянием особенности строения коры зависят в наибольшей степени от погоды текущего дня. Связь между типом погоды за данные сутки и мощностью и плотностью коры таяния отмечали также для Полярного Урала И. М. Лебедева [93, 94] и Л. А. Живкович [55]. На зависимость коры таяния льда от соотношения компонентов теплового баланса текущего дня для ледников Канадской Арктики указывали Килер [181] и Мюллер и Килер [205].

Согласно наблюдениям на Джанкуате, все данные о строении коры таяния, накопленные за 1969, 1970 и 1972 гг., могут быть разбиты на три группы в соответствии с группами типов погоды. За основу типизации погоды была принята классификация А. П. Волошиной [20] с нашей модификацией, учитывающей особенности влияния отдельных характеристик погоды на развитие коры таяния. К первой группе относятся типы погоды, характеризующиеся интенсивной солнечной радиацией, т. е. антициклональный тип погоды (А), конвективный без осадков ( $K_1$ ), а также конвективный с осадками за сутки не более 1 мм ( $K'_2$ ). Эти типы погоды характеризуются, как правило, ясной холодной ночью, когда таяние мало или отсутствует. Ко второй группе относятся типы погоды, отличающиеся пониженной долей радиационного баланса в тепловом балансе поверхности ледника. Это конвективный тип погоды с осадками более 1 мм ( $K''_2$ ) и фронтальный тип погоды (Ф). К третьей группе относятся те же типы погоды, что и к первой группе, но вводится дополнительное условие — наличие заметного ночного таяния (порядка 5—10 мм за ночь). Ночное таяние связано, как правило, с фёнами. Оно вызывает существенное разрушение коры таяния. Средние значения мощности и плотности верхнего горизонта коры таяния по группам типов погоды приведены в табл. 11. В каждую группу попали данные за 18—22 суток.

Формула (4.4) может быть записана следующим образом:

$$A = \rho_a \Delta h + \Delta A,$$

где

$$\Delta A = (\rho_a - \rho_1) h_1 - (\rho_a - \rho_0) h_0.$$

По данным табл. 11 были подсчитаны величины  $\Delta A$  для случаев, когда меняется группа типов погоды. Результаты расчетов представлены в табл. 12, данные которой могут быть



Таблица 11

Средние значения мощности и плотности верхнего горизонта коры таяния льда ледника Джанкуат по группам типов погоды

Параметры коры таяния	Группа 1 (типы А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' )	Группа 2 (типы К <sub>2</sub> '', Ф)	Группа 3 (типы А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' , ночное таяние)
Мощность, см	5,7	3,7	4,6
Плотность, г/см <sup>3</sup>	0,66	0,80	0,78

рекомендованы в качестве средних поправок на кору таяния к данным речных наблюдений, приводимым в условиях Кавказа. Метод пригоден к использованию и в других районах при наличии соответствующих экспериментальных данных.

Таблица 12

Величина поправки на кору таяния (мм) в зависимости от изменения группы типов погоды

Исходная группа типов погоды	Последующая группа типов погоды		
	Группа 1 (А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' )	Группа 2 (К <sub>2</sub> '', Ф)	Группа 3 (А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' , ночное таяние)
Группа 1 (А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' )	0	-10	-8
Группа 2 (К <sub>2</sub> '', Ф)	+10	0	+2
Группа 3 (А, К <sub>1</sub> , К <sub>2</sub> ' , ночное таяние)	+8	-2	0

### Наблюдения за таянием снега или фирна в точке

С методической точки зрения, отличительной особенностью таяния снега или фирна является, строго говоря, постоянное изменение плотности по вертикали. Поэтому определение таяния возможно на базе уравнений (4.2) и (4.3). Плоскость отсчета не может быть в этом случае выбрана в толще относительно однородного снега или фирна, а лишь на поверхности с заметным скачком плотностей, т. е. на поверхности нижележащего льда (для сезонного снежного покрова в областях абляции) или фирна предшествующего года (для фирновых толщ в областях аккумуляции). Ясно, что в этом случае поверхностное таяние методами баланса массы трудно определить.

Время таяния снежного покрова на ледниках может быть подразделено на два основных периода. В первый период происходит уплотнение снежного покрова в процессе его оседания

при участии талой воды. Плотность снежного покрова в этот период может заметно изменяться по вертикали, особенно в его начальную фазу, когда происходит прогревание толщи до 0°C. В суровых климатических условиях (в снежно-фирновой зоне и частично в холодной фирновой зоне) этот период совпадает со всем периодом абляции. В течение периода преобладающего уплотнения снежного покрова наблюдения по рейкам не обеспечивают надежных данных по таянию. Как указывает Р. Хабли [177] ошибки в этом случае могут достигать 65% для коротких интервалов между наблюдениями и 15—20% для более длительных. Единственным методом определения убыли вещества ледника в этом случае является повторное определение плотности снега в шурфах с последующими вычислениями по формуле (4.2), причем плоскостью отсчета является поверхность фирна предшествующего года (для теплой фирновой и фирново-ледяной зон) или поверхность льда (для зоны ледяного питания и области абляции). Напомним, что в результате определяется убыль массы ледника из снежного покрова прошедшей зимы, а не поверхностное таяние, хотя таяние остается важнейшим компонентом баланса массы снежного покрова.

Средняя квадратическая ошибка отдельного измерения запаса воды в снежном покрове при использовании стандартного весового снегомера равна [89]

$$\sigma_p = \frac{0.15 + 0.8\rho}{h}, \quad (4.10)$$

где средняя квадратическая ошибка  $\sigma_p$  и плотность снега  $\rho$  выражаются в г/см<sup>3</sup>, а мощность снежного покрова  $h$  в см.

Обычно на ледниках снежный покров отличается большой мощностью и значительной плотностью. Поэтому определение средней плотности снега по вертикали складывается из последовательных сверху вниз измерений плотности отдельных горизонтов снежного покрова. Тогда при наиболее часто встречающейся плотности 0,3—0,5 г/см<sup>3</sup> и толщине отдельно измеряемого горизонта порядка 40—50 см ошибка одного определения составит  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>, а при двукратной повторности, что обычно и делается, около  $\frac{0,01}{\sqrt{2}} = \pm 0,007$  г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность по вер-

тикали определяется как весовое среднее из значений плотности по отдельным горизонтам. Тогда ошибка определения средней плотности  $\sigma_{\bar{\rho}}$  составит  $\sigma_{\bar{\rho}} = 0,007\sqrt{n}$  (где  $n$  — число измеряемых горизонтов). При мощности снежного покрова 2—5 м средняя квадратическая ошибка определения средней плотности по вертикали равна  $\pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>.

Ошибка определения высоты снежного покрова прямо зависит от самой высоты и для мощных толщ снега составляет  $\pm 1—5$  см. Если  $\Delta h$  заменить на  $h$ , то среднюю квадратическую

ошибку определения запаса воды в снежном покрове можно вычислить по формуле, аналогичной формуле (4.8). Расчеты показали, что при указанных величинах ошибок определения  $\rho$  и  $h$  средняя квадратическая ошибка определения запаса воды в снежном покрове зависит от мощности снежного покрова. На величину ошибки заметно влияет точность определения средней по вертикали плотности и практически не влияет в указанных пределах точность определения его мощности. При средней по вертикали плотности  $0,4—0,5$  г/см<sup>3</sup>, что типично для мощных снежных толщ ледников, средняя квадратическая ошибка отдельного определения запаса воды в снежном покрове равна:

Мощность снежного покрова, см	200	400	600
Ошибка, мм . . . . .	40	70	120

Ошибка оказалась существенно большей, чем на это указывает П. П. Кузьмин [89], исследовавший в основном снежный покров на равнинах; она также оказалась большей, чем это предполагалось ранее нами [37].

Средняя квадратическая ошибка определения изменения массы снежного покрова по разности данных двух последовательных шурфований, т. е. фактически по формуле (4.2), равна корню квадратному из суммы средних квадратических ошибок двух отдельных определений снеготаяния. Ясно, что в любом случае при мощных толщах снежного покрова и существующей ныне методике измерений эта ошибка в любом случае будет не менее нескольких десятков миллиметров. Средняя интенсивность таяния в первую половину периода абляции не превышает  $10—20$  мм/сут. Таким образом, в настоящее время принципиально невозможно гляциологическими методами определить величину баланса массы или таяния снежного покрова для коротких интервалов времени, и единственно реальным методом остается расчет на базе уравнения теплового баланса. При увеличении интервала времени между наблюдениями относительная ошибка уменьшается, и за весь сезон в условиях, например, Джанкуата ошибка определения таяния снежного покрова в точке составляет 4%.

Вторая половина периода абляции отличается сравнительной однородностью плотности снега по вертикали. В этот период оседания снега практически не происходит. Все это позволяет применять реечный метод для определения величины таяния, т. е. определять таяние по формуле (4.5). При этом измеряется понижение поверхности и плотность поверхностного слоя снежного покрова. Плотность снега рекомендуется измерять в утренние часы, до начала активного таяния [25]. Средняя квадратическая ошибка определения плотности поверхностного слоя снежного покрова с двукратной повторностью в реальных для ледников условиях составляет  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>. Ошибка определения

понижения поверхности может быть принята аналогично определению поверхности льда (см. выше) равной  $\approx 1$  см.

Мы произвели подсчеты абсолютной и относительной ошибки определения таяния снега по рейкам для условий областей аккумуляции двух ледников — Джанкуата и Карабаткака. Средняя суточная интенсивность таяния в областях их аккумуляции составляет во вторую половину периода абляции соответственно 30 и 15 мм/сут.

Ниже приводятся результаты, причем данные по Джанкуату даются в числителе, а по Карабаткаку — в знаменателе:

Интервал, сутки . . . . .	1	5	10	30
Абсолютная ошибка, мм	5/5	6/5	8/6	19/10
Относительная ошибка, %	17/33	4/7	3/4	2/2

Очевидно, что точность определения таяния снега по отдельной рейке за сутки неприемлема. Она достаточно высока при пентадном интервале для ледника с относительно высокой абляцией и при декадном интервале для ледника с умеренной абляцией. При необходимости определения таяния снега за короткие интервалы времени следует увеличивать повторность наблюдений или же переходить к расчетам, основывающимся на методе теплового баланса.

### Расчеты таяния в точке

Уравнение теплового баланса тающей поверхности ледника выглядит следующим образом (пренебрегаем второстепенными компонентами):

$$B + P \pm LE = 80A + q, \quad (4.11)$$

где  $B$  — радиационный баланс;  $P$  — турбулентный теплообмен с атмосферой;  $\pm LE$  — тепловой эквивалент испарения ( $-LE$ ) или конденсации ( $+LE$ ) на поверхности ледника;  $80A$  — тепловой эквивалент слоя таяния  $A$ ;  $q$  — расход тепла на прогрев ледника.

Очевидно, что физически наиболее обоснованно получать величину таяния на основе уравнения теплового баланса. Однако на пути использования уравнения теплового баланса для изучения таяния стоит немало трудностей. Теплобалансовые наблюдения требуют относительно сложной аппаратуры, хорошо подготовленных наблюдателей, они весьма трудоемки. До сих пор не существует надежных методов расчета составляющих баланса, связанных с турбулентным теплообменом в условиях инверсии температуры воздуха, существующей над ледниками в сезон абляции. В результате точность определения теплового баланса сама контролируется наблюдениями за абляцией. К тому же период наблюдений за тепловым балансом чаще

всего бывает существенно короче периода наблюдений за составляющими балансов льда и воды. Таким образом, метод теплового баланса не может быть основным методом определения таяния.

Вместе с тем метод теплового баланса незаменим не только при изучении физических аспектов процесса таяния, но и при определении величин таяния за короткие интервалы времени (для областей абляции горных ледников умеренных широт — за интервалы времени короче суток).

Метод теплового баланса является единственной генетически обоснованной базой для многочисленных методов расчета таяния. В настоящее время разработано несколько способов расчета таяния, основывающихся на уравнении теплового баланса. В этих способах данные прямых измерений составляющих баланса заменяются косвенными определениями их по эмпирическим или полуэмпирическим зависимостям. Использование таких зависимостей требует меньшего числа данных непосредственных измерений, чем расчеты на базе полного уравнения теплового баланса.

П. П. Кузьмин [89] в результате детальных исследований разработал пять вариантов схемы расчета таяния снега. Все они основаны на использовании материалов сетевых метеорологических наблюдений. Первый вариант схемы Кузьмина доведен до номограмм, позволяющих относительно быстро рассчитать интенсивность таяния за сутки.

Приход суммарной солнечной радиации рассчитывается посредством введения поправок на облачность в величину максимально возможной для данной широты и времени года суммарной солнечной радиации. Альbedo поверхности снежного покрова вычисляется в зависимости от его мощности и продолжительности периода без снегопадов. Эффективное излучение вычисляется по данным наблюдений за облачностью, температурой и влажностью воздуха. Величина турбулентного теплообмена и теплового эффекта испарения—конденсации определяется по данным о температуре и влажности воздуха на высоте 2 м и скорости ветра по данным флюгера.

Автор использовал схему П. П. Кузьмина для расчета суточной интенсивности таяния центральной части языка ледника Карабаткак для двух сезонов абляции (1958 и 1959 гг.) [31]. Сравнение вычисленных и фактических сумм таяния показало, что расчет дает завышенные величины. Возможной причиной завышения результата является неучет значительной закрытости горизонта на горном леднике, в результате чего фактические суммы солнечной радиации должны быть меньше рассчитанных. За весь период абляции льда ошибка расчета суммы таяния составила в 1958 г. +19%, а в 1959 г. +8%.

В. Г. Коновалов [75] полагает, что поскольку в приходной части теплового баланса ледника доля поглощенной радиации

составляет 80—95%, необходимо рассчитывать радиационный баланс, который, по его мнению, имеет устойчивую однозначную связь с величиной абляции для всех ледников Средней Азии. Расчет коротковолнового баланса состоит из решения трех частных задач: 1) вычисление суммарной радиации при полной открытости горизонта, 2) определение влияния закрытости горизонта на суточные суммы солнечной радиации, 3) определение альbedo поверхности ледника.

Принципиальная особенность определения суммарной радиации по методу В. Г. Коновалова заключается в делении всех дней на ясные (облачность 0—6 баллов) и пасмурные (облачность 6—10 баллов). В ясные дни поправка на облачность к максимально возможной солнечной радиации не вводится, а для всех пасмурных дней принимается средний балл облачности, равный 8. Закрытость горизонта определяется по топографической карте, а альbedo — по таблице, согласно визуальному описанию тающей поверхности. По данным В. Г. Коновалова, ошибки расчета за периоды порядка 20—30 сут весьма невелики и, как правило, не превышают нескольких процентов. Описываемый метод весьма перспективен, но, по всей видимости, требует дополнительного обоснования, ибо базисная зависимость абляции от коротковолнового баланса получена для относительно узкого интервала высот, не охватывающего всей амплитуды высот, занимаемых ледниками Средней Азии.

У. Кемпбелл и др. [159] предприняли подобный расчет для Южного Каскадного ледника в США. Ледник и прилегающие снежные поля были разделены по карте на 44 участка с однородной экспозицией и крутизной. Для каждого участка и каждого часа по углу наклона солнца и альbedo поверхности рассчитывался радиационный баланс (дни были безоблачными). Общие затраты на таяние учитывались посредством введения поправочного коэффициента на турбулентные составляющие на основе средней для данного месяца структуры теплового баланса.

Очевидно, что высокая доля радиационного баланса в тепловом балансе на ледниках умеренных широт в принципе позволяет с довольно высокой точностью рассчитывать таяние за суточные интервалы времени, а также его внутрисуточный ход. Широкое внедрение ЭВМ способствует ускорению вычислений.

За интервалы времени продолжительностью от декады и более ход температуры воздуха достаточно хорошо отражает колебания суммарной солнечной радиации [143], причем устойчивость связи повышается с ростом температуры воздуха. Таким образом, температура становится хорошим индикатором двух важнейших компонентов приходной части уравнения теплового баланса. Это обстоятельство является физическим обоснованием многочисленных зависимостей таяния или абляции от температуры воздуха. Их обзор в применении к ледникам содержится в работе А. Н. Кренке [84].

Среди зависимостей таяния от температуры воздуха широкое распространение получила связь суммы таяния с суммами положительных температур воздуха. Основная субъективная причина распространенности такой связи заключается в том, что ее график представляет собой почти идеальную прямую линию. Следует, однако, помнить, что как функция, так и аргумент этой связи содержат один и тот же фактор — число дней, за которые произведено суммирование. В среднем на  $1^\circ$  положительной средней суточной температуры воздуха приходится 5,5 мм стаявшего снега и 7 мм стаявшего льда [142], но колебания этих показателей столь значительны, что использование их может быть оправдано лишь для самых грубых прикидок.

Большую работу по анализу связи таяния с температурой воздуха проделали А. Н. Кренке и В. Г. Ходаков [85]. По данным для различных ледниковых районов ими установлено, что для суточных величин связь весьма слаба, но уже для пентадных коэффициент корреляции равен  $0,93 \pm 0,03$  при средней квадратической ошибке  $\pm 9,4$  мм/сут. Уравнение регрессии имеет вид

$$A = 17 + 3,8t^\circ, \quad (4.12)$$

где  $A$  — суточная абляция в мм слоя воды;  $t^\circ$  — средняя суточная температура воздуха.

Для определения величины таяния за весь период абляции теми же авторами по данным для 11 ледниковых районов получена зависимость

$$A = (t_{VI-VIII} + 9,5)^3, \quad (4.13)$$

где  $A$  — абляция за сезон;  $t_{VI-VIII}$  — средняя температура воздуха за июнь—август. Позднее Кренке и Ходаков [85] проверили применимость указанной зависимости к другим ледниковым районам. По нашим данным, ее можно использовать и для Чилийских Анд [32].

Удобство расчета таяния по температуре воздуха заключается также в том, что ее можно надежно экстраполировать по высоте. При этом следует обязательно учитывать скачкообразное понижение температуры при переходе с каменной на снежно-ледяную поверхность. По проработкам В. Г. Ходакова и Г. П. Моисеевой [133], величина температурного скачка  $\Delta t$  равна

$$\lg \Delta t = 0,28 \lg L - 0,07, \quad (4.14)$$

где  $L$  — характерный размер (длина) ледника в км.

К числу связей, дающих хорошие результаты при расчете таяния за сезон, относится зависимость таяния от двух основных климатических параметров — средней летней (июнь—август) температуры воздуха  $t$  (в  $^\circ\text{C}$ ) и баланса коротковолновой радиации тающей поверхности  $B$  (в ккал/см<sup>2</sup>) за тот же период [133]

$$A = (t + 1,3 \sqrt{B} + 4)^3, \quad (4.15)$$

где абляция выражена в мм за год.

Принципиально другим методом расчета таяния является установление его зависимости от определяющих факторов. Исследованиями подобного рода занимались В. Л. Шульц [143], К. С. Любомирова [100] и др. М. Б. Дюргеров и В. С. Фрейдлин [54] разработали метод расчета таяния в зависимости от определяющих факторов для ледника Джанкуат. Ими получена следующая расчетная формула:

$$A_{x_t} = [A_{o_t} - 0,062 (H_x - H_o)] [1 + 0,1 (B_x - B_o)] [1 - 0,04 (C_x - C_o)], \quad (4.16)$$

где  $A_{x_t}$  — абляция в точке  $x$  за время  $t$ ;  $A_{o_t}$  — абляция в опорной точке за время  $t$ ;  $H_x$  и  $H_o$  — абсолютные высоты точек  $x$  и опорной точки;  $B_x$  и  $B_o$  — индексы экспозиции тех же точек;  $C_x$  и  $C_o$  — индексы типов поверхности в тех же точках. Таяние в опорной точке или тщательно наблюдается, или рассчитывается. В соответствии с секторами северным ( $B_x=1$ ), северо-западным и северо-восточным ( $B_x=2$ ), юго-западным и юго-восточным ( $B_x=3$ ), южным ( $B_x=4$ ) выделено всего четыре индекса экспозиции склона. В качестве индекса типа поверхности принято альbedo, определяемое по средним данным, обобщенным В. Г. Коноваловым [74] и изменяющимся от 0,18 для сильнозагрязненного льда до 0,60 для чистого тающего снега.

Проверки зависимости (4.16) показывают ее применимость и для некоторых других ледников Кавказа. Целесообразна ее проверка и уточнение параметров для других ледниковых районов. Положительной особенностью данного метода является возможность расчета таяния во многих точках ледника по ограниченному числу прямых наблюдений (или даже при их отсутствии), сопровождаемых картометрическими измерениями и визуальными (или по снимкам с самолетов и спутников) наблюдениями за типом поверхности ледников. Расчет легко реализуется на ЭВМ.

### Определение среднего по площади таяния ледника

Мы рассмотрели основные особенности наблюдений и вычислений таяния в отдельных точках поверхности ледников. Однако для определения водного баланса ледника необходимо рассчитать таяние по всей его площади. В настоящее время существуют два основных метода расчета таяния по площади по данным для отдельных точек: построение карты изолиний таяния и вычисление средних арифметических величин таяния для высотных (или высотно-морфологических) зон.

Карты изолиний таяния отличаются наглядностью, изолинии можно интерполировать на участки, где наблюдения отсутствуют (например, на участки, сильно разбитые трещинами), при хорошем знании особенностей данного ледника ход изолиний



можно уточнить на основе учета этих особенностей. С другой стороны, при построении изолиний возможен субъективный подход и вследствие этого ошибки в расчете таяния.

Авторы работы [176] считают, что при определении абляции ледника по карте изолиний существуют три основные ошибки: ошибки выборки, ошибки интерполяции и субъективные ошибки. Ошибка выборки связана с пространственными различиями в экспозиции, альbedo, угле наклона и т. д., не всегда учитываемыми рейками. Ошибка интерполяции вызвана неточностью проведения изолиний. Субъективные ошибки зависят прежде всего от опыта гляциолога, строящего карту изолиний таяния. К числу недостатков метода изолиний следует отнести и сложность определения суммарной ошибки величины таяния.

Метод построения изолиний абляции рекомендуется в качестве основного в норвежско-канадском руководстве по измерениям баланса массы ледников [212]. Он широко применяется как в Советском Союзе [106, 45, 101 и др.], так и за рубежом [224 и др., 218 и др.].

Другой метод определения абляции по площади основывается на том, что ведущим фактором абляции является высота места, а колебания абляции на одной и той же высоте обусловлены пространственной изменчивостью других факторов (экспозиции, альbedo и т. д.). В этом случае ледник делится на ряд высотных зон. Таяние в каждой зоне рассчитывается как среднее арифметическое из данных наблюдений в отдельных точках (точки распределены по площади по возможности равномерно), а таяние всего ледника — как весовое среднее таяние в зонах (весами являются площади зон).

Слишком дробное деление ледника на зоны приводит к малому числу точек наблюдений в каждой зоне, а следовательно, к пониженной точности результата. В зоне, охватывающей слишком большой интервал высот, начинает сказываться тенденция изменения абляции с высотой, и данные уже нельзя рассматривать как независимые. Наши проработки по ряду ледников показывают, что при интервале высот порядка 100 м пространственные вариации таяния еще превышают величину изменения таяния с высотой, и потому ледник целесообразно делить на 100-метровые высотные зоны.

Вместе с тем, если наклон ледника изменяется по его длине, формальное деление на одинаковые высотные интервалы не всегда целесообразно, так как в одну высотную зону могут попасть различные по углу наклона, а следовательно и по условиям таяния, участки ледника. Поэтому целесообразнее вести все расчеты применительно к высотно-морфологическим зонам, представляющим собой участки ледника, ограниченные по высоте и имеющие в целом одинаковую экспозицию и крутизну склона [34]. Для Джанкуата высотно-морфологические зоны имеют вертикальную протяженность от 50 до 130 м.

В пределах высотной или высотно-морфологической зоны рейки расставляются по возможности равномерно, по сетке квадратов (насколько это возможно в условиях ледников). Тем самым они отражают условия таяния в отдельных, случайно выбранных точках и представляют собой случайную выборку из генеральной совокупности бесконечного множества точек, из которых состоит поверхность ледника. В связи с этим к их обработке можно применить методы обработки данных независимых наблюдений. В этом смысле методика обработки полностью аналогична методике, применяемой при так называемой нормальной снегомерной съемке [88].

Средняя величина таяния, или абляции  $A_N$ , в зоне  $N$  выражается так:

$$A_N = \frac{\sum_1^n A_i}{n}, \quad (4.17)$$

где  $A_i$  — величина таяния в точке  $i$ ;  $n$  — число точек.

Среднее квадратическое отклонение отдельного измерения записывается уравнением

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{\sum (A_i - A_N)^2}{n - 1}}. \quad (4.18)$$

Ошибку определения средней величины таяния в зоне можно записать в виде

$$\delta_{A_N} = \frac{\sigma_A}{\sqrt{n}}. \quad (4.19)$$

На леднике Джанкуат в области абляции в каждой зоне устанавливалось от 4 до 12 реек. Среднее квадратическое отклонение отдельного измерения таяния за сутки по данным за несколько лет составляет 13 мм [33, 52]. Эта величина (ошибка выборки) отражает пространственные колебания величины таяния в пределах зоны.

Выше нами было установлено, что ошибка определения абляции льда в точке при суточном интервале между наблюдениями составляет для Джанкуата не более 7 мм. По-видимому, ошибка отдельного измерения может быть вычислена как корень квадратный из суммы квадратов ошибки выборки и ошибки метода измерения. Для Джанкуата она составит 15 мм/сут.

Ошибка определения среднего слоя стаивания в зоне за сутки составляет для области абляции Джанкуата 4—8 мм, или около 10% суточной величины таяния.

При определении таяния за сезон или за год абсолютная ошибка выборки увеличивается и для высотно-морфологических зон области абляции Джанкуата составляет 170—380 мм. Тогда полная ошибка для точки равна 210—400 мм. Ошибка опреде-

ления средней величины таяния для зоны равна 80—140 мм, или 2—3% годовой абляции.

Таким образом, точность определения средней величины таяния льда в высотной или высотно-морфологической зоне как за сутки, так и за год следует признать высокой.

Ранее отмечалось, что ежесуточные наблюдения за таянием снега или фирна нецелесообразны вследствие низкой точности метода. По нашим оценкам для Джанкуата [33] ошибка определения среднего для зоны таяния за пентаду не превышает 5%. Если необходимо получить величину таяния на фирне за сутки, то она вычисляется из условия пропорциональности величине таяния на языке ледника:

$$a_{\phi} = \frac{a_{\lambda}}{A_{\lambda}} A_{\phi}, \quad (4.20)$$

где  $a_{\phi}$  — среднее таяние на фирне за сутки;  $a_{\lambda}$  — то же на льду,  $A_{\phi}$  — среднее таяние на фирне за пентаду;  $A_{\lambda}$  — то же на льду. Подробный анализ получаемой при этом ошибки приведен в работе автора [33]. Эта ошибка равна 4,4 мм, или 16% величины таяния. Заметим, что в этой величине не учтена еще и ошибка метода, равная для суточного интервала 5 мм.

Другим способом определения абляции снега или фирна за сутки является его расчет по зависимости типа (4.16), но и в этом случае точность определений вряд ли будет выше.

При определении таяния за год абсолютная ошибка выборки для высотно-морфологических зон области аккумуляции ледника Джанкуат составляла 100—250 мм. Как было показано выше, ошибка метода для достаточно большого периода времени невелика (не превышает 30—50 мм), и потому ошибка выборки близка к полной ошибке для точки. Ошибка определения средней величины таяния для зоны равна 50—100 мм, или 3—5% годовой абляции в области питания.

Таким образом, точность определения средней величины таяния снега или фирна в высотной (высотно-морфологической) зоне низка при суточном интервале, достаточно удовлетворительна при пентадном (для ледников со значительной абляцией) или декадном (для ледников с относительно малой абляцией) интервале и весьма высока при определении таяния за весь сезон абляции или, что практически то же, за год.

В течение сезона абляции площадь обнаженного льда, фирна и снега непрерывно меняется. Поэтому наблюдения за таянием должны сопровождаться периодическим картированием границы сезонного снежного покрова и линии, отделяющей фирн ото льда. На Джанкуате такое картирование делается ежедекадно. Средняя суточная абляция в высотно-морфологической зоне определяется уравнением

$$\bar{a}_i = \frac{\bar{a}_c f_c + \bar{a}_{\phi} f_{\phi} + \bar{a}_{\lambda} f_{\lambda}}{F_i}, \quad (4.21)$$

где  $\bar{a}_i$  — средняя суточная абляция в зоне;  $\bar{a}_c, \bar{a}_ф, \bar{a}_л$  — средняя суточная абляция снега, фирна и льда соответственно;  $f_c, f_ф, f_л$  — площади, занятые снегом, фирном и льдом в пределах зоны;  $F_i$  — площадь зоны. Если снег в зоне, находящейся в области абляции, весь стаял, то уравнение (4.21) обращается в тождество, и расчет средней величины таяния ограничивается вычислением по формуле (4.17). Если вся зона покрыта снегом, вычисления также производятся по формуле (4.17).

Зная таяние за сутки в каждой высотной (высотно-морфологической) зоне, можно рассчитать суточное таяние для всего ледника. Для Джанкуата

$$A = \frac{\sum_{i=1}^4 \bar{a}_i F_i + \left( \sum_{i=5}^{12} \bar{a}_i F_i \right) K}{F}, \quad (4.22)$$

где  $A$  — таяние поверхности ледника за сутки;  $\bar{a}_i$  — таяние за сутки в зоне  $i$ ;  $F_i$  — площадь зоны;  $F$  — площадь ледника;  $i$  — порядковый номер зоны;  $K$  — отношение абляции языка ледника (1—4-я высотно-морфологические зоны) за сутки к абляции за пентаду. Определив таяние за сутки, можно затем получить величину таяния за пентаду, декаду, вплоть до сезона и года. При пентадном или декадном шаге наблюдений объем вычислений для определения величины таяния за сезон или год существенно сокращается по сравнению с суточным шагом. Впрочем, использование ЭВМ делает эту разницу несущественной.

Абсолютная ошибка средней для ледника величины таяния определяется по формуле

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2 F_i}{F}}, \quad (4.23)$$

где  $\delta$  — абсолютная ошибка определения средней по леднику величины таяния;  $\delta_i$  — абсолютные ошибки средней по зоне величины таяния;  $n$  — число зон;  $F_i$  — площади соответствующих зон;  $F$  — площадь ледника.

Из формулы (4.23) и приведенных выше данных следует, что таяние ледника Джанкуат за сутки определяется с точностью около 5 мм, что составляет 14% слоя таяния ледника. При пятисуточном интервале времени ошибка понижается до 7%, а за весь сезон она уже составляет около 3%. Таким образом, вычисление водного баланса или определение стока с ледника на базе водного баланса за сутки заведомо не будет отличаться высокой точностью даже для такого ледника, как Джанкуат, где проводились соответствующие специальные исследования. Вычисление водного баланса за пентадные или декадные интервалы

времени уже будет обладать большей надежностью, по крайней мере, с точки зрения точности определения одного из важнейших его компонентов — таяния. Еще в большей степени это можно сказать о расчетах для длинных интервалов времени, таких, как месяц, сезон, год. Наоборот, вычисление внутрисуточного хода таяния всего ледника остается задачей, по сути дела, нерешенной, и потому нерешенной остается задача о расчете внутрисуточного хода водного баланса.

Сравнение двух способов определения среднего для всего ледника слоя таяния склоняет нас к выводу о том, что расчет для высотных или высотно-морфологических зон, а затем для всего ледника с точки зрения водного баланса имеет преимущества по сравнению с методом картографирования. Во-первых, при этом можно сравнительно несложно определять величину таяния ледника за какой угодно интервал времени, начиная от суток и более, что весьма сложно при методе изолиний таяния. Во-вторых, при использовании метода высотных зон легче определяются ошибки определения таяния. В-третьих, в методе зон проще применять вычислительные машины.

### **О поправке на систематический недоучет таяния**

Изложенные подходы к определению средней по площади величины таяния ледника охватывают все множество методов, применяемых на различных конкретных ледниках. Однако анализ результатов расчета водного баланса ряда горноледниковых бассейнов привел нас к выводу [38], что абляция, определяемая этими методами, систематически занижается. Ниже мы подробно остановимся на вопросе увязки баланса. Сейчас же рассмотрим вопросы, связанные с методикой определения абляции.

В зонах сильной трещиноватости и на ледопадах измерения таяния по рейкам не производятся. На Джанкуате, например, такие участки составляют примерно 20% площади ледника. Можно полагать, что таяние стенок трещин, ледяных обрывов и сераков вносит некоторый дополнительный вклад в величину таяния ледника.

На Джанкуате площадь самих трещин во второй половине сезона абляции не превышает 10% площади ледника. Примем, что суммарная солнечная радиация трещинами полностью поглощается и что, следовательно, их альбедо равно нулю. Разница в величине солнечной радиации, поглощенной трещинами и гладкой поверхностью льда, и обеспечивает дополнительное таяние в трещинах. Если принять, что среднее альбедо ледников бассейна составляет 0,4, а средняя за весь сезон абляции площадь трещин равна 5% общей площади ледника, то нетрудно получить, что абляция в трещинах приносит дополнительно 2% от наблюдаемой величины поверхностной абляции. Непосредственные наблюдения в трещинах не противоречат приведенной оценке.

Другим источником ошибки, специфической лишь для тех ледников, где используют относительно короткие абляционные рейки, является ошибка при перебурировании рейки. Дело в том, что при перестановке рейки скважина невольно бурится не в понижении микрорельефа, обычно занятом водой, а в его повышении. На Джанкуате во второй половине сезона абляции амплитуда микрорельефа поверхности ледника составляет около 30 см. Специальный осмотр абляционных реек показал, что рейки расположены приблизительно на  $\frac{2}{3}$  выше средней поверхности ледника. Тогда за сезон для льда недоучет абляции составляет  $30 \text{ см} \times 0,5 \times \frac{2}{3} \times 0,9 \text{ г/см}^3 = 9 \text{ г/см}^2 = 90 \text{ мм}$ . Произведя соответствующий расчет для зоны аккумуляции, мы получили, что ошибка при перестановке реек составляет для ледника Джанкуат около 1,5% суммарной абляции за год.

На некоторых ледниках прямые наблюдения за таянием мертвых погребенных льдов не проводятся. На Джанкуате площадь их невелика и находится в пределах 0,2 км<sup>2</sup>. Средняя мощность покрывающего их моренного материала примерно равна 0,1—0,6 м. Таяние открытого льда на той же высоте составляет 4000 мм/год. По полученной нами для местных условий кривой зависимости интенсивности таяния от мощности моренного материала находим, что таяние мертвого льда определяется величиной около 800 мм/год, что в пересчете на всю площадь ледника составляет менее 1,5% суммарной абляции за год.

Насколько нам известно, никем не производятся измерения абляции так называемой «ледяной облицовки» склонов в области питания выше бергшрунда. Альbedo их, естественно, меньше, чем альbedo фирновых поверхностей, лежащих на той же высоте, где и производятся измерения таяния. На Джанкуате, имеющем северную экспозицию, на ледяную облицовку вследствие ее большей крутизны приходит меньше солнечной радиации, чем на более пологие поверхности фирновых полей. Таким образом, влияния крутизны и альbedo взаимно компенсируются, и отсутствие прямых наблюдений на ледяной облицовке не приводит к заметным ошибкам. На ледниках другой экспозиции отсутствие наблюдений за таянием ледяной облицовки может привести еще к одному источнику недоучета абляции.

Наконец, практически никем не учитывается внутри- и подледниковое таяние, что также приводит к занижению суммарной абляции. По данным И. А. Зотикова, Г. П. Моисеевой, Е. Н. Вилесова [58], для Центрального Туяксуйского ледника этот недоучет составляет от 1,0 до 4,5% таяния чистой поверхности льда. По данным С. В. Калесника [65], внутри- и подледниковая абляция составляет 0,65—5,3 см льда в год. В результате для Джанкуата можно принять недоучет абляции за счет этой составляющей порядка 1% от суммарной абляции за год.

Очевидно, что при использовании принятых методов таяние всегда недоучитывается. Вместе с тем при производстве

гляциологических исследований было бы весьма трудоемким наблюдать за каждым из перечисленных выше процессов. Выход из положения можно найти, если ввести поправочный коэффициент к данным речных наблюдений, превышающий единицу. Для Джанкуата он оказался равным 1,05. Для каждого ледника поправочный коэффициент должен быть различным, и вопрос о методике его определения заслуживает дальнейшего изучения.

#### II.4.2. ЖИДКИЕ ОСАДКИ

Жидкие атмосферные осадки являются вторым по величине компонентом приходной части уравнения водного баланса ледника. Имеющиеся данные позволяют сказать, что во всех ледниковых районах величина жидких осадков за год, по крайней мере, на порядок меньше величины годового таяния. На Кавказе количество жидких осадков за год на ледниках в среднем не превышает 10% годового таяния. В районах с более континентальным климатом, например на Тянь-Шане и Памире, эта величина снижается до 5%. Казалось бы, невысокая доля жидких осадков в приходной части водного баланса предопределяет пониженное внимание к этой составляющей. На самом же деле к ней надо относиться со всей серьезностью по следующим причинам.

Для определения количества жидких осадков необходимо на метеостанции вести непрерывную регистрацию вида выпадающих осадков. Если же осадкомеры расставлены по всему ледниковому бассейну, то наблюдения на метеостанции не будут характерны для всех осадкомеров вследствие обычно большой амплитуды высот в бассейне. Правда, выходом из положения в этом случае может явиться установление вида выпадающих осадков по температуре воздуха. Детальную проработку по этому вопросу для Средней Азии выполнил Г. Е. Глазырин [24]. Им построены кривые вероятности выпадения жидких осадков в зависимости от приземной температуры воздуха и абсолютной высоты места. Для приближенных расчетов можно принять, что при температуре воздуха  $t > 2^{\circ}\text{C}$  идет дождь, а при  $t \leq 2^{\circ}\text{C}$  — снег.

Существует и другая сложность в раздельном учете твердых и жидких осадков, связанная с определением таяния. На ледниках летом часто существуют условия, когда температура воздуха равна  $1-2^{\circ}\text{C}$ , идет снег или снег с дождем и одновременно происходит таяние. Предположим, что жидкие осадки учтены достаточно точно. Но непрерывно тающие твердые осадки существующей методикой речных наблюдений даже при суточном шаге между наблюдениями учитываются в этом случае не полностью, а при еще большем интервале могут быть не учтены совсем. Таким образом, здесь лежит источник ошибок, приводящий к занижению приходной части уравнения водного баланса.

Методически вопрос о наблюдениях за таянием при выпадающих осадках пока не разработан и заслуживает внимания.

Перечисленные трудности заставляют на практике при вычислении водного баланса заменять сумму  $A + P_t$  на сумму  $A_1 + P$  (где  $A_1$  — величина таяния льда, фирна и снега, накопившегося к моменту максимума снегозапасов;  $P$  — атмосферные осадки, выпавшие с момента максимума снегозапасов до момента времени, для которого ведется расчет). В этом случае при определении абляции легко ошибиться, так как можно учесть еще раз таяние снега уже измеренного осадкомером. Что касается осадков, выпадающих за летний период на поверхность ледника, то этот вопрос следует разобрать несколько подробнее.

Известно, что атмосферные осадки, особенно в горах, измеряются не вполне надежно. Это объясняется инструментальными погрешностями, «пятнистостью» в распределении осадков, сложностью выбора репрезентативных точек для наблюдений, а в горах также и труднодоступностью в основном наиболее высоких частей бассейнов.

В настоящее время специалистами общепризнано, что используемые осадкомеры дают заниженные результаты. Недоучет связан со сложным характером обтекания осадкомера ветром и с потерями осадков на испарение из ведра и смачивание его. В результате многочисленных исследований составлены специальные методические указания для корректировки показаний осадкомера Третьякова [128].

Детальные исследования вопроса об ошибках измерений осадков в точке для горных районов провел А. Ф. Литовченко [98]. Для бассейна Малой Алматинки им установлены поправочные коэффициенты к осадкомерам Третьякова. В частности, для метеостанции Мынжилки, расположенной на высоте 3036 м в альпийской зоне, осадки за год недоучитываются в среднем на 13%. При этом жидкие осадки недоучитываются всего лишь на 1%, а твердые — на 16%. Поправка на смачивание для всего года находится в пределах 3—4%. Согласно этим данным, можно считать, что поправка за летний сезон должна быть порядка 1,05—1,10. Если осадкомеры Третьякова заменить на осадкомерные ведра, установленные в ямках заподлицо с земной поверхностью, то поправки к данным наблюдений за летний период не превысят 1,05 (у земли скорость ветра близка к нулю, и поправка на ветровой недоучет также равна нулю). На Джанкуате, кстати, основная часть осадкомеров установлена в ямках.

После введения соответствующих поправок можно полагать, что осадки в точке измерены надежно. Возникает вопрос о репрезентативности точки измерения. Для ее оценки мы воспользовались данными, приводимыми в издаваемых в Норвегии ежегодных отчетах о гляциологических исследованиях [218, 219]. На ряде ледников Норвегии проводятся измерения осадков во многих точках. Нами были вычислены коэффициенты простран-



ственной вариации слоя осадков для тех участков территорий с вертикальной протяженностью не более 100 м, где было достаточно осадкомеров. Предварительный анализ показал, что в 100-метровых зонах пространственные колебания величин осадков заметно превышают величину роста осадков с высотой, и потому данные могут рассматриваться как случайная выборка. Коэффициенты пространственной вариации осадков за период продолжительностью от недели до полутора месяцев оказались в пределах 0,11—0,26, а в среднем 0,17.

Если рассматривать коэффициент вариации как среднюю ошибку одного осадкомера (17%), то даже предельная ошибка, равная утроенной средней, будет составлять лишь 51%. Таким образом, даже один осадкомер, помещенный в высотной зоне, дает довольно хорошее представление о количестве выпадающих осадков. Соответственно увеличение числа осадкомеров в высотной зоне в  $n$  раз означает уменьшение ошибки в  $\sqrt{n}$  раз. Построение кривых обеспеченности осадков по площади показало, что в интервале 5—95%-ной обеспеченности наблюдения по единичному осадкомеру отличаются от средней величины осадков также меньше чем на 60%.

Очевидно, что идеальным вариантом размещения осадкомеров по площади ледника было бы распределение их по сетке квадратов. В этом случае для подсчета осадков в бассейне можно было бы, по аналогии с вычислением таяния, использовать как метод изогнет, так и метод расчета средних арифметических величин осадков по высотным зонам. В последнем случае для оценки точности определений возможно применение приемов математической статистики.

Однако, как правило, нет возможности установить большое число осадкомеров. В этом случае следует стремиться к такому их размещению, которое обеспечило бы построение кривой зависимости величины осадков от высоты места. Известно, что эти кривые не являются устойчивыми. За короткий период времени или за один дождь какая-либо зависимость осадков от высоты может отсутствовать. При увеличении интервала времени эта зависимость становится достаточно явной, и по ней можно рассчитать количество осадков, выпавшее на ледник. Однако применение этой кривой к другому периоду времени, когда не было наблюдений, или к тому же самому периоду, но в другом году, может привести к весьма большим ошибкам.

Иногда количество осадкомеров в ледниковом бассейне или на леднике не превышает одного-двух. В этом случае следует рекомендовать установку их на высоте, равной средней высоте ледника. М. И. Геткер [22] по данным для 31 горного бассейна установил, что среднее количество осадков в бассейне весьма близко к количеству осадков, выпадающих на высоте, равной средней высоте бассейна. При выпуклой форме кривой зависимости величины осадков от высоты, что характерно в основном

для бассейнов, расположенных по периферии горных систем, среднее количество осадков в бассейне отличалось от осадков на средней высоте лишь на 2,5%. При вогнутой форме кривой, характерной в основном для бассейнов, расположенных внутри горных систем, на средней высоте выпадает на 7—9% осадков меньше, чем в среднем по бассейну.

Наконец, при определении количества осадков, выпадающих на поверхность ледника, иногда приходится пользоваться данными метеостанции, расположенной ниже конца его языка. Разумеется, все сказанное выше о неустойчивости вертикального градиента осадков остается справедливым. При этом линейная экстраполяция кривой зависимости осадков от высоты, полученной по данным неледниковых метеостанций, должна в целом дать заниженные результаты.

Имеется ряд сведений о том, что пригребневые зоны хребтов, где и расположены ледники, отличаются локальным повышением количества осадков. Для Полярного Урала это отмечает В. Г. Ходаков [132], для Алтая — М. В. Тронов [124], для Терской-Алатау — В. И. Михайлова [102]. Этот же факт наблюдался нами и на леднике Джанкуат. По данным для ледника Альфотбреен в Норвегии [218], нами установлено для лета 1968 г. увеличение осадков над ледником по сравнению с неледниковой поверхностью на той же высоте на 25%. Таким образом, при использовании данных об осадках по метеостанциям, расположенным ниже ледников, для расчета водного баланса следует учитывать локальное увеличение осадков над ледниками.

Перечисленные способы определения средней для ледника величины осадков отличаются меньшей точностью по сравнению с определениями таяния. Вместе с тем и количество осадков за сезон таяния, по крайней мере на ледниках умеренных и субполярных широт, в несколько раз меньше, чем величина таяния. Это обеспечивает величину абсолютной ошибки определения осадков приблизительно того же порядка, что абсолютной ошибки определения таяния.

### II.4.3. ИСПАРЕНИЕ — КОНДЕНСАЦИЯ

В зависимости от того, что преобладает — испарение или конденсация, — эта составляющая относится к расходной или приходной части уравнения водного баланса ледника. Вопрос об испарении или конденсации на поверхности ледника заинтересовал еще исследователей XIX в. В течение столетия производились измерения испарения или конденсации весовым методом на различных ледниках мира. Полный обзор таких исследований был выполнен Н. Г. Конкиной [73]. В результате этих исследований было установлено, что знак процесса меняется в зависимости от высоты, широты и степени континентальности

климата данного места, а абсолютная величина как испарения, так и конденсации весьма невелика.

Видимо поэтому в последние годы прямые измерения испарения или конденсации на ледниках почти не проводились. Вместе с тем увеличение теплосбалансовых наблюдений на ледниках привело к росту информации о тепловом эффекте испарения—конденсации и, следовательно, и о самих величинах этого процесса. Известно, что удельные затраты тепла на испарение (или его приток вследствие конденсации) в 7,5—8,5 раза больше, чем удельные затраты тепла на таяние, поскольку удельная теплота испарения при 0°C равна 597 кал/см<sup>2</sup>, удельная теплота возгонки 677 кал/см<sup>2</sup>, а удельная теплота плавления всего лишь 80 кал/см<sup>2</sup> [87]. В связи с этим эффект испарения—конденсации в тепловом балансе может быть заметным даже при незначительных абсолютных величинах этого процесса.

Наиболее полная сводка результатов измерений составляющих теплового баланса поверхности различных ледников мира в период абляции выполнена А. Н. Кренке [84]. После выхода этой работы была опубликована обстоятельная статья И. М. Лебедевой [95], подводящая итог многолетним исследованиям испарения—конденсации на ледниках Средней Азии.

Согласно А. Н. Кренке, распределение процессов испарения—конденсации в полярных районах отражает условия облачности и влажности. В областях питания ледниковых покровов летом преобладает конденсация, а по их периферии и на выводных ледниках, как правило, преобладает испарение. В отдельных случаях конденсация обеспечивала 30% суммарного прихода тепла (Баффинова Земля, Южная Георгия), в других — до 25% тепла расходовалось на испарение (плато Ломоносова на Западном Шпицбергене). В вещественном балансе эти величины приблизительно в 8 раз меньше и составляют, таким образом, даже в крайних случаях не более 3—4% суммарной абляции. В среднем испарение или конденсация не превышает 5—15% суммы теплового баланса, что соответствует не более 1—2% суммарной абляции.

На горных ледниках конденсация преобладает лишь на низко расположенных языках ледников, в основном же в гляциальной зоне преобладает испарение. На языках ледников Средней Азии затраты тепла на испарение в июле—августе не превышают 10% теплового баланса [95], т. е. не более 1—2% величины абляции. В абсолютном выражении эти величины составляют десятые доли миллиметров в сутки. С ростом высоты таяние ослабевает, а испарение усиливается. Однако даже наибольшая измеренная величина испарения с ледников Средней Азии составляет в среднем 0,8 мм/сут, что обеспечивает слой испарения за весь сезон абляции до 70 мм [95]. Правда, эти измерения были выполнены на высоте 5000 м, где испарение является уже важнейшим источ-

ником абляции. В других горных районах испарение также не превышает 1—2% величины абляции.

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев величина испарения или конденсации пренебрежимо мала и может не учитываться при расчетах водного баланса ледников. Однако этот вывод следует подвергать проверке при расчетах для очень высоко расположенных ледников, а также для полярных ледников с весьма суровыми климатическими условиями. Для большинства ледников, где образуются талые воды, вывод о практическом равенстве абляции и таяния, на котором строился раздел о таянии, остается в силе.

#### II.4.4. СТОК

Сток является важнейшей составляющей расходной части уравнения водного баланса ледника. Этот компонент принципиально отличается от других компонентов уравнения водного баланса тем, что они носят дискретный характер и могут быть измерены в отдельных точках. Средние для ледника величины этих составляющих получаются в результате осреднения по площади результатов, полученных для отдельных точек. Сток в точке измерен быть не может. При измерениях мы уже получаем осредненную по площади величину стока с бассейна. Это избавляет, с одной стороны, от поисков путей к интегрированию по площади, но, с другой стороны, заставляет решать весьма сложную задачу определения стока с части бассейна. В нашем случае это прежде всего задача о разделении стока с ледника и неледникового обрамления бассейна.

В ледниковых бассейнах сток измеряется на створе, расположенном (теоретически) непосредственно у конца ледника. Практически гидрометрический створ располагается в месте, удобном для измерений, ниже конца ледника, но по возможности ближе к нему. Требования к выбору гидроствора и методика измерений на нем определяются общезвестными принципами гидрометрии. Из-за часто встречающейся неустойчивости русла и резких колебаний стока внутри суток определение стока на створе является не простым делом.

Крайне желательна установка на створе суточного самописца уровней воды, причем он должен быть установлен таким образом, чтобы кратковременные пульсации уровней (продолжительностью порядка нескольких минут) гасились диафрагмой или подводным каналом самописца. Вместе с тем колебания уровней большей продолжительности отфильтровываться не должны, так как они могут нести важную информацию о внутреннем строении ледника (см. гл. 3). Таким образом, ровная линия записи уровней в случае ледникового бассейна отнюдь не является идеальной.

По данным самописца уровней воды и соответствующих кривых зависимости расхода воды от уровня ( $Q=f(H)$ ) составляются таблицы ежечасных расходов. Эти таблицы являются основным результатом гидрометрических измерений в ледниковом бассейне. Тщательные и достаточно частые измерения расходов воды, освещающие всю их амплитуду, непрерывное построение кривых  $Q=f(H)$ , грамотная установка самописца уровней воды и обработка его лент позволяют добиться точности определения стока не ниже, чем для равнинных рек, т. е. порядка 5%.

Идеальным местом для размещения гидрометрического створа являются скальные ригели, так как через них заведомо проходит весь сток с бассейна. Однако в большинстве случаев непосредственно ниже ледника такое место может отсутствовать, и створ приходится разбивать в русле, сложенном галечником. В этом случае желательно оценить, есть ли фильтрация сквозь галечник в обход створа и насколько она велика. В отдельных случаях фильтрация существенна. Например, сток с бассейна ледника Центрального Тууксуйского не может быть надежно измерен у ближайшей к леднику метеостанции Мынжилки вследствие больших величин подруслового потока [104]. Этот факт установлен из многократного сопоставления величин поступления воды в бассейн и стока на створе Мынжилки.

Во многих случаях, однако, на приледниковых створах нет серьезных оснований предполагать сколько-нибудь заметную фильтрацию. В горноледниковом бассейне Джанкуат гидрометрический створ также расположен на зандровом поле, русло сложено валунами и галькой. Исследование гидрогеологических особенностей морен и фильтрационного потока было проведено геофизическими методами.

По данным сейсмического зондирования, уровень грунтовых вод находится на глубине 11—18 м от поверхности. Он в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности. Данные сейсморазведки хорошо увязываются с результатами, полученными на основании интерпретации кривых вертикального электрического зондирования. Карта-схема гидроизогипс рассматриваемого участка представлена в работе А. С. Алешина, Б. Л. Берри и др. [109].

Изучение характера движения грунтовых вод проводилось еще одним независимым методом. Исследовались естественные электрические потенциалы (ПС) на поверхности морен и зандра. При движении воды в пористой среде возникает естественное электрическое поле, причем разность потенциалов двух точек поля пропорциональна разности гидростатических давлений в этих точках [6]. Отрицательный знак аномалии электрического поля свидетельствует об оттоке воды из рассматриваемого участка рыхлой толщи, положительный указывает на приток подземных вод. На участке дна долины непосредственно ниже конца языка ледника Джанкуат области отрицательных потенциалов

приурочены к бортам долины. Вдоль русла в основном располагается зона с положительными аномалиями, что указывает на отсутствие оттока воды из реки в галечные отложения.

На кривой ВЭЗ четко отбивается слой мощностью 0,5—1,0 м, расположенный на глубине около 1 м, отличающийся резким понижением сопротивления до 300 Ом. Понижение сопротивления интерпретируется повышенным содержанием глинистых частиц. По-видимому, это зона кольматации. Ниже ее до уровня грунтовых вод залегают относительно сухие породы с удельным сопротивлением порядка 9000 Ом. Таким образом, река как бы подвешена над грунтовыми водами. Она не имеет с ними гидравлической связи, а подрусловой поток, очевидно, маломощен [19]. Все геофизические данные указывают на то, что сток на основном гидрометрическом створе бассейна учитывается полностью.

Элементарный ледниковый бассейн состоит, по крайней мере, из ледника и окружающих его склонов ледниковой долины. При этом даже для бассейна, замыкающий створ которого расположен сразу же ниже конца языка, площадь неледниковой части весьма велика. В. Ш. Цомае [135] исследовал связь между площадью ледника и его бассейна для 56 ледников района Казбека. Оказалось, что при площадях ледников, превышающих 0,3 км<sup>2</sup>, ледники занимают 38—70% площади бассейна. Площадь оледенения в бассейне ледника Федченко без снежников равна 58%, а со снежниками — 72% [96]. Лишь там, где преобладают ледники плоских вершин или ледниковые покровы, площадь оледенения бассейна может, вероятно, превышать 70%.

На створе, замыкающем ледниковый бассейн, измеряется сток как с ледника, так и с неледниковых территорий. Между тем для ряда задач, и в том числе для расчета водного баланса ледника, необходимо знать величину стока непосредственно с ледника. Для анализа стока с любого горного бассейна, в том числе и с горноледникового, суммарный сток реки  $Q$  может быть представлен следующим образом [27, 31]:

$$Q = \sum_{i=1}^m \sum_{K=1}^n q_{i, K}, \quad (4.24)$$

где  $q_{i, K}$  — сток с одного высотного пояса (или ландшафта)  $K$  от одного источника питания  $i$ ;  $n$  — число высотных поясов (или ландшафтов) в пределах бассейна;  $m$  — число источников питания реки. Соотношение (4.24) является методической основой при изучении формирования стока. Рассмотрим с этих позиций важнейшие особенности режима стока с ледникового бассейна.

**Основные особенности режима стока с ледникового бассейна.** Годовой сток с ледникового бассейна складывается из талых ледниковых вод, талых снеговых вод, стекающих с неледниковой части бассейна, стока вод жидких атмосферных осадков, выпадающих как на поверхность ледника, так и на неледниковую

часть бассейна. Часто талые воды, образующиеся из снежного покрова, залегающего на языках ледников, относят к сезонно-снеговой составляющей стока, а под ледниковым питанием подразумевают сток от таяния льда в области абляции и снега и фирна в области аккумуляции. Решение вопроса о том, к какой категории относить талые воды, образующиеся от сезонного снега на языках ледников, зависит от основной задачи. Если исследуется вопрос, связанный с сезонно-снеговой составляющей стока большого горного бассейна, то вполне логично рассматривать ледники и неледниковое обрамление как единое целое и относить талые снеговые воды с языков ледников к сезонно-снеговой составляющей стока. Так поступают авторы обобщающих работ по гидрологии горных районов [17, 18, 144, 153 и др.]. Так же рассматривал сезонно-снеговую составляющую и автор [31, 41].

С гляциологической точки зрения, логичнее разделять талые снеговые воды, образующиеся на языке ледника и на его обрамлении. К водам ледникового происхождения талые снеговые воды с языков ледников относит Г. А. Авсюк [3]. С точки зрения водного баланса ледников, этот подход является более правильным.

Величина годового стока с ледникового бассейна определяется прежде всего величиной таяния ледников бассейна. Изменчивость годовых величин таяния невелика. Например, для ледника Каратат как коэффициент вариации годового слоя абляции равен 0,23. Изменчивость годового стока ниже изменчивости величин таяния. Для р. Чон-Кзылсу в створе устья р. Кашкатор (Тянь-Шань) изменчивость годового стока равна лишь 0,11 при относительной площади оледенения бассейна, равной 30%.

Зависимость доли ледниковой составляющей в общем стоке с ледникового бассейна имеет гиперболический вид. Кривая проходит через начало координат и при больших значениях относительной площади оледенения плавно приближается к предельной величине, равной разности между 100% и долей стока с неледниковой части бассейна. Когда сток от таяния сезонного снега на языках ледников не включают в ледниковый сток, его величина также прибавляется к этой разности. Зависимость доли ледниковой составляющей в общем стоке с бассейна р. Чон-Кзылсу за год и за отдельные летние месяцы представлена на рис. 34.

По данным О. П. Щегловой [153] для Средней Азии и Л. А. Владимирова [18] для Кавказа, дополненным отдельными точками для бассейнов Чон-Кзылсу и Джанкуат, нами построена обобщенная кривая для двух крупнейших ледниковых районов СССР (рис. 35). В соответствии с представлениями О. П. Щегловой и Л. А. Владимирова ледниковый сток (рис. 35) не включает сток от таяния сезонного снега на языках ледников. По нашему мнению, значительный разброс точек связан прежде всего с не-

точностью определения ледниковой составляющей стока. Две точки, отличающиеся очень высокими значениями ледникового стока (реки Сельдара и Муксу), вызывают сомнения и при проведении кривой нами не учитывались.

Почти все точки на рис. 34 и 35 не относятся к створам, расположенным непосредственно у ледников. Поскольку, как отмечалось выше, относительная площадь оледенения элементарного горноледникового бассейна обычно равна 40—70%, доля ледникового стока на таком бассейне составит 50—60%, а с учетом сезонно-снегового стока с ледников — 60—70%. Таким образом сток с неледниковой части элементарного горноледникового бассейна составляет около  $\frac{1}{3}$  всего стока с бассейна. Этот вывод подтверждается результатами расчетов и наблюдений для отдельных горноледниковых бассейнов [71, 96, 104, 140, 211 и др.].

Внутригодовой режим стока ледниковых бассейнов, расположенных в полярных, умеренных и субтропических широтах, в целом отличается сравнительно коротким летним половодьем, имеющим вид одной волны, на которую насажены многочисленные пики паводков, и длинной зимней меженью, весьма маловодной и не прерываемой подъемами уровня. Во многих случаях во время межени сток вообще отсутствует. Широтные различия во внутригодовом режиме стока сводятся, прежде всего, к некоторому увеличению продолжительности летнего половодья по направлению к тропикам. На широте 42—43° с., на Тянь-Шане и на Кавказе, заметное таяние снега в ледниковых бассейнах начинается в мае, и с этого месяца начинается заметный рост расходов воды. Заканчивается таяние ледников в сентябре, и с октября начинается меженный период. На широте 33° ю., в Аргентинско-Чилийских Андах, заметное таяние снега в ледниковых бассейнах начинается в ноябре и заканчивается в апреле. Во время половодья в ледниковых бассейнах проходит не менее 90—95% годового стока.

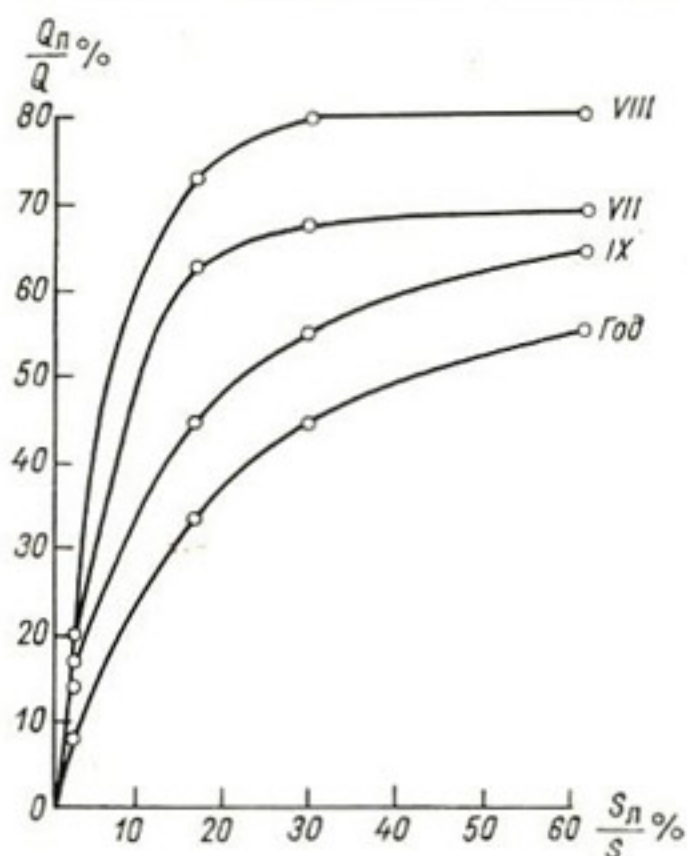


Рис. 34. Зависимость доли ледниковой составляющей (без учета талых снеговых вод с языков ледников) в общем стоке от относительной площади оледенения. Бассейны рек Чон-Кзылсу и Кичине-Кзылсу, Терской Алатау, 1948—1961 гг.



Летнее половодье формируется прежде всего талыми ледниковыми водами. Поэтому в ледниковых бассейнах на широте 42—43° с. более 50% годового стока проходит за июль и август, когда абляция наибольшая.

В качестве примера приводим среднее за 1955—1960 гг. внутригодовое распределение стока (в процентах от годового)

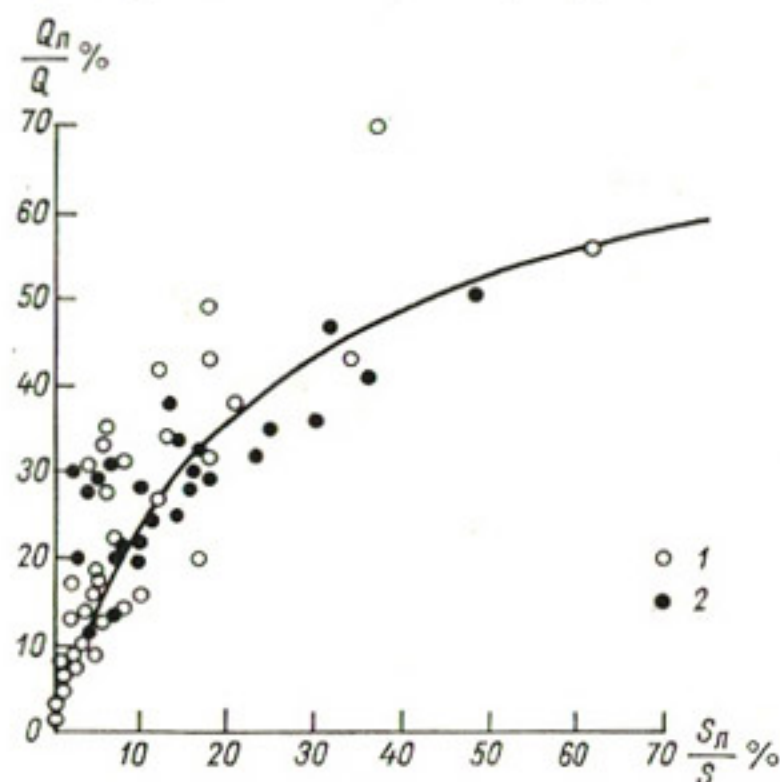


Рис. 35. Зависимость доли ледниковой составляющей (без учета талых снеговых вод с языков ледников) в годовом стоке от относительной площади оледенения бассейна.

1 — Средняя Азия; 2 — Кавказ.

с горноледникового бассейна Карабаткак на Тянь-Шане по составляющим (стоком зимней межени, не превышающим за ноябрь—апрель 4% годового, здесь пренебрегаем) [31]:

Составляющие	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
Снеговая	4	15	7	0	0	0	26
Ледниковая	0	0	24	24	8	0	56
Подземная	0	1	4	7	4	2	18
Общий сток	4	16	35	31	12	2	100

Во время летнего половодья ход расходов воды определяется главным образом тепловым балансом поверхности ледников, и, таким образом, хронологический график расходов воды в грубых чертах повторяет ход температуры воздуха. Во время выпадения осадков обусловленность расходов воды тепловым балан-

сом нарушается, а температура воздуха, как правило, понижается. В более континентальных районах, где ледники расположены относительно высоко, осадки и летом выпадают преимущественно в твердом виде. В этом случае вследствие резкого увеличения альбедо абляция сильно уменьшается или прекращается совсем, и хронологический график стока оказывается зеркальным по отношению к графику осадков. Такой тип реакции на осадки характерен, в частности, для ледников Средней Азии. В районах с более морским климатом осадки могут выпадать летом и в твердом, и в жидком виде, и ход осадков и стока может быть как синхронным, так и асинхронным.

Максимальные расходы воды в ледниковом бассейне формируются вследствие: 1) таяния высокой интенсивности, 2) дождевых осадков, наложившихся на таяние значительной интенсивности, 3) прорывов озер, полостей и т. д. Первые две причины прямым образом зависят от метеорологических условий, третья — в той лишь степени, насколько условия погоды определяют наполнение емкостей. В последующем вопрос о формировании ледниковых паводков и селей будет разобран более детально.

Период зимней межени, продолжающейся, по крайней мере, полгода, отличается практически полным отсутствием поступления воды (в жидкой фазе) на поверхность бассейна. Неглубокие оттепели, случающиеся в ледниковых районах с морским климатом, не обеспечивают количества воды, превышающего водоаккумулирующую способность снежного покрова. В этих условиях сток с ледникового бассейна определяется запасами воды, накопленными в период летнего половодья, а также внутри- и подледниковым таянием.

Ход расходов воды в течение зимней межени характеризуется уменьшением стока, сначала относительно быстрым, а затем все более замедленным. В зимнее время расходы воды непосредственно у концов ледников измеряются весьма редко. По немногочисленным данным можно сказать, что зимний сток уменьшается по сравнению с летним приблизительно в 100 раз. Во многих случаях сток с ледниковых бассейнов зимой отсутствует полностью, в других случаях его величины измеряются значениями модуля стока, не превышающими 0,5—5 л/с км<sup>2</sup> [105, 121, 31, 231 и др.].

В большинстве случаев при полевых работах зимний сток с ледников не измеряется. Однако устойчивый режим зимней межени и весьма малая доля зимнего стока в годовом позволяют с большой уверенностью сделать вывод о том, что для расчета водного баланса ледника за год достаточно проводить лишь летние гидрометрические измерения, а величину зимнего стока добавлять, исходя из наблюдений на ледниковом бассейне-аналоге.

**Особенности формирования стока на неледниковой части ледникового бассейна.** Физико-географические особенности

неледниковой части бассейна в сильной степени зависят от того, где заканчивается язык ледника. Известно немало случаев, когда ледники достигают лесного пояса. Часто они заканчиваются в альпийском поясе. Однако практически во всех случаях большая часть ледникового бассейна относится к той или иной разновидности гляциально-нивального пояса и меньшая — к одному из вариантов альпийского пояса. В результате на неледниковой части ледникового бассейна могут быть выделены три главных типа поверхности: обнаженные скалы, скопления валунов и щебня различного генезиса, альпийские лужайки с маломощными щебнистыми почвами.

Принципиальное различие между основными частями гляциального бассейна заключается в том, что на ледниковой части запасов снега и льда всегда больше, чем может растаять за год ( $8h > B$ ), а на неледниковой — наоборот ( $8h < B$ ). Здесь  $8h$  — тепловой эквивалент запасов льда и снега, кал/см<sup>2</sup>;  $h$  — запасы льда и снега в слое воды, мм;  $B$  — тепловой баланс поверхности бассейна в рассматриваемой точке, кал/см<sup>2</sup>.

Снежный покров в гляциально-нивальном поясе лежит 8—10 месяцев. В долгий период накопления снега оттепели практически отсутствуют. Помимо отложения снега в результате выпадения осадков, формирование снежного покрова связано с его переотложением метелями и лавинами. Неледниковая часть гляциального бассейна — область развития высокогорного рельефа с крутыми склонами и многочисленными выходами обнаженных скал. Это очень труднодоступный район из-за значительного расчленения и высокой лавинной опасности. Вследствие всех этих причин сплошные снегомерные съемки на неледниковой части гляциальных бассейнов, как правило, невозможны.

Проблема определения снегозапасов в горных бассейнах является одной из главнейших проблем горной гидрологии. Эта проблема — одна из наиболее трудноразрешимых и при определении водного баланса горноледникового бассейна. В настоящее время могут быть указаны два пути ее решения: проведение снегомерных съемок на репрезентативном участке неледниковой части бассейна и проведение дистанционных измерений посредством наземной фотограмметрической съемки, аэрофотосъемки или других наблюдений с воздуха, лазерных измерений и т. д. Среди дистанционных измерений наибольший эффект пока дают фотограмметрические съемки, применявшиеся в Институте географии АН СССР В. Г. Ходаковым и Д. Г. Цветковым [134], а на географическом факультете МГУ Е. А. Золотаревым.

В горноледниковом бассейне Джанкуат снегозапасы на неледниковой части определяются по измерениям на репрезентативном участке, где проложен треугольный снегомерный маршрут с длиной сторон около 300 м и общим числом точек измерений мощности снежного покрова около 90. Репрезентативный участок расположен на высоте, близкой к средней высоте нелед-

никовой части бассейна, на территории, где нет ни перемещения снега лавинами, ни заметного метелевого переноса. Анализ ландшафтной карты бассейна показал, что избранный для снего съемок участок достаточно репрезентативен для всей неледниковой части бассейна. Можно полагать, что данные снегомерного маршрута близки к среднему значению снегозапасов на неледниковой части бассейна. Проверки, выполненные как на базе уравнения водного баланса [34], так и на основе принципа равенства годовой аккумуляции и абляции на высоте границы питания на ледниках, также показали репрезентативность маршрута. Тем не менее мы считаем, что ошибка определения снегозапасов может быть значительной. При величине максимальных снегозапасов 1040—1090 мм ошибка составляет  $\pm 200$  мм, или почти 20% величины снегозапаса.

Определение максимальных снегозапасов на неледниковой части гляциального бассейна продолжает оставаться в целом нерешенной проблемой, на которую следует направить усилия как гидрологов, так и гляциологов.

Снегомерные съемки перед началом таяния дают результирующую величину зимнего баланса. Основной причиной убыли снегозапасов является испарение с поверхности снежного покрова. Наблюдения за этой величиной проводились рядом авторов в альпийском и гляциально-нивальном поясах гор Средней Азии [61, 118, 141, 63]. Все данные их наблюдений укладываются в интервале 50—106 мм испарения за период со снежным покровом, причем если учесть данные наблюдений и за период снегонакопления, и за период снеготаяния, то величина испарения со снежного покрова окажется равной 70—120 мм.

В период снеготаяния бóльшая часть снежного покрова сходит при несплошном покрытии поверхности снегом. Часты возвраты холодов и снегопады, так что таяние снежного покрова растягивается не менее чем на 1—2 месяца. В горах Северного и Центрального Тянь-Шаня почвы к началу снеготаяния мерзлые и достаточно льдистые, и по альпийским лужайкам иногда наблюдается поверхностный сток талых снеговых вод [118, 31]. На осыпях, разумеется, наблюдается провальная инфильтрация и поверхностного стока никогда не бывает. На скалах, наоборот, существует только поверхностный сток, но под скальными выходами располагаются грубые продукты их разрушения, где сток переходит в подземный [31]. В стоке с ледникового бассейна талые снеговые воды с его неледниковой части проявляются в первой половине летнего половодья, причем первая относительно невысокая волна половодья всегда сформирована этими водами.

Реакция неледниковой части бассейна на жидкие атмосферные осадки зависит от степени увлажнения бассейна и количества осадков. В целом в период таяния сезонного снега условия для дождевого стока лучше, так как увлажнение бассейна выше. Правда, специфическая особенность ледниковых бассейнов

заключается в том, что на ней очень долго лежит снежный покров, а затем снежники, и дождевой сток всегда формируется в относительно благоприятных условиях. Анализируя условия формирования дождевых паводков на реках Средней Азии, О. П. Щеглова [153] пришла к выводу о том, что «... дождевой сток формируется не только что освободившейся от снега части водосборов».

Дождевые воды на неледниковой части гляциальных бассейнов стекают, как правило, подземным путем, так как инфильтрационная способность грунтов существенно превышает интенсивность осадков. Вместе с тем при достаточно большом количестве осадков начинается весьма быстрый сток, который не всегда идет по поверхности бассейна, но скорости его вполне соизмеримы с поверхностным стоком. А. Т. Ильясов [63] указывает, что в бассейне р. Алаарча (Киргизский Алатау) суточные осадки слоем 10—15 мм практически полностью поглощаются почво-грунтами, но 30 мм жидких осадков за сутки приводят «... к нарушению системы грунтового регулирования стока и формированию поверхностного стока». Ильясов отмечает, что эта цифра характерна для всей Киргизии.

Анализ стока, выполненный автором [33] для горноледникового бассейна Джанкуат, показал, что при суточных осадках менее 20 мм колебания неледникового стока невелики, а дождевые паводки формируются при суточных осадках свыше 20 мм у замыкающего створа, или около 25—30 мм на уровне средней высоты неледниковой части бассейна.

В долине Баксана, на шоссе Терскол—Тырныауз в ночь с 5 на 6/VIII 1967 г. сошло девять селей. Области их формирования, по нашим наблюдениям, были расположены в альпийском и гляциально-нивальном поясах. Обследование очагов селеобразования, проведенное нами в последующие сутки, показало, что грунты были перенасыщены влагой, в результате чего и сформировался поверхностный сток. До этого 3/VIII в Терсколе выпало 21,4 мм осадков и 4/VIII 9,4 мм [13], но селей (а также, по-видимому, и поверхностного стока) не было, 5/VIII выпало 69,9 мм, и к концу дня сошли сели.

Осадки, в результате которых формируются пики расходов воды, в гляциально-нивальном поясе случаются нечасто. По данным метеостанции Терскол, за 1951—1967 гг. в среднем за лето было не более 2—3 дождей с суточным слоем, превышающим 20 мм. Для Средней Азии в целом повторяемость жидких осадков со слоем, большим 20 мм, в гляциально-нивальном поясе следует признать еще более редкой.

На гидрографе для горноледникового бассейна сток от обильных осадков, выпавших на неледниковую часть бассейна, выделяется в виде пика, почти синхронного с графиком хода осадков. Небольшие осадки не найдут ясного отражения на гидрографе, но могут способствовать некоторому повышению базисного стока.

Прямых наблюдений за испарением дождевых вод и вод временных снежных покровов очень немного. На альпийском лугу на склоне юго-западной экспозиции на высоте 3200 м в Терской-Алатау за период май—сентябрь 1962 и 1963 гг., согласно наблюдениям по испарителю, величина испарения составила 286—320 мм при слое осадков 360—358 мм [141]. В том же бассейне Чон-Кзылсу в зоне 3100—3500 м испарение со скал и осыпей летом 1964 г. оценивается В. И. Михайловой в 45 мм при слое осадков 300 мм [102]. В бассейне р. Алаарча в альпийской зоне на высоте 3000 м средняя за шесть лет наблюденная величина испарения с поверхности луга составляет за май—сентябрь 340 мм. Наблюдения за испарением с осыпей, проводившиеся поблизости, показали, что оно в 3,6 раза меньше, чем с луга, а в августе испарение с осыпей меньше даже в 6,2 раза [139]. В том же бассейне для свободной от ледника поверхности гляциально-нивальной зоны (3400—4000 м) средняя величина испарения за период без устойчивого снежного покрова составляет по трехлетним наблюдениям за водным балансом бассейна 15—19 мм [63].

На первый взгляд, приведенные данные несколько разноречивы. Однако, во-первых, данные для луга относятся не к гляциально-нивальной зоне, а к альпийской. Во-вторых, в гляциально-нивальной зоне преобладают осыпи и скалы. Испарение с осыпей, как мы видели, мало. Испарение со скал, по-видимому, ненамного превышает сумму осадков, необходимых для смачивания скал при каждом дожде. В связи с этим средние величины летнего испарения с приледниковой зоны, определенные В. И. Михайловой [102] и А. Т. Ильясовым [63] и равные 15—45 мм, представляются достаточно реальными. В этом случае коэффициенты дождевого стока равны 0,85—0,92.

На Кавказе прямые наблюдения за испарением с поверхности почвы в приледниковой зоне нам неизвестны. Путем экстраполяции кривых зависимости составляющих водного баланса от средней высоты бассейна Л. А. Владимиров [18] нашел, что в бассейнах со средней высотой 4000 м испарение за год составляет на южном склоне Кавказа 200 мм, на северном — 200—300 мм. Для высоты 3000 м эти величины соответственно равны 200—300 и 280—400 мм. Коэффициент годового стока равен 0,75—0,97. Для бассейна Баксана до створа Тегенекли для зоны высотой более 3000 м (т. е., по сути дела, для условий горноледникового бассейна Джанкуат) средний слой осадков равен 2110 мм, сток 1890 мм, испарение за год 220 мм, а коэффициент годового стока составляет 0,90.

Весьма похожие данные для бассейнов, расположенных выше границы леса в Альпах, приводит О. Лютчг [193]. Там величина годового испарения равна 210—310 мм, а коэффициент стока 0,87—0,91.

Испарение с поверхности бассейна р. Большая Хадата на Полярном Урале за июнь—сентябрь 1969 г. составило 85 мм. Коэффициент годового стока был равен 0,94 [46].

Можно полагать, что величина испарения с поверхности снежного покрова на Кавказе и в Альпах не отличается существенно от величины, полученной для гор Тянь-Шаня, и равна 70—100 мм. Тогда величина летнего испарения составит для неледниковых поверхностей гляциально-нивального пояса Кавказа и Альп 100—200 мм. Более высокие по сравнению с Тянь-Шанем величины летнего испарения объясняются большим количеством летних осадков. При осреднении на всю площадь горноледникового бассейна испарение с неледниковой части будет не больше 30—70 мм, что, по крайней мере, на порядок меньше основных составляющих уравнения водного баланса. Коэффициенты годового, весеннего снегового и летнего стока с неледниковой части гляциальных бассейнов следует признать равными приблизительно 0,9.

**Выделение стока с неледниковой части бассейна.** Разобранные выше общие закономерности стока с ледниковых бассейнов и условия формирования стока с их неледниковой части помогают решению данной проблемы. Однако общих рецептов для выделения стока с неледниковой части бассейна нет. Этот вопрос требует частного решения в каждом конкретном бассейне и для каждого конкретного случая на основе анализа географо-гидрологических и гляциологических особенностей изучаемой территории, гидрометеорологической и гляциологической изученности. Рассмотрим некоторые основные пути подхода к решению данной задачи.

Определение стока с неледниковой части бассейна может быть произведено по осадкам и среднему значению коэффициента стока. Этот путь при относительно надежном определении осадков может быть применим для интервалов времени, равных одному году, всему периоду половодья, более коротких отрезков времени, вплоть до 1—2 месяцев. При применении метода для еще более коротких интервалов времени следует иметь ясное представление об изменениях коэффициента стока.

Хорошие результаты может дать анализ наблюдений на двух гидрометрических створах, бассейны которых заметно различаются по относительной площади оледенения, а по средним высотам близки друг к другу. В горноледниковом бассейне Джанкуат, например, помимо основного створа (№ 1) с площадью оледенения 48%, в течение ряда лет проводились наблюдения на дополнительном створе (№ 2) с площадью оледенения, равной 15%. Бассейн дополнительного створа являлся частью бассейна основного створа.

Сток на каждом из створов может быть представлен в соответствии с формулой (4.24) в виде суммы стока с ледниковой и неледниковой частей бассейна. Приняв в качестве допущения,

что сток с единицы площади, не занятой ледником, в бассейнах № 1 и 2 одинаков, и что сток с единицы площади, занятой ледником, в двух бассейнах также одинаков, запишем следующие соотношения:

$$\begin{cases} Q_1 = k (q_{л} S_{л, 1} + q_{н/л} S_{н/л, 1}), \\ Q_2 = k (q_{л} S_{л, 2} + q_{н/л} S_{н/л, 2}), \end{cases} \quad (4.25)$$

где  $Q_1$  и  $Q_2$  — сток с бассейнов № 1 и 2 соответственно,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $q_{л}$  и  $q_{н/л}$  — слой стока с ледниковой и неледниковой частей бассейнов соответственно,  $\text{мм}/\text{сут}$ ;  $S_{л, 1}$  и  $S_{н/л, 1}$  — площадь ледниковой и неледниковой части бассейна № 1,  $\text{км}^2$ ;  $S_{л, 2}$  и  $S_{н/л, 2}$  —

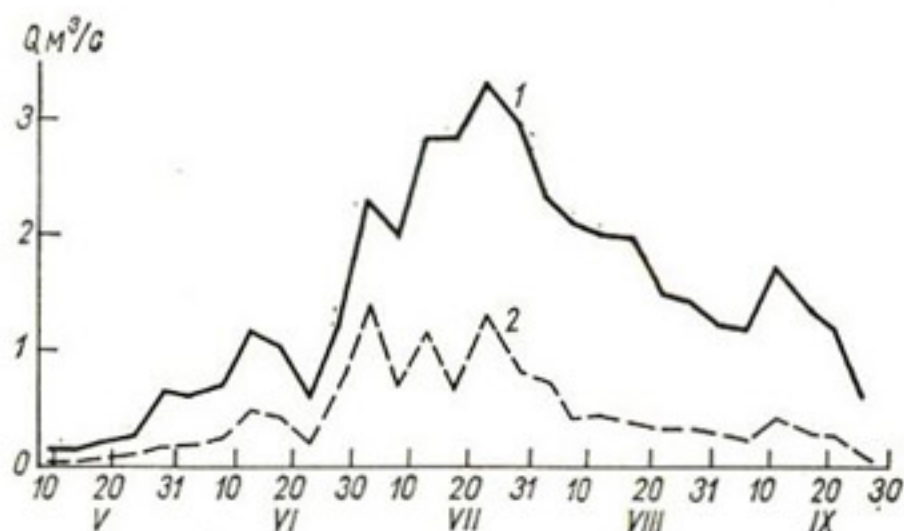


Рис. 36. График колебаний суммарного стока (1) и стока с неледниковой части (2) бассейна Джанкуат в течение сезона абляции 1971 г.

площадь ледниковой и неледниковой части бассейна № 2,  $\text{км}^2$ ;  $k$  — коэффициент размерности.

Подставив в уравнения (4.25) величины площадей и произведя преобразования, получим

$$Q_{н/л} = 1,87Q_2 - 0,234Q_1, \quad (4.26)$$

где  $Q_{н/л}$  — сток с неледниковой части бассейна № 1. Пример результатов вычислений стока с неледниковой части бассейна приводится на рис. 36.

Возможны и другие приемы выделения стока со свободной от ледника части бассейна, основанные на данных гидрометрических наблюдений в бассейнах с различной относительной площадью оледенения.

Выделение неледниковой составляющей стока может быть основано на анализе комплексного графика гидрометеорологических факторов (обычно сток, температура воздуха и осадки) с последующим вертикальным расчленением гидрографа. В п. 3 отмечалось, что сток с неледниковой части бассейна происходит



в основном подземным путем и представляет собой сезонное подземное питание с горноледникового бассейна. Устойчивое подземное питание совсем или почти совсем отсутствует. Пики расходов воды, связанные с обильными осадками, формируются путем поверхностного или весьма быстрого подповерхностного стока.

В тех районах, где летние осадки выпадают в гляциально-нивальном поясе в основном в твердом виде, анализ комплексного графика позволяет относительно легко выделить пики расходов воды дождевого происхождения. В этих случаях график стока следует осадкам, а не температурам воздуха, как обычно. Метод выделения сезонной подземной составляющей стока в горноледниковом бассейне разработан автором [31 и др.] по материалам наблюдений на Центральном Тянь-Шане, в бассейне р. Чон-Кзылсу.

В период апрель—август (иногда апрель—сентябрь) сезонное подземное питание плавно увеличивается в соответствии с постоянным нарастанием запасов воды в бассейне. Восходящая ветвь кривой сезонного подземного стока описывается уравнением параболы вида  $Q=at^2$ . Здесь  $Q$  — средний месячный максимальный сезонный подземный сток (августовский или сентябрьский);  $t$  — число месяцев от апреля до августа или сентября;  $a$  — коэффициент, определяемый обратным путем из указанного уравнения.

Кривая спада подземного стока экстраполируется на гидрографе от ноября—октября, когда ее направление бывает достаточно определенным, на сентябрь. В сентябре на Центральном Тянь-Шане не только заканчивается таяние на ледниках, но и запасы талых вод, аккумулярованных ледником, в значительной степени истощаются. Момент сокращения ледникового стока обычно отражается на гидрографе в виде перехода от очень резкого спада к более замедленному, и в этот момент кривая спада подземного стока и кривая спада суммарного гидрографа расходятся.

Ветви подъема и спада сопрягаются плавной кривой с максимумом во второй половине августа. Сезонное снеговое питание на всем бассейне выделяется по принятой средней дате освобождения языков ледников от снега (10/VII). Затем, зная суммарную величину сезонно-снегового стока и величину снегозапасов на языке ледника, можно выделить сезонно-снеговое питание с неледниковой части бассейна. Пример расчленения гидрографа показан на рис. 37.

В некоторых ледниковых районах, например, на Кавказе, летом в гляциально-нивальном поясе выпадают в основном жидкие осадки. Абляция в этих случаях уменьшается, но ее суточная величина почти всегда соизмерима с суточным слоем осадков. В таких условиях анализ режима составляющих стока путем построения комплексных графиков стока, температуры воздуха

и осадков недостаточно эффективен. Попытка выделения неледниковой составляющей стока была предпринята нами для бассейна Джанкуата [33].

Методика выделения заключалась в следующем. Чтобы сгладить влияние регулирования талых вод ледником и в то же время получить представление о суточных колебаниях со-

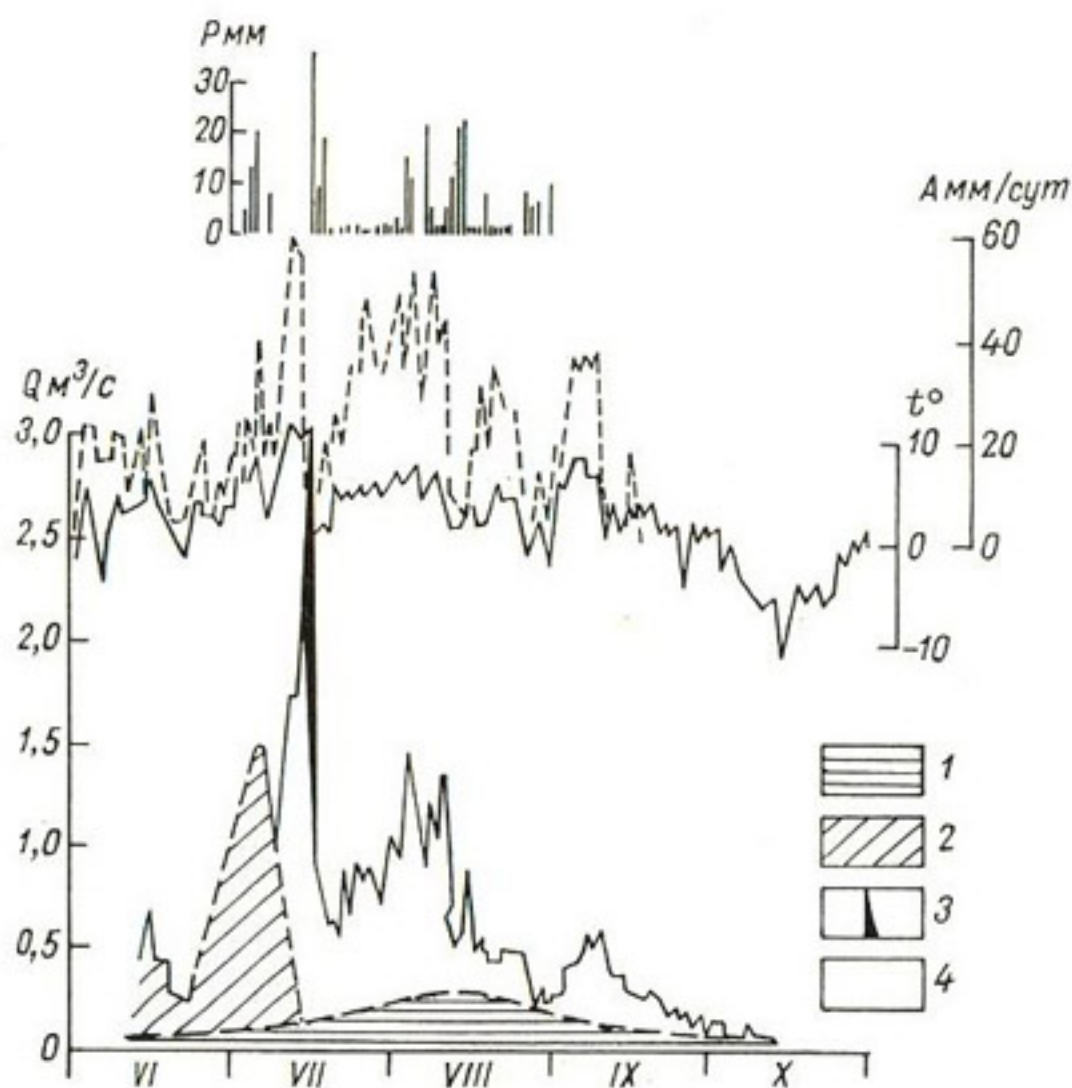


Рис. 37. Расчленение гидрографа р. Кашкатор (у ледника Карабаткак) за 1958 г. (площадь водосбора 7,6 км<sup>2</sup>, площадь оледенения — 62%).

Составляющие стока: 1 — подземная; 2 — сезонная снеговая; 3 — дождевая; 4 — ледниковая.

ставляющих стока, было проведено скользящее осреднение по пентадам средних суточных расходов воды и величин абляции ледников, выраженных в единицах расходов, и подсчитана разность скользящих средних за каждые сутки. Было принято, что эта разность представляет сглаженный ход неледниковой составляющей стока.

Анализ производился для второй половины сезона абляции, когда сток с неледниковой части бассейна формируется почти исключительно жидкими атмосферными осадками, стекающими подземным путем. Можно полагать, следовательно,

что сезонный подземный сток зависит от индекса влагонасыщения бассейна  $I_x$ , который рассчитывается по формуле

$$I_x = 0,85x_{1-3} + 0,75x_{4-6} + 0,60x_{7-9} + 0,50x_{10-12} + 0,45x_{13-15}, \quad (4.27)$$

где  $x_{1-3}$  — сумма осадков в первые три дня до даты расчета;  $x_{4-6}$  — сумма осадков за предшествующие три дня и т. д. [115].

Этот индекс определялся также по зависимости

$$I_x = 0,9I_0, \quad (4.28)$$

где  $I_0$  — индекс влагонасыщения в предшествующий день [97]. В дни с осадками к величине индекса прибавлялся слой осадков. Ход величин индекса влагонасыщения, подсчитанных по обеим формулам, оказался подобным. В дальнейшем величина индекса влагонасыщения была определена как среднее из вычисленных по двум способам и выражена в модульных коэффициентах ( $k_I$ ).

Ход модульного коэффициента индекса увлажнения бассейна в целом подобен ходу полученных значений разности суммарного и ледникового стока, но точки на графике связи между этими двумя показателями имеют значительный разброс, и график для уточнения хода неледниковой составляющей оказался непригоден. Тогда исследуемый период был разбит на интервалы времени продолжительностью 5 суток таким образом, чтобы внутри интервала ход индекса увлажнения бассейна имел одинаковую тенденцию или изменялся слабо. После этого была подсчитана величина неледникового стока за каждую пентаду как разность суммарного и ледникового стока. Такая же процедура была проведена вторично для шестисуточного интервала времени. Полученные точки неледникового стока далее соединялись в соответствии с ходом индекса увлажнения бассейна (рис. 38). Среднее значение полученной таким способом неледниковой составляющей за весь рассматриваемый период оказалось на 11% меньше, чем разность суммарного и ледникового стока за это же время. Полученная невязка была разбросана путем округления величин расхода воды неледниковой составляющей в большую сторону до первого знака за запятой.

Все перечисленные приемы выделения неледниковой составляющей стока с гляциального бассейна основываются на тех или иных допущениях, и потому неточны. Идеальными являлись бы, разумеется, прямые наблюдения за всеми составляющими водного баланса в характерных точках неледниковой части бассейна. Однако эти работы методически сложны, дороги, их трудно организовать в условиях альпийского рельефа и не менее сложно затем интерпретировать полученные дан-

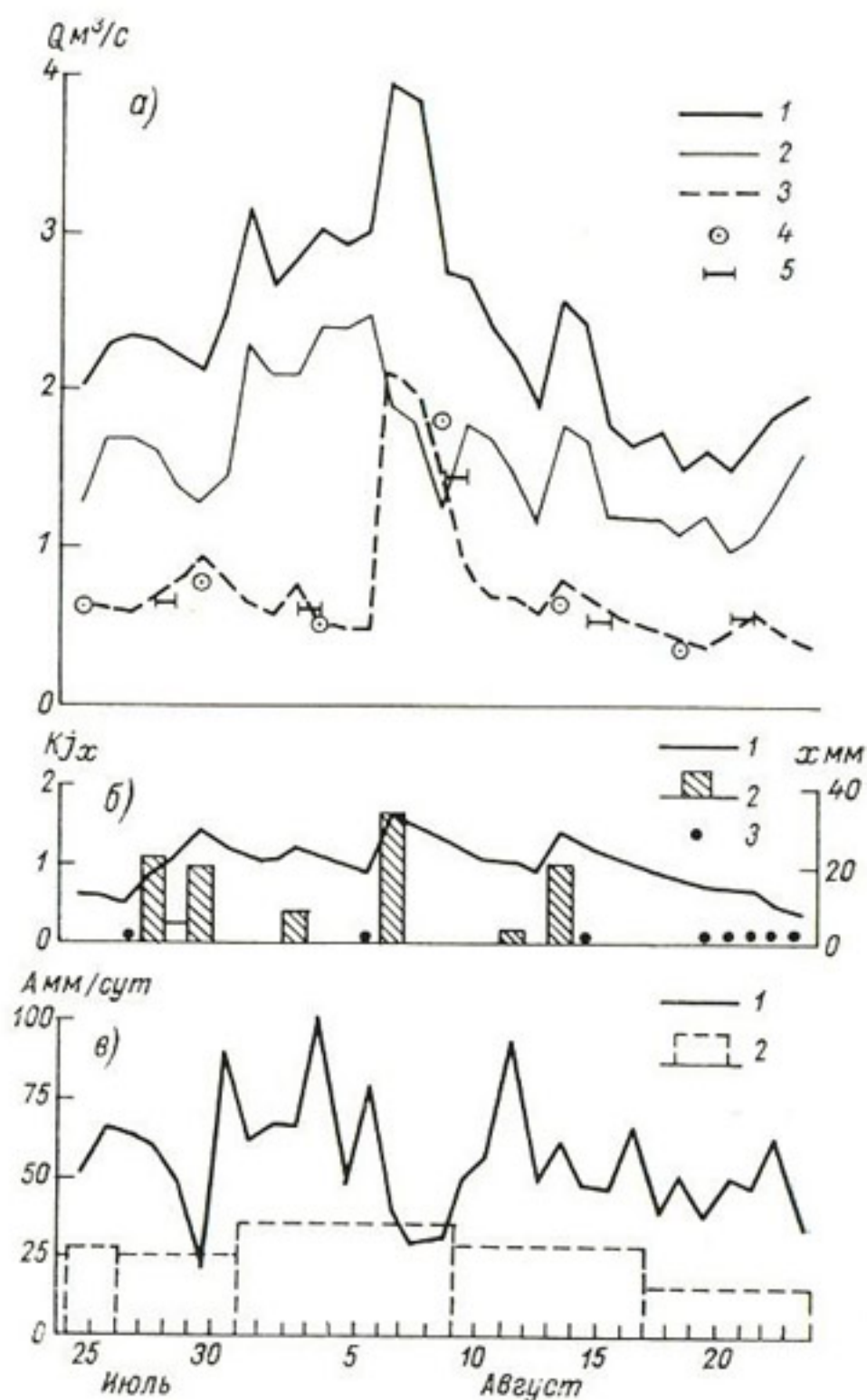


Рис. 38. Факторы и составляющие стока с горноледникового бассейна Джанкуат в 1965 г.

а) суммарный сток и его составляющие: 1 — суммарный сток; 2 — сток от таяния ледника; 3 — неледниковый сток; 4 — средняя за пять суток величина неледникового стока; 5 — средняя за шесть суток величина неледникового стока; б) осадки и индекс увлажнения бассейна: 1 — индекс увлажнения бассейна; 2 — осадки более 2 мм/сут; 3 — осадки менее 2 мм/сут; в) абляция ледника: 1 — в области расходования вещества; 2 — в области накопления вещества.

ные. Детальных исследований подобного рода ни в одном из горно-ледниковых бассейнов пока не проводилось, а они представляют несомненный интерес не только для горной гидрологии, но и для гляциологии.

#### 11.4.5. ЗАМЕРЗАНИЕ ТАЛЫХ И ДОЖДЕВЫХ ВОД

Вопрос о повторном замерзании талых и дождевых вод в областях аккумуляции ледников детально рассмотрен в гл. 1. Замерзание воды в областях абляции происходит аналогично процессам, происходящим в зоне ледяного питания областей аккумуляции. В связи с этим во избежание повторов вопросы определения величин замерзания талых и дождевых вод в настоящем разделе не рассматриваются.

Вместе с тем следует со всей определенностью подчеркнуть, что каким бы образом ни определялась величина замерзания талых и дождевых вод,— посредством ли повторного шурфования, термозондированием или приближенным расчетом по методике автора,— прежде всего необходимо ясно представлять, к какой зоне льдообразования относится область питания данного ледника.

По нашим проработкам для ряда ледников СССР величина потерь талых и дождевых вод на замерзание за год находится в пределах 150—400 мм (см. рис. 12), если величину потерь относить к области аккумуляции ледника. В пересчете на весь ледник эта величина составит 100—300 мм, а для горноледникового бассейна со створом непосредственно ниже языка — 70—200 мм.

#### 11.4.6. ЗАПАС ВОДЫ В ЛЕДНИКЕ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Часть I настоящей работы была, по сути дела, посвящена особенностям и режиму этой составляющей уравнения водного баланса. При этом особенности и режим запасов воды и его изменений во времени рассматривались для различных морфологических частей ледника. Прямое измерение суммарной для ледника величины аккумуляции воды или ее изменений во времени предполагает, очевидно, отдельное определение этих величин для морфологических частей ледника и их последующее суммирование. Попытки таких определений необходимы и их следует приветствовать, но в целом следует признать, что точность прямых измерений величин аккумуляции ледником воды весьма невысока.

Вследствие того что запас воды в отдельных морфологических частях ледника имеет четкий внутригодовой ход с минимумом в зимний период, запасы воды, по крайней мере на ледниках умеренных широт, не сводятся зимой к нулю. С другой стороны, зимний сток с ледниковых бассейнов, который форми-

руется за счет стока запасов воды, накопленной ледником летом, внутри- и подледникового таяния, а также за счет стока грунтовых вод с неледниковой части бассейна, приблизительно в 100 раз ниже летнего. Часто зимой сток полностью отсутствует, а там, где он есть, его можно объяснить (для второй половины зимы) двумя последними из названных причин [231].

Таким образом, часть запасов воды, содержащейся в леднике, не принимает участия в формировании стока с него. Можно полагать, что объем этой воды для каждого ледника — величина достаточно постоянная. Вся вода, аккумулируемая ледником ( $W$ ), складывается, следовательно, из двух составляющих: квазистатических ( $W_0$ ) и динамических ( $W_t$ ) запасов воды

$$W = W_0 + W_t. \quad (4.29)$$

Очевидно, что динамические запасы относятся к категории явлений внешнего массоэнергообмена ледников, квазистатические — преимущественно к категории явлений внутреннего массоэнергообмена; от внешних условий они зависят постольку, поскольку сам ледник как целостное природное образование зависит от географических условий, в которых он существует. Некоторую аналогию динамических и квазипостоянных вод с определяющей ролью первых в формировании стока можно найти в гидрологии болот с их активным и инертным горизонтами [59], а также с водохранилищем, с его полезным и мертвым объемами.

Необходимость изучения той или иной составляющей аккумулярованной воды определяется классом задачи. Для задач внешнего массоэнергообмена основной интерес представляют динамические запасы и их изменение во времени, в то время как для задач внутреннего массоэнергообмена интересны и квазистатические запасы воды.

Изменение запасов воды ледника  $B_t$  представляет собой, очевидно, разность динамических запасов за рассматриваемый интервал времени

$$B_t = W_2 - W_1 = W_{t,2} - W_{t,1}. \quad (4.30)$$

Очевидно, что в уравнение водного баланса ледника входят только динамические запасы и, с другой стороны, из уравнения водного баланса можно получить только величину динамических запасов воды в леднике.

В настоящее время намечаются два основных пути к определению динамических запасов и их изменений, базирующихся на уравнении водного баланса: а) анализ кривой спада стока с ледника и б) нахождение динамических запасов и их хода как остаточного члена уравнения водного баланса. Второй путь будет рассмотрен в п. 2 гл. 5. Рассмотрим способ определения

динамических запасов воды и их изменений на основе анализа кривой спада с ледника [28].

В период абляции на ледниках часто создаются условия, когда поступление воды на поверхность ледника полностью прекращается. Чаще всего это происходит после снегопадов, когда резко повышается альbedo поверхности, а температуры воздуха после прохождения атмосферного фронта относительно низки. Подобные условия создаются и осенью, вслед за установлением снежного покрова на леднике. Повторного замерзания талых и дождевых вод на теплых ледниках в летний период не происходит, а на холодных ледниках оно может быть учтено. В любом случае на ледниках умеренных широт оно по крайней мере на порядок меньше величины стока за соответствующие интервалы времени. Величины испарения и конденсации также по крайней мере на порядок меньше величины стока (см. п. 3). Тогда уравнение водного баланса ледникового бассейна для рассматриваемых условий становится весьма простым

$$R \approx -B_t. \quad (4.31)$$

Сток, таким образом, определяется запасами воды, накопленными ранее, и по мере истощения запасов величина стока снижается по плавной вогнутой кривой, называемой кривой спада. В условиях ледниковых бассейнов эта кривая обычно асимптотически приближается к постоянной величине расхода, которую можно рассматривать как сумму подземного стока с неледниковой части бассейна и стока от внутри- и подледникового таяния. Вычитая из кривой спада стока с ледникового бассейна эту постоянную величину расхода воды, получим кривую спада стока с ледника, определяемую практически исключительно запасами воды, аккумулированной ледником.

Как показали результаты наших проработок для ряда ледников и лет наблюдений, форма кривой спада стока для каждого ледника довольно постоянна. Эта дает возможность построить типовую кривую спада стока как нижнюю огибающую наиболее крутых отрезков конкретных кривых спада, накладываемых друг на друга. Использование наиболее крутых кривых, равно как и нижней огибающей, целесообразно для отсеечения доли стока, сформированной, возможно, вследствие некоторого, хотя и малого, притока талых и дождевых вод.

Пример построения типовой кривой спада для ледника Карабат как приводится на рис. 39. Для построения кривой было использовано 20 наиболее крутых отрезков гидрографов, соответствующих периодам прекращения таяния. Почти все точки легли компактно, и в качестве типовой кривой была принята нижняя огибающая. Три случая спада, отличающиеся большей крутизной, не были приняты в расчет, так как эти спады прошли после выпадения интенсивных жидких осадков

и отражали как факт резкого прекращения поступления воды на поверхность бассейна, так и возможное уменьшение регулирующей поверхностной емкости ледника вследствие разрушения ледяных перемычек между отдельными элементами микрорельефа.

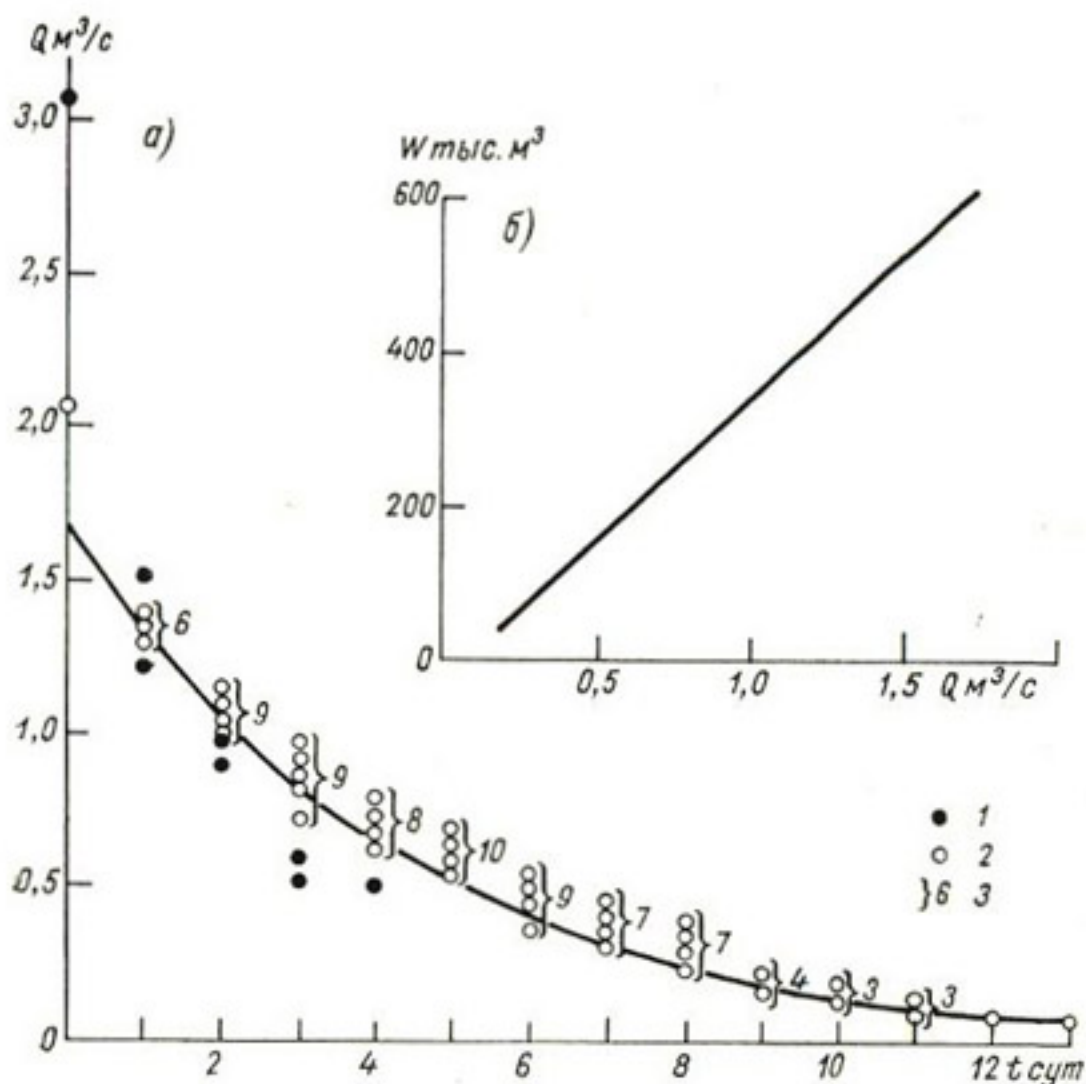


Рис. 39. Определение динамических запасов воды, аккумулируемой ледником Карабатак, по кривым спада стока с ледника.

*a* — построение типовой кривой спада: 1 — точки, не принятые в расчет; 2 — точки, используемые для проведения кривой; 3 — количество точек, используемых для проведения кривой; *b* — линия связи объемов воды, аккумулированной ледником, с расходами воды реки, стекающей с ледника.

Известно [66], что при большой мощности водовмещающего пласта кривые спада стока подземных вод достаточно хорошо аппроксимируются уравнением

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}, \quad (4.32)$$

где  $Q_0$  и  $Q_t$  — соответственно расход воды в начальный момент времени и в момент времени  $t$ ;  $\alpha$  — коэффициент истощения, зависящий от гидравлических свойств водоносного пласта.

Кривые спада стока с ледника также хорошо аппроксимируются уравнением вида (4.32). Если проинтегрировать это



уравнение по времени в пределах от 0 до  $\infty$ , то левая часть уравнения представит собой запас вод  $W_0$ , аккумулированных ледником в начальный момент времени. Правая часть будет равна

$$W_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (4.33)$$

или же при  $\frac{1}{\alpha} = \tau$

$$W_0 = \tau Q_0. \quad (4.34)$$

Здесь  $\tau$  — параметр, характеризующий гидрологические свойства данного ледника и имеющий размерность времени. Как известно, в речной гидрологии он называется временем добегаия равного расхода или просто временем добегаия [67]. Этот параметр равен продолжительности истощения запасов аккумулированных вод в случае установившегося режима стока при постоянном начальном расходе  $Q_0$ . Он означает также время, необходимое для того, чтобы новая, отличная от прежней величина поступления талых и дождевых вод на поверхность ледника, выраженная в расходах воды, достигла замыкающего створа ледникового бассейна. Время добегаия стока с ледника является его важнейшей характеристикой и может быть использовано для расчетов стока с ледника за короткие интервалы времени (см. гл. 6).

Последовательно суммируя кривую спада стока с ледника и ставя в соответствие полученный объем воды расходу воды в вершине просуммированной кривой спада, получаем зависимость

$$Q = f(W). \quad (4.35)$$

Обратная зависимость

$$W = f(Q) \quad (4.36)$$

называется в речной гидрологии, как известно, кривой объемов. Для ледника Карабаткак эта кривая приводится на рис. 39 б.

Кривые объемов ледниковых вод, вообще говоря, нелинейны, но в большинстве случаев, как показали наши проработки, они могут быть аппроксимированы прямой линией. В общем случае время добегаия  $\tau$  определяется из уравнения

$$\tau = \frac{dW}{dQ}, \quad (4.37)$$

а при аппроксимации прямой

$$\tau = \frac{W}{Q}. \quad (4.38)$$

Используя кривые объемов ледниковых вод, по данным о расходах воды, стекающей с ледникового бассейна, можно определить объем воды, аккумулированной ледником. Для этого необходимо из суммарного стока выделить сток с ледника (см. п. 4), а затем по кривой объемов и по полученной величине расхода воды, стекающей непосредственно с ледника, определить объем накопленной воды.

Проведенные таким образом определения показали значительные объемы воды, аккумулируемой ледниками. Горные ледники умеренных широт с площадями порядка нескольких квадратных километров аккумулируют в сезон абляции сотни тысяч кубических метров воды. Ледник Федченко, по скромной оценке, содержит в сезон абляции до 100 млн. м<sup>3</sup> воды. В слое воды, отнесенном ко всей поверхности ледников, запас аккумулированных вод составляет в сезон абляции обычно не менее 100—150 мм, а в отдельные периоды он может быть в несколько раз больше. Напомним, что здесь речь идет только о динамических запасах воды ледника.

Первая попытка определения как динамических, так и квазистатических запасов воды не только для ледника в целом, но и для отдельных его частей была предпринята автором для Джанкуата, для середины периода абляции. Определение динамических запасов производилось разнообразными приемами (на основании уравнения водного баланса ледника), описанными в соответствующих пунктах данной работы. Величина квазистатических запасов воды была оценена на основании вывода о том, что для теплых ледников содержание воды во льду составляет около 1%. К этому следовало бы добавить некоторое количество воды, содержащейся во внутри- и подледниковых полостях, в фирне ниже активного слоя, но оценить ее количество оказалось возможным лишь для фирновой толщи. Представляемый результат характерен для большинства средних по размеру долинных теплых (изотермических) ледников (табл. 13).

Данные табл. 13 свидетельствуют о том, что квазистатические запасы концентрируются преимущественно в толще ледника, в то время как основная доля динамических запасов находится в снежно-фирновой толще, что предопределяет и ее ведущую роль в регулировании стока с ледников. Динамические запасы воды в толще льда и у его ложа относительно невелики, но они определяют внутригодовые колебания скоростей движения льда и формирование некоторых типов ледниковых паводков и селей.

В целом динамические запасы воды составили 30% всех запасов воды в леднике. При этом с увеличением площади ледника доля динамических запасов воды в общих запасах должна уменьшаться, так как при прочих равных условиях динамические запасы пропорциональны площади, а квазистатические —

Таблица 13

Оценка запасов воды среднего по размерам теплого долинного ледника в середине периода абляции (на примере ледника Джанкуат)

Морфологические части ледника		Запасы воды					
наименование	объем, %	в %			в мм на всю площадь ледника		
		динамические	квазистатистические	сумма	динамические	квазистатистические	сумма
Снежно-фирновая толща	15	80	12	32	200	70	270
Поверхность льда	1	2	0	1	10	0	10
Толща ледника	80	15	80	61	40	500	540
Придонный слой	4	3	8	7	10	50	60
Ледник в целом	100	100	100	100	260	620	880

объему ледника. Для крупного теплого ледника со средней толщиной 250 м и такими же удельными запасами динамических вод их доля в общих запасах составит уже около 10%. Следует подчеркнуть, однако, что, несмотря на относительно небольшую долю динамических запасов воды в общих запасах, именно их роль во многих важных процессах является определяющей.

Можно полагать, что изменение динамических запасов воды за гидрологический год весьма близко к нулю. В самом деле, объем воды, аккумулированной в области питания, зависит прежде всего от объема снежно-фирновой толщи, а это величина достаточно постоянная от года к году. Объем воды, накапливающейся на поверхности льда, равен нулю в зимний период. Об изменении объема воды, аккумулируемой в толще ледника и у его ложа, говорить несколько сложнее, так как прямые измерения этих величин никем не проводились. Но поскольку внутри- и подледниковые емкости определяются типом конкретного ледника, его термическим режимом, характером подледного рельефа и другими факторами, специфическими для данного ледника и потому относительно неизменными от года к году, можно полагать, что и в этих морфологических частях ледника годовой цикл динамических запасов сводится к нулю. Поэтому на данном уровне изучения ледников при расчете водного баланса за гидрологический год величина изменения запасов воды в леднике может быть принята равной нулю. Вместе с тем при исследовании изменений запасов воды в ледниках основной задачей становится изучение колебаний запасов внутри года, главным образом в течение периода абляции. Вопросы о водном балансе ледника за год и о внутригодовых изменениях водного баланса рассматриваются в гл. 5.

## II.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ

### II.5.1. ВОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗА ГОД

В гл. 4 отмечалось, что на створе, замыкающем ледниковый бассейн, измеряется сток со всего бассейна, как с ледниковой, так и неледниковой его части. Выделение стока непосредственно с ледника — задача весьма сложная и не всегда решаемая надежно. Вследствие этого рассчитать водный баланс ледника довольно трудно, хотя, как будет показано ниже, это может дать интересную гляциологическую информацию. Несколько проще рассчитать водный баланс ледникового бассейна.

Задача расчета водного баланса ледниковых бассейнов была поставлена в программе Международного гидрологического десятилетия. В. Шютт [225] рассчитал водный баланс горноледникового бассейна Тарфала в Северной Швеции (табл. 14). Площадь бассейна 20,6 км<sup>2</sup>, площадь ледников 6,3 км<sup>2</sup> (31%).

Таблица 14

Водный баланс горноледникового бассейна Тарфала, млн. м<sup>3</sup>

Характеристика	Год						
	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70	1970-71	1971-72	1972-73
Таяние снега	21,5	12,9	9,8	10,9	13,0	14,3	17,7
Жидкие осадки	10,0	5,2	5,5	8,1	8,5	12,1	8,3
Дефицит баланса массы ледников	1,4	0,7	6,8	9,8	1,1	6,6	0,3
<b>Приход</b>	33	19	22	29	23	33,0	25,7
Сток	36,9	27,7	27,0	29,3	23,1	34,6	27
Испарение	2	?	?	?	?	?	?
<b>Расход</b>	39	28	27	29	23	35	27
<b>Невязка</b>	-6	-9	-5	0	0	-2	1

Данные табл. 14 обнаруживают тенденцию к превышению расходной части баланса над приходной. В первые годы наблюдений это превышение было явным и составляло 15—32% расходной части баланса. По мере улучшения качества наблюдений невязка стала скрытой в величине испарения, которое, по всей видимости, может быть оценено в 100 мм/год, или 2 млн. м<sup>3</sup>. Тогда невязка баланса в 1969-70 и 1970-71 гг. составит соответственно — 7 и — 9%.

У. Тенгборн, Р. Криммель и М. Майер [237] рассчитали водный баланс бассейна Южного Каскадного ледника в США (табл. 15). Площадь бассейна 6,11 км<sup>2</sup>, площадь ледника вместе

с прилегающими снежниками 2,9 км<sup>2</sup> (47%). Невязка водного баланса оказалась устойчиво отрицательной, равной минус 13—28% расходной части баланса, а в среднем за шесть лет равной — 21%.

Таблица 15

Водный баланс бассейна Южного Каскадного ледника, мм слоя воды

Характеристика	Год					
	1964-65	1965-66	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70
Таяние зимнего снега	2480	1820	2410	1890	2090	1580
Летние осадки	430	480	320	800	550	430
Баланс массы льда	-40	-480	-280	0	-340	-590
<b>Приход</b>	2950	2780	3010	2690	2980	2600
Зимний сток	610	640	580	820	610	520
Летний сток	2780	2610	3250	2940	3320	3090
<b>Расход</b>	3390	3250	3830	3760	3930	3610
<b>Невязка</b>	-440	-470	-820	-1070	-950	-1010

В бассейнах Южного Каскадного ледника в США и ледника Стур в Швеции в течение многих лет ведутся самые современные исследования под руководством известных гляциологов М. Майера и В. Шютта. Качество работ в обоих ледниковых бассейнах не вызывает сомнений. Автор имел возможность убедиться в этом при личном знакомстве с работами в бассейне Тарфала, и в частности на леднике Стур. Следовательно, речь идет о методической ошибке (или ошибках), которые по идее должны повторяться и на других ледниковых бассейнах, поскольку наблюдения ведутся в целом по единой методике.

На одну из таких ошибок мы уже указывали [38]. Это постоянный недоучет поверхностной абляции ледников (см. п. 1 гл. 4). Введение поправочного коэффициента, равного 1,05, к величине абляции позволило практически уравнивать годовой водный баланс ледника Джанкуат.

Гидрологический год в ледниковых бассейнах высоких и умеренных широт следовало бы начинать со времени начала таяния в бассейне, когда запасы жидкой воды в нем минимальны. Для Джанкуата, в частности, наиболее обоснованной датой было бы 1/V. Однако гляциологический (балансовый) год начинается осенью, когда запасы льда и снега в бассейне минимальны. Поэтому для удобства совместного исследования балансов льда и воды за начало гидрологического года был принят момент прекращения абляции (в среднем середина сентября).

О методах определения составляющих уравнения водного баланса говорится в гл. 4. Результаты расчетов приводятся в табл. 16.

Таблица 16

Водный баланс горноледникового бассейна Джанкуат, млн. м<sup>3</sup>

Характеристика	1968-69	1969-70	1970-71	1971-72	Среднее
Таяние льда, фирна и зимнего снега	18,2	14,3	16,8	17,9	16,8 ± 1,0
Летние осадки	2,7	3,9	3,5	5,4	3,9 ± 0,8
<b>Приход</b>	20,9	18,2	20,3	23,3	20,7 ± 1,3
Сток	19,8	17,0	19,0	22,6	19,6 ± 1,1
Испарение за лето	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6 ± 0,2
Повторное замерзание талых вод	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6 ± 0,3
<b>Расход</b>	21,0	18,2	20,2	23,8	20,8 ± 1,2
<b>Невязка</b>	-0,1	0,0	+0,1	-0,5	-0,1 ± 1,8

Средняя ошибка приходной части уравнения водного баланса, равная корню квадратному из суммы квадратов ошибок определения величин таяния и величин осадков, составляет 6% приходной части уравнения. Средняя ошибка расходной части уравнения водного баланса, определенная подобным же способом, составляет 6% расходной части. Величина баланса определена с ошибкой ±1,8 млн. м<sup>3</sup> (±230 мм), что составляет 9% как расходной, так и приходной частей уравнения водного баланса. Невязка водного баланса находится целиком в пределах точности его определения.

Возвращаясь к данным по бассейнам Тарфала и Южному Каскадному, мы можем сказать, что устойчивое превышение расходной части баланса над приходной не может быть полностью снято поправочным коэффициентом к величине таяния ледников. Знакомство с ледниками бассейна Тарфала и работами на этих ледниках, а также изучение картографических и фотографических материалов по Южному Каскадному леднику [160] позволяют нам сделать вывод, что поправочный коэффициент к измерениям абляции вряд ли может сколько-нибудь заметно превышать аналогичный коэффициент, полученный для Джанкуата. Следовательно, неучтенный источник ошибки все еще сохраняется и его следует искать.

Рассмотрим водный баланс ледника Джанкуат. Как указывалось, основная трудность заключается в выделении из общего стока с бассейна стока непосредственно с ледника. Эта задача была решена следующим образом. Был рассчитан водный баланс бассейна № 2, являющегося частью горноледникового бассейна Джанкуат (см. рис. 1). Бассейн № 2 имеет площадь 3,13 км<sup>2</sup> при относительной площади оледенения равной всего 15%. По первому варианту расчета водный баланс оказался устойчиво положительным. Анализ полученных данных и

физико-географической обстановки привел нас к выводу, что сток на створе № 2 недоучитывается. Главная причина заключается в том, что ручей нижнюю часть своего пути протекает вдоль внешнего края боковой морены ледника Джанкуат, причем ледник расположен на несколько десятков метров ниже ручья. В этих условиях фильтрация воды в морену весьма вероятна. По второму варианту расчета водный баланс бассейна № 2 за год равен нулю, а сток с этого бассейна определен как остаточный член уравнения водного баланса.

Основной бассейн (№ 1) без бассейна № 2 представляет собой как бы бассейн № 3, отличающийся высокой относительной площадью оледенения (70%). Средние высоты всех трех бассейнов находятся в пределах 3170—3250 м, а средние углы наклона — в пределах 30—33°. Сток с бассейна № 3 представляет собой разность стока с бассейнов № 1 и 2, причем это почти исключительно сток ледникового происхождения.

Для выделения стока только ледникового происхождения из величин объема стока с бассейна № 3 были вычтены величины объема стока, равные произведению слоя стока с бассейна № 2 в соответствующий год на площадь неледниковой части бассейна № 3. Таким способом был получен годовой сток с ледника Джанкуат вместе с небольшим Висячим ледником и частью ледника Виатау. Водный баланс этих ледников общей площадью 3,24 км<sup>2</sup>, где подавляющую роль играет Джанкуат (86% площади), приводится в табл. 17.

Таблица 17  
Водный баланс ледника Джанкуат, млн. м<sup>3</sup>

Характеристика	Год		
	1938-69	1969-70	1970-71
Таяние льда, фирна и зимнего снега	11,3	7,8	9,8
Летние осадки	1,1	1,6	1,2
<b>Приход</b>	12,4	9,4	11,0
Сток	12,2	8,9	10,2
Повторное замерзание талых вод	0,5	0,5	0,5
<b>Расход</b>	12,7	9,4	10,7
<b>Невязка</b>	-0,3	0,0	0,3

Результаты полных расчетов водного баланса за год, а также имеющиеся в литературе итоги вычислений балансов за часть года или определений отдельных компонентов баланса для многих ледниковых бассейнов мира позволяют сделать некоторые общие выводы о соотношении составляющих водного баланса ледниковых бассейнов.

Подавляющую долю расходной части уравнения водного баланса составляет сток. Соответственно коэффициент годового

стока ледникового бассейна, равный отношению величины стока с бассейна к величине поступления воды на его поверхность, составляет, как правило, 0,8—0,9.

В приходной части уравнения водного баланса подавляющую долю составляет таяние льда и фирна ледника, зимнего снежного покрова на поверхности ледника и неледниковой части бассейна, а также снега, выпадающего летом. Доля жидких осадков в большинстве случаев не превышает 5—10%.

Соотношение объемов талых вод, образующихся на поверхности ледников и неледниковом обрамлении бассейнов, по всей видимости, менее устойчиво. Оно зависит в первую очередь от степени лавинной активности бассейна. Результаты наблюдений по программе МГД на горноледниковых бассейнах могут быть использованы в будущем и для решения этого вопроса. Для бассейна Джанкуат объем талых вод, образующихся на ледниках, составляет 65—70% всего количества талых вод бассейна. В целом эти результаты, по-видимому, достаточно типичны для горноледниковых бассейнов умеренного пояса, и можно сказать, что если относительная площадь оледенения горноледникового бассейна равна 50%, то сток талых ледниковых вод составляет около  $\frac{2}{3}$  суммарного стока талых вод.

Еще менее постоянно в пространственном аспекте соотношение талых вод, образующихся в областях абляции и аккумуляции ледников. В значительной степени это соотношение зависит от того, к какой гляциологической зоне относится преобладающая часть области питания и какой, следовательно, водный режим для нее характерен (см. п. 4 гл. 1). Кроме того, соотношение между объемами талых вод из областей абляции и аккумуляции зависит от того, принимать ли соотношение их площадей постоянным в соответствии со средней многолетней границей питания или сравнивать объемы таяния в этих областях, исходя из границы питания каждого конкретного года.

Например, для каждого из трех сезонов абляции (1969—1971 гг.) ледника Джанкуат объемы вод с области аккумуляции в ее средних многолетних границах составляли 50% суммарного объема талых ледниковых вод. Сравнивая объемы таяния при границах питания каждого конкретного года получаем, что роль области аккумуляции в суммарном объеме таяния в годы с положительным балансом массы выше, а в годы с отрицательным балансом — ниже, что связано с площадью зоны аккумуляции данного года:

Сезон абляции . . . . .	1969 г.	1970 г.	1971 г.
Таяние в области аккумуляции в % от суммарного таяния ледника Джанкуат . . . . .	29	60	42
Площадь области аккумуляции в % от общей площади ледника Джанкуат . . . . .	43	75	64



Исследование структуры водного баланса позволяет также подойти к оценке колебаний годового стока с ледников и ледниковых бассейнов. Известно, что высокогорные бассейны отличаются весьма низкой изменчивостью годового стока (коэффициенты вариации порядка 0,1), что сравнимо лишь с озерными бассейнами. Вместе с тем основной источник приходной части водного баланса — таяние ледников — имеет заметно большую изменчивость годовой величины таяния. Для ледника Карабаткак, например, она равна 0,23 [31]. Таким образом, чисто ледниковый годовой сток отличается повышенной изменчивостью по сравнению с суммарной величиной стока с горноледникового бассейна. Устойчивость величин суммарного годового стока следует искать в зеркальности колебаний ледникового и неледникового стока. В годы с низким таянием летние осадки, как правило, значительны, испарение с неледниковых поверхностей меньше, и неледниковый сток, следовательно, относительно выше, чем в годы с большим таянием. В результате выравнивается именно суммарный, а не ледниковый сток.

Расчеты водного баланса ледников и ледниковых бассейнов позволяют также определить среднюю для ледника или бассейна величину годового слоя осадков. Обычное уравнение водного баланса малоприспособлено для ледниковых районов еще и потому, что основная составляющая приходной части этого уравнения — осадки определяются и в высокогорье, и в полярных широтах весьма ненадежно. Наоборот, получение средней для бассейна величины осадков на основе уравнения водного баланса Пенка—Оппокова, если все основные другие составляющие известны, весьма надежно. Запишем уравнение (2) следующим образом:

$$P - R - E = B_i + B_l + B_r, \quad (5.1)$$

где  $B_i$  — баланс массы льда, снега и фирна;  $B_r$  — изменение запасов влаги в неледниковой части бассейна; остальные обозначения прежние.

Запас воды в леднике за годовой цикл равен нулю (см. п. 6 гл. 4), что подтверждается и данными табл. 17.

Тогда для ледника уравнение (5.1) будет выглядеть так:

$$P - R - E = B_i. \quad (5.2)$$

Величина стока с ледника известна (см. табл. 17). Испарение за летний период примерно равно конденсации, а за зимний период может быть принято равным 100 мм (см. п. 4 гл. 4). Баланс массы ледника Джанкуат был рассчитан автором совместно с М. Б. Дюргеровым [37]. Отсюда можно определить средний за год слой отлагающихся осадков (табл. 18).

В небольшом горноледниковом бассейне, где нет озер, а грунты весьма водопроницаемы, запас влаги на неледниковой части имеет четкий внутрigoдовой ход [31], но за гидрологический год

Таблица 18

Определение среднего для поверхности ледника Джанкуат слоя  
отлагающихся осадков за год, мм

Год	Сток $R$	Испарение $E$	Баланс массы льда $B_l$	Осадки $P$
1968-69	3770	100	-1050	2820
1969-70	2750	100	+520	3370
1970-71	3150	100	0	3250

изменение запасов влаги близко к нулю и осадки могут быть определены также по уравнению (5.2).

Таблица 19

Определение среднего для бассейна Джанкуат слоя осадков за год, мм

Год	Сток $R$	Испарение $E$	Баланс массы льда $B_l$	Осадки $P$
1968-69	2560	200	-500	2260
1969-70	2200	200	+250	2650
1970-71	2450	200	0	2650

Осадки оказываются весьма значительными. Они существенно превышают осадки, наблюдаемые на существующих метеостанциях в прилегающем районе. При этом очевидно, что метелевый перенос снега в бассейн Джанкуат вряд ли велик, так как бассейн четко очерчен высоко расположенными гребнями хребтов, находится, с точки зрения метелевого накопления снега, в совершенно аналогичных условиях с соседними циркуобразными расширениями и потому транспорт снега из снежных цирков маловероятен.

Сравнение величин стока и осадков как для ледника (табл. 18), так и для горноледникового бассейна (табл. 19) показывает, что их соотношение изменяется в довольно широких пределах: 0,8—1,3 для ледника и 0,8—1,1 для гляциального бассейна. Это обстоятельство накладывает ограничения на распространную в гидрометеорологии оценку осадков по стоку и еще раз подчеркивает необходимость и практическое значение массобалансовых исследований ледников.

Ледник Джанкуат имеет близкую ко всему горноледниковому бассейну среднюю высоту и угол наклона (соответственно 3270 и 3170 м, 28 и 32°). Однако количество осадков на леднике выше, чем в бассейне. Дело в том, что уравнение (5.2) позволяет получить величину осадков, реально отлагающихся на поверхности изучаемой территории. Для горноледникового бассейна Джанкуат количество отлагающихся осадков равно

количеству осадков, выпадающих из атмосферы. Для ледника Джанкуат полученная величина есть сумма осадков, выпадающих из атмосферы, а также переносимых на поверхность ледника метелями и лавинами. Сравнение количества осадков, отлагающихся на леднике и на поверхности всего бассейна, позволяет оценить долю метелевого накопления и лавинного питания в аккумуляции вещества ледника.

Сравнение данных табл. 18 и 19 позволяет сделать вывод об устойчивости доли лавинного и метелевого питания ледника от года к году, поскольку за три года она составляет 18—21% суммарного слоя отложившихся на леднике осадков.

Если подобным же методом просчитать количество отложившихся осадков для бассейнов № 2 и 3, затем построить зависимость величины осадков от относительной площади оледенения и проэкстраполировать эту зависимость до относительной площади оледенения, равной нулю, то мы получим средний слой осадков, отлагающихся на свободной от ледника поверхности бассейна. Сравнение величин, полученных для относительных площадей оледенения, равных 100 и 0%, позволяет сказать, что на ледниках в среднем отлагается более чем в полтора раза больше осадков, чем на неледниковой части бассейна.

Таким образом, анализ водного баланса ледника и горноледникового бассейна позволяет получить ряд важных гляциогидрометеорологических характеристик.

## II.5.2. ВНУТРИГОДОВЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДНОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ

Гидрологический год на ледниках и ледниковых бассейнах, расположенных в полярных, субполярных и умеренных широтах, может быть разделен на два сезона: холодный и теплый. В холодный сезон поступления воды на водосбор (ледник или ледниковый бассейн) практически не бывает, а запасы воды сокращаются. В теплый сезон происходит весьма интенсивное поступление воды на водосбор в основном вследствие таяния, причем часть воды задерживается ледником и расходуется в холодный период. Основываясь на уравнении водного баланса ледника, запишем это уравнение для теплого сезона:

$$A^{(s)} + P_l + C - E - R^{(s)} - F_{1,2} = B_l^{(s)}, \quad (5.3)$$

где символ (s) указывает на принадлежность к теплому периоду;  $F_{1,2}$  — затраты воды на весеннее и летнее льдообразование; остальные составляющие реально могут быть только в теплый период и в дополнительных обозначениях не нужны.

Для холодного сезона уравнение водного баланса выглядит так:

$$A^{(w)} - R^{(w)} - F_3 = B_l^{(w)}, \quad (5.4)$$

где символ ( $\omega$ ) указывает на принадлежность к холодному периоду;  $F_3$  — затраты воды на осеннее льдообразование. Зимнее таяние почти исключительно внутри- и подледниковое, меньше суммы величин зимнего стока и осеннего льдообразования, т. е.  $A^{(\omega)} < R^{(\omega)} + F_3$ , и потому баланс аккумулярованных вод отрицателен.

Почленное сложение уравнений (5.3) и (5.4) приводит к уравнению водного баланса ледника. Аналогичным образом могут быть записаны уравнения водного баланса теплого и холодного сезонов для горноледникового бассейна [31].

Детальные вычисления хода составляющих водного баланса за теплый период были выполнены для горноледникового бассейна Джанкуат за 1969, 1970, 1971 гг. Расчетным интервалом времени в 1969 и 1970 гг. была декада, а в 1971 г., когда специально проводились наиболее детальные и длительные наблюдения именно для задачи расчета хода водного баланса, вычисления производились по пентадам. Расчеты величины таяния льда, фирна и снега, накопившегося к началу абляции, выполнялись в соответствии с рекомендациями, изложенными в п. 1 гл. 4.

Ход величин таяния зимнего снега на неледниковой части бассейна определялся следующим образом. Запасы воды в снежном покрове к началу таяния определялись по данным снегомерной съемки на треугольном маршруте, оцениваемом нами как достаточно репрезентативный. По материалам снегомерной съемки строились кривые обеспеченности снегозапасов, а далее по ходу таяния на опорной точке и кривой обеспеченности вычислялись площади покрытости неледниковой части бассейна снегом. Методика подобных расчетов приводится во многих работах по снежной гидрологии [72, 89 и др.], а в применении к поверхности ледников была использована автором [31]. Вычисленные величины площадей покрытости контролировались непосредственными наблюдениями. Объем образующейся талой воды за расчетный интервал времени определялся как произведение интенсивности снеготаяния на площадь покрытости неледниковой части бассейна снегом. В 1971 г. параллельно с этими вычислениями проводились снегомерные съемки (всего 27 съемок); расхождения между вычисленными и наблюдаемыми величинами убыли снегозапасов оказывались, как правило, незначительными.

Сумма величин таяния льда, фирна и зимнего снега на поверхности ледников и зимнего снега на неледниковой поверхности ( $A_1$ ) является, как было показано в п. 1, главной составляющей приходной части уравнения водного баланса. Выше (п. 2, гл. 4) уже указывалось, что практически удобнее заменять сумму таяния и жидких осадков ( $A + P_l$ ) на сумму величины  $A_1$  и летних осадков ( $A_1 + P^{(s)}$ ). Летние осадки измерялись по осадкомерам, число которых было доведено к 1971 г. до тринадцати.

Главный компонент расходной части уравнения водного баланса — сток измерялся достаточно надежно на замыкающем створе, а величины испарения и весеннего льдообразования определялись в соответствии с рекомендациями, изложенными выше (соответственно п. 4 гл. 4 и п. 5 гл. 1).

В результате были вычислены величины баланса воды за расчетные интервалы времени ( $B_t$ ), а также ход накопления и расходования запасов воды за теплый период ( $\Sigma B_t = W_t$ ). На рис. 40 показан ход основных составляющих уравнения водного баланса ледникового бассейна за 1971 г.

Анализ результатов расчетов хода водного баланса за три года позволяет сделать следующие выводы. Прежде всего водный баланс обнаруживает закономерный ход в течение теплого сезона: он в целом положителен в первую половину сезона и отрицателен во вторую половину. Запасы жидкой воды в бассейне достигают максимума в июле, затем они в целом закономерно уменьшаются, но ветвь подъема кривой запасов в среднем круче ветви спада. К началу холодного сезона запасы воды еще достаточно велики, что и обеспечивает как осеннее льдообразование в фирновой области, так и часть зимнего стока в соответствии с уравнением (5.4).

Максимум запасов воды в горноледниковом бассейне наступает несколько раньше максимального таяния ледников, что указывает на немалую роль неледниковой части бассейна в накоплении и расходовании воды. Летний максимум запаса воды в горноледниковых бассейнах отмечался автором и ранее [31 и др.]. Ход величин запасов воды в горноледниковом бассейне Джанкуат приводится в табл. 20.

Таблица 20

Динамические запасы воды в жидкой фазе в горноледниковом бассейне  
Джанкуат, млн. м<sup>3</sup>

Год	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1969	(0,3)	2,0	2,8	2,6	1,3
1970	?	0,9	1,8	1,6	(0,9)
1971	1,1	2,2	2,3	1,7	1,3
Средние	млн. м <sup>3</sup> мм	1,7	2,3	2,0	1,2
	90	220	300	260	160

Коэффициент стока, определяемый как отношение величины стока к величине поступления воды на водосбор  $\eta = \frac{R}{A_t + P}$ , также закономерно изменяется в соответствии с ходом запасов

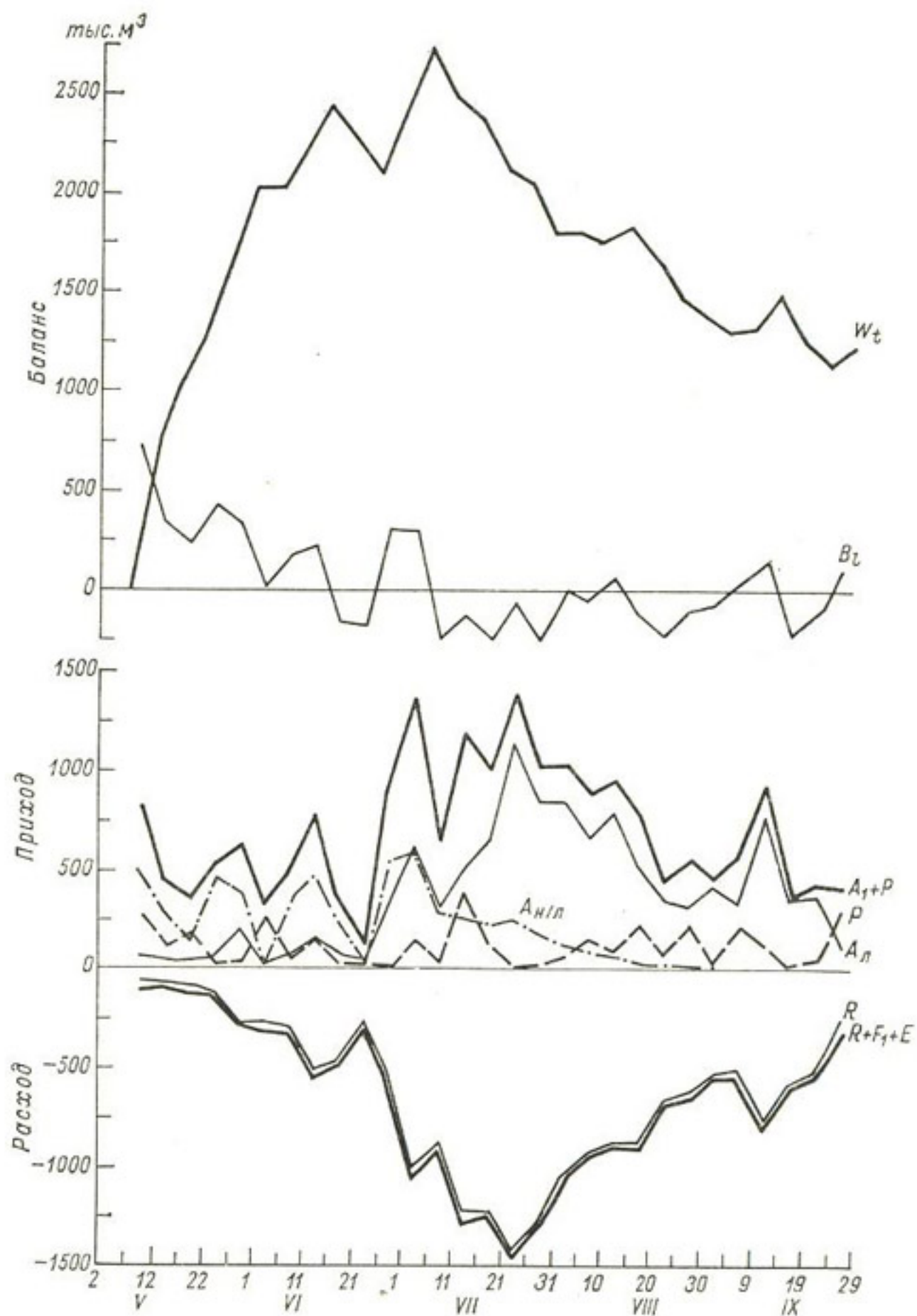


Рис. 40. Ход основных составляющих уравнения водного баланса горно-ледникового бассейна Джанкуат в течение сезона таяния 1971 г.

воды в бассейне: вначале быстро, а затем более плавно он увеличивается от мая к сентябрю (табл. 21).

Т а б л и ц а 21

Средние месячные коэффициенты стока горноледникового бассейна  
Джанкуат

Год	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1969		0,7	0,8	1,2	1,3
1970		0,7	1,0	1,1	
1971	0,2	0,8	1,1	1,1	1,0
Средний	(0,2)	0,7	1,0	1,1	1,2

Вычисления внутригодового хода водного баланса горноледникового бассейна, сделанные по данным фактических наблюдений на базе предварительно увязанного годового водного баланса (см. п. 1), насколько нам известно, другими авторами не выполнялись. Тем не менее существует несколько работ, выводы из которых могут служить основой для оценки правильности наших результатов.

В. Ш. Цомая и И. М. Кисин [136] оценивали соотношение поступления воды и стока с горноледникового бассейна р. Киль в Богосском хребте на Кавказе (относительная площадь оледенения 41%). Ими установлено прогрессирующее нарастание коэффициента стока от весны к осени, что также объясняется накоплением, а затем отдачей талых вод. В мае—июне коэффициент стока равен 0,50—0,60, в июле 0,96—0,98, в августе — первой половине сентября 0,88—0,94, во второй половине сентября — октябре 1,2—5,0.

Л. К. Давыдов [47], анализируя условия формирования стока с бассейна ледника Федченко, отмечал заметную роль аккумуляруемых вод, которая выражалась в относительно меньших расходах воды р. Сельдары в первую половину сезона абляции и больших ее расходах во вторую половину при одинаковых термических условиях.

Т. Стенборг [234] предположил, что, с точки зрения соотношения величин поступления и стока, теплый период может быть разделен на три части: время преобладания поступления над стоком, время преобладания стока над поступлением и время в конце периода, когда эти величины близки. Основываясь на этом постулате и используя уравнения регрессии между величинами поступления и метеорологическими данными, полученные для третьей части теплого периода, он определил величины поступления для всего летнего периода 1957 г. для ледника Микагляциарен в Северной Швеции. Сравнение величин поступления со стоком показало, что в июне и первой половине июля

происходило накопление талых вод, а во второй половине июля — начале августа — отдача этих вод. Далее, до начала сентября, в соответствии со сделанным в работе предположением объемы поступления и стока были равны. Вряд ли можно согласиться с делением теплого сезона на три части, так как удовлетворительного физического объяснения этому не дается. Скорее можно говорить о том, что период преобладания стока над поступлением делится, возможно, на две фазы: вначале быстрого уменьшения запасов воды и затем более плавного.

Выводы перечисленных выше авторов не противоречат результатам, полученным для горноледникового бассейна Джанкуат. Таким образом, при расчете стока с горноледниковых бассейнов за теплый период следует учитывать внутрисезонный ход запасов воды в бассейне или коэффициентов стока. Вместе с тем полученные для Джанкуата величины аккумуляции воды и коэффициенты стока могут быть применимы лишь для Кавказа (и то с осторожностью). Для других районов качественные закономерности нам представляются такими же, но цифровые величины заслуживают проверки. Отсюда вытекает одна из задач по обработке данных наблюдений на репрезентативных горноледниковых бассейнах МГД — расчет внутригодового хода водного баланса бассейнов с целью выявления географических закономерностей в ходе величины запасов воды в бассейне. Кроме того, расчет хода баланса за ряд лет на одном и том же бассейне позволит выявить многолетнюю изменчивость его компонентов, и в том числе запасов воды.

Еще более сложной задачей по сравнению с расчетом хода водного баланса горноледниковых бассейнов является определение хода водного баланса ледников. Здесь основная сложность заключается в выделении из суммарного стока с бассейна чисто ледникового стока, т. е. той воды, которая образуется на площади ледников от таяния и стекания жидких осадков. В связи с этим расчет хода водного баланса собственно ледника, насколько нам известно, никем не проводится. Ранее нами была сделана попытка рассчитать водный баланс ледника Джанкуат за сезон абляции 1969 г. по полумесячным интервалам времени [34], результаты расчета следует расценивать как ориентировочные, так как ледниковый сток вычислялся по разности суммарного стока и стока с неледниковой части бассейна, определяемого, в свою очередь, с пониженной точностью. Тем не менее основные выводы, полученные в результате расчета хода водного баланса за 1969 г., остаются, как будет показано далее, правильными.

Полный расчет хода водного баланса ледника был выполнен нами попятно для периода абляции 1971 г., когда, как уже отмечалось, программа полевых работ была построена таким образом, чтобы обеспечить наиболее полные и длительные наблюдения за компонентами уравнения водного баланса. Задача



выделения чисто ледникового стока была решена следующим образом. Как и в случае с вычислением годового водного баланса (см. п. 1), сток с частного бассейна № 3 определялся как разность стока со всего бассейна (№ 1) и стока с частного бассейна (№ 2). Относительная площадь оледенения бассейна № 3 составляет 70%. Величина поступления воды на неледниковую часть бассейна № 3 определялась по данным снегомерных съемок и наблюдений по осадкомерам. Величина стока с неледниковой части бассейна № 3 определялась посредством перемножения пентадных величин поступления на средний коэффициент стока, равный 0,85 (см. п. 4 гл. 4). Далее величина стока с ледников бассейна № 3 вычислялась как разность стока бассейна № 3 и стока с неледниковой части этого бассейна. Такой метод определения стока с ледников более точен, чем примененный в вычислениях для 1969 г. Вычисление стока с ледников с использованием зависимости (4.26) дало весьма близкие результаты. Строго говоря, полученные величины характеризуют сток не с Джанкуата, а с трех ледников, но из них Джанкуат занимает 86% площади.

Точность расчета приходной части уравнения водного баланса ледника выше, чем для горноледникового бассейна, так как для ледника не учитываются снегозапасы на неледниковой части бассейна, определяемые с меньшей точностью, чем таяние на леднике. Наоборот, точность расчета расходной части уравнения водного баланса ледника ниже, чем для горноледникового бассейна вследствие пониженной точности определения стока с ледника. В целом представляется, что точность вычисления хода водного баланса ледника ниже точности вычисления хода водного баланса для горноледникового бассейна. Поэтому результаты расчетов хода водного баланса ледника, представленные на рис. 41, можно расценивать как ориентировочные.

Результаты расчета подекадного хода водного баланса всех ледников бассейна Джанкуат в 1969 г. приводятся на рис. 42. Общая площадь этих ледников на 15% больше площади ледников бассейна № 3, рассматривавшихся в расчете, результаты которого приведены на рис. 41. Определение стока непосредственно с ледников для второй половины сезона абляции, когда начались наблюдения на створе № 2, было выполнено по той же методике, что и для 1971 г. Для первой половины сезона абляции сток с ледников вычислялся как разность общего стока и объемов стока от таяния сезонного снежного покрова и осадков на неледниковой части бассейна, умноженных на коэффициент стока, равный 0,85. Поскольку в 1969 г. снегомерные съемки проводились в недостаточном объеме, величина стока от таяния зимнего снега на неледниковой части бассейна определена следующим образом.

Как указывалось выше, в периоды отсутствия поступления воды на водосбор расходы воды являются прямым показателем

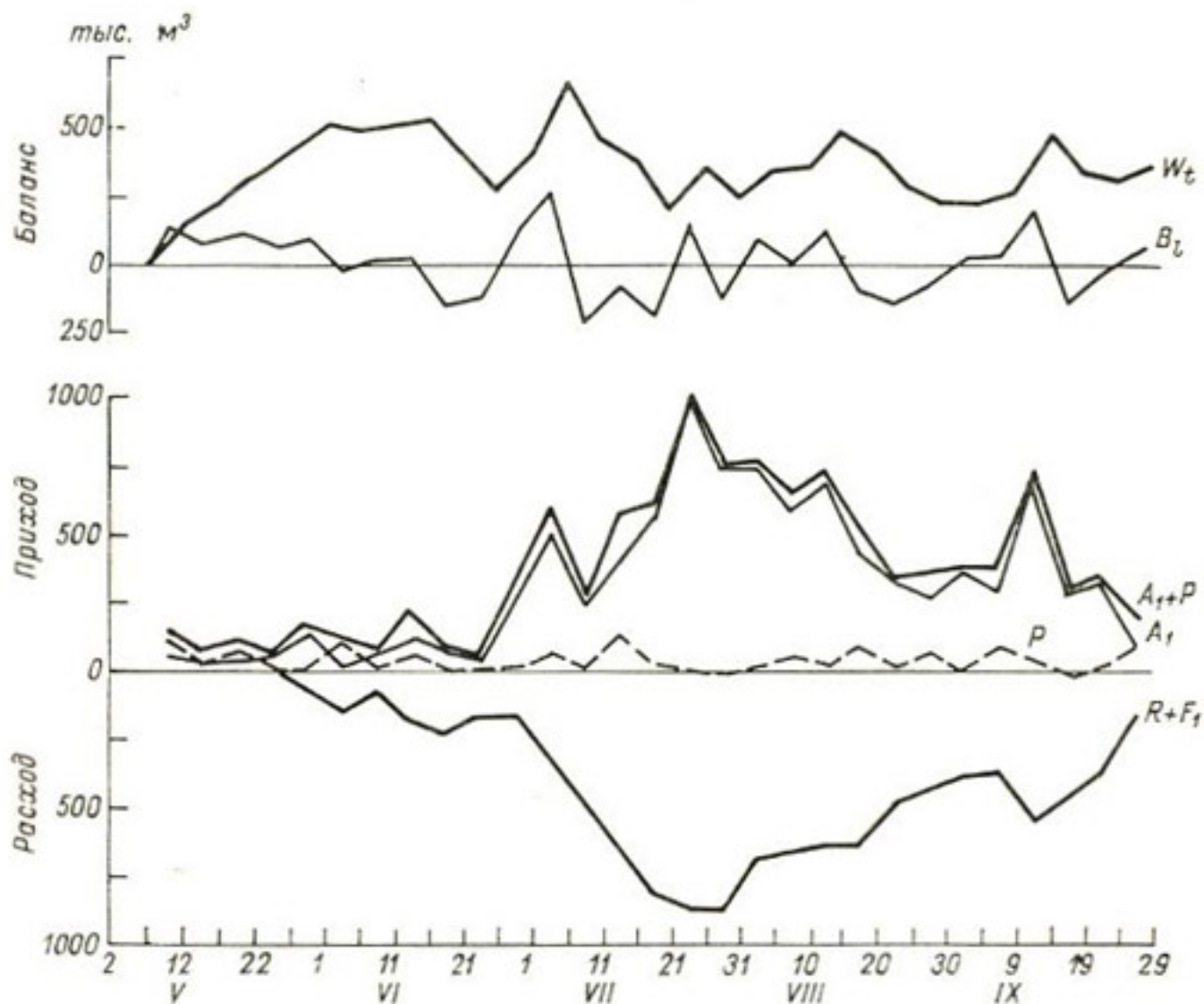


Рис. 41. Ход основных составляющих уравнения водного баланса ледника Джанкуат в течение сезона таяния 1971 г.

величины запасов влаги в бассейне. В 1969 г. таяние началось в мае, однако в пятой пентаде мая оно временно прекратилось, выпал обильный снег, температура воздуха упала до  $-5$ ,  $-10^{\circ}\text{C}$ . К 27/V средний суточный расход воды снизился до  $0,33 \text{ м}^3/\text{с}$  (далее в течение всего лета даже после значительных снегопадов он не опускался до таких значений). В начале второй половины сентября выпал снег, таяние практически прекратилось, и средние суточные расходы воды снизились до  $0,30$ — $0,31 \text{ м}^3/\text{с}$ . Таким образом, можно признать, что запасы воды в бассейне в начале и конце периода абляции были равны, и тогда в основном уравнении водного баланса все величины определены по данным наблюдений, кроме стока от таяния снега на неледниковой части бассейна, который был найден как остаточный член уравнения.

Анализ результатов расчетов хода водного баланса ледников приводит к следующим выводам. Баланс жидкой воды в леднике испытывает заметные колебания, но в целом с мая до середины июля преобладает положительный баланс, т. е. накопление воды, а во второй половине лета происходит преимущественное

расходование воды. При этом накопление воды в начале сезона предопределяет положительный баланс динамических запасов воды в леднике за теплый период и, следовательно, затраты воды на сток и осеннее льдообразование в холодный период.

Таким образом, при расчете стока с ледника по величине поступления воды на его поверхность для достаточно длительных

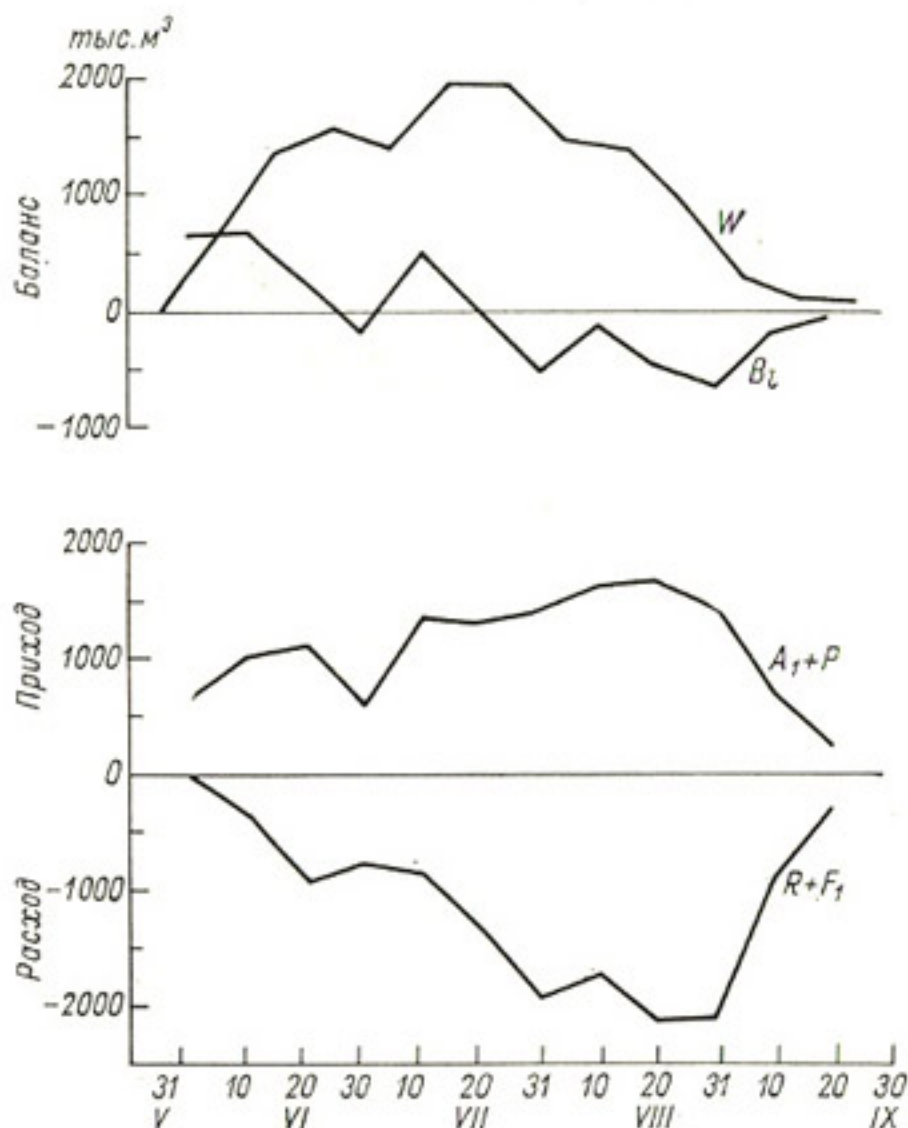


Рис. 42. Ход основных составляющих уравнения водного баланса ледников в бассейне Джанкуат в течение сезона таяния 1969 г.

интервалов времени (порядка месяца) необходимо учитывать эффект регулирования воды ледником. Этот учет может быть выполнен посредством введения коэффициента стока, который для Джанкуата по данным за два года в среднем равен:

Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
0,0	0,7	1,0	1,1	1,2

Максимум скоростей движения льда ледников, так же как и максимум динамических запасов воды, приходится, как правило, на первую половину сезона абляции, что, по мнению ряда авто-

ров [234, 213, 204], не случайно. Интенсивное накопление воды в леднике в начале сезона таяния способствует увеличению скоростей движения льда, что, в свою очередь, способствует росту разрывных деформаций в леднике, и как следствие дренированию части аккумулярованных запасов воды.

Максимальные величины динамических запасов воды в 1969 и 1971 гг. различаются более чем в два раза, что вряд ли может быть объяснено различиями в гидрологических условиях ледника (скорее, погрешностями в определении водного баланса). Вместе с тем максимальные величины динамических запасов, равные 200—500 мм, совпадают по порядку величины со значениями, определенными на основе анализа кривой спада (см. п. 6 гл. 4), а также с расчетами аккумулярующей емкости снежно-фирновой толщи (см. п. 6 гл. 1). Сравнение вычисленных величин объемов воды, аккумуляруемой снежно-фирновой толщей, и объемов воды, накапливаемой всем ледником, позволяет подтвердить сделанный выше вывод о том, что главная часть динамических запасов воды концентрируется в снежно-фирновой толще.

В дальнейших исследованиях водного баланса ледников большой интерес как для гидрологии, так и для гляциологии представляет изучение хода водного баланса в зависимости от гидрометеорологических условий года, а также в связи с географическими условиями существования ледников. Как и в отношении водных балансов горноледниковых бассейнов, эти вопросы должны решаться в процессе обработки данных наблюдений на репрезентативных бассейнах Международного гидрологического десятилетия.

## **II.6. ГИДРОГРАФ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА, ЕГО АНАЛИЗ И ПУТИ РАСЧЕТА**

### **II.6.1. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКА И ГИДРОГРАФ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА**

Все составляющие водного баланса ледника непрерывно изменяются в пространстве и времени. В гл. 4 уже говорилось о сложности вычисления средних для всего ледника значений составляющих водного баланса по данным для отдельных точек ледника. Не менее сложной задачей является определение колебаний составляющих водного баланса во времени, причем, чем короче расчетный интервал времени, тем сложнее (и соответственно менее точно) определяется составляющая баланса. Вместе с тем сток, будучи интегратором природных процессов, дает возможность судить о многих явлениях, происходящих в бассейне, причем немаловажным обстоятельством является довольно высокая точность определения стока. Поэтому график колебаний

стока с бассейна (гидрограф) является хорошим информатором о процессах, протекающих в бассейне, в том числе и в ледниковом.

Ледниковый бассейн включает в себя не только ледник, и потому к анализу графика стока с такого водосбора для выявления гидрологических особенностей ледника следует подходить с известной осторожностью. Поскольку сток с элементарного ледникового бассейна формируется преимущественно на ледниковых поверхностях, режим стока определяется главным образом водным режимом ледника. Основные гидрологические про-

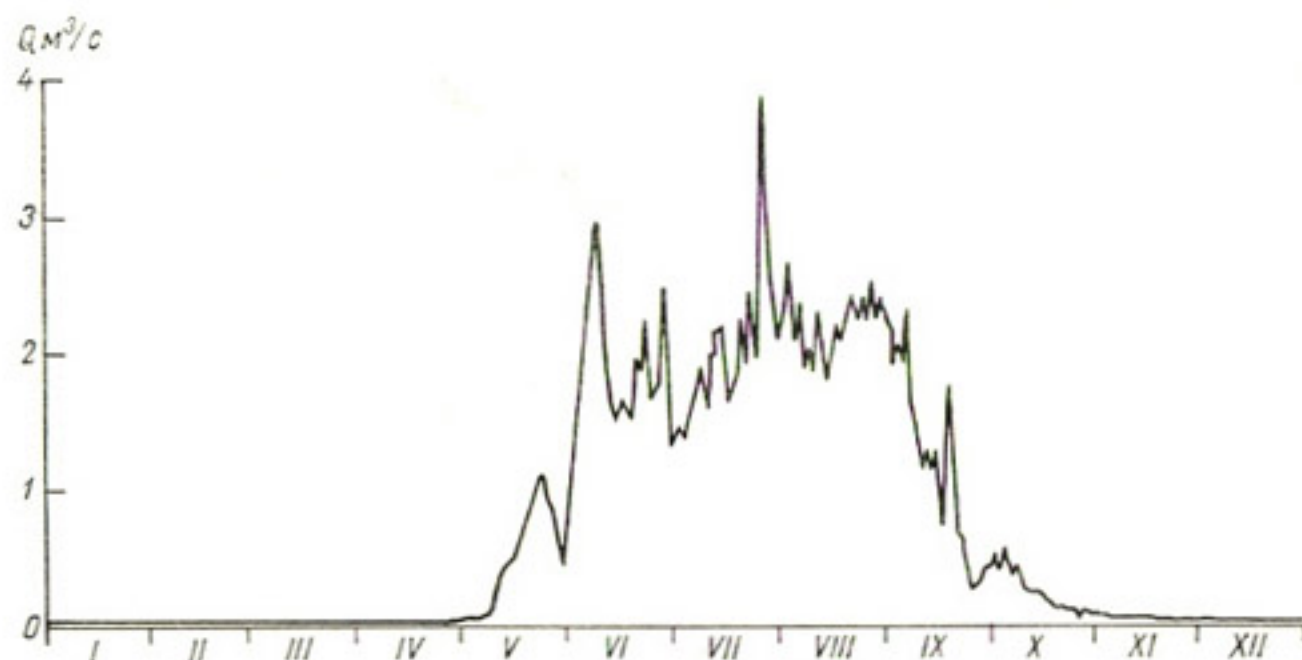


Рис. 43. Гидрограф р. Марухи в источке за 1969 г. (площадь бассейна 7,8 км², площадь оледенения 42%).

цессы, происходящие на леднике, достаточно ясно отражаются на графике стока с ледникового бассейна.

Водный режим всех ледников, за исключением расположенных в тропических и экваториальных районах, а также центральных частей покровов Антарктиды и Гренландии, в целом одинаков. Он характеризуется заметным поступлением воды, почти исключительно талой, в теплую половину года и почти или совсем полным прекращением поступления воды в холодную его половину. В соответствии с этим и режим стока с ледниковых бассейнов характеризуется половодьем, проходящим в теплую часть года, и весьма низкой меженью или полным отсутствием стока в холодную часть года. Весьма типичным примером графика колебаний стока с элементарного ледникового бассейна является гидрограф р. Марухи непосредственно ниже Марухского ледника (рис. 43).

Первое увеличение стока весной связано с талыми снеговыми водами с неледниковой части бассейна. Сток талых снеговых вод с языка ледника начинается позднее, так как там на-

чальные потери выше вследствие большей мощности снега, образования наложенного льда под сезонным снежным покровом, аккумуляции части талой воды в толще ледника. Водный режим снежно-фирновой толщи в весенний период был подробно разобран в п. 2 гл. 2. Постепенно, по мере того как слой талых и дождевых вод начинает превышать весеннюю водоаккумулирующую емкость снежно-фирновой толщи, действующая площадь ледника увеличивается. Одновременно в целом несколько возрастает и средняя интенсивность таяния (в основном за счет уменьшения альбедо поверхности ледника). Рост действующей площади и средней интенсивности таяния приводит к волнообразному нарастанию расходов воды вследствие колебаний таяния. На ледниках с холодной фирновой и снежно-ледяной зонами действующая площадь не захватывает даже к концу лета всей площади ледника. На ледниках же с субхолодной фирновой подзоной, теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной зонами наступает момент, когда вся площадь ледника становится действующей, т. е. дает сток. На ледниках умеренного пояса северного полушария это происходит в июле. Далее до конца периода абляции действующая площадь остается постоянной, и колебания талого ледникового стока определяются в основном колебаниями величин таяния.

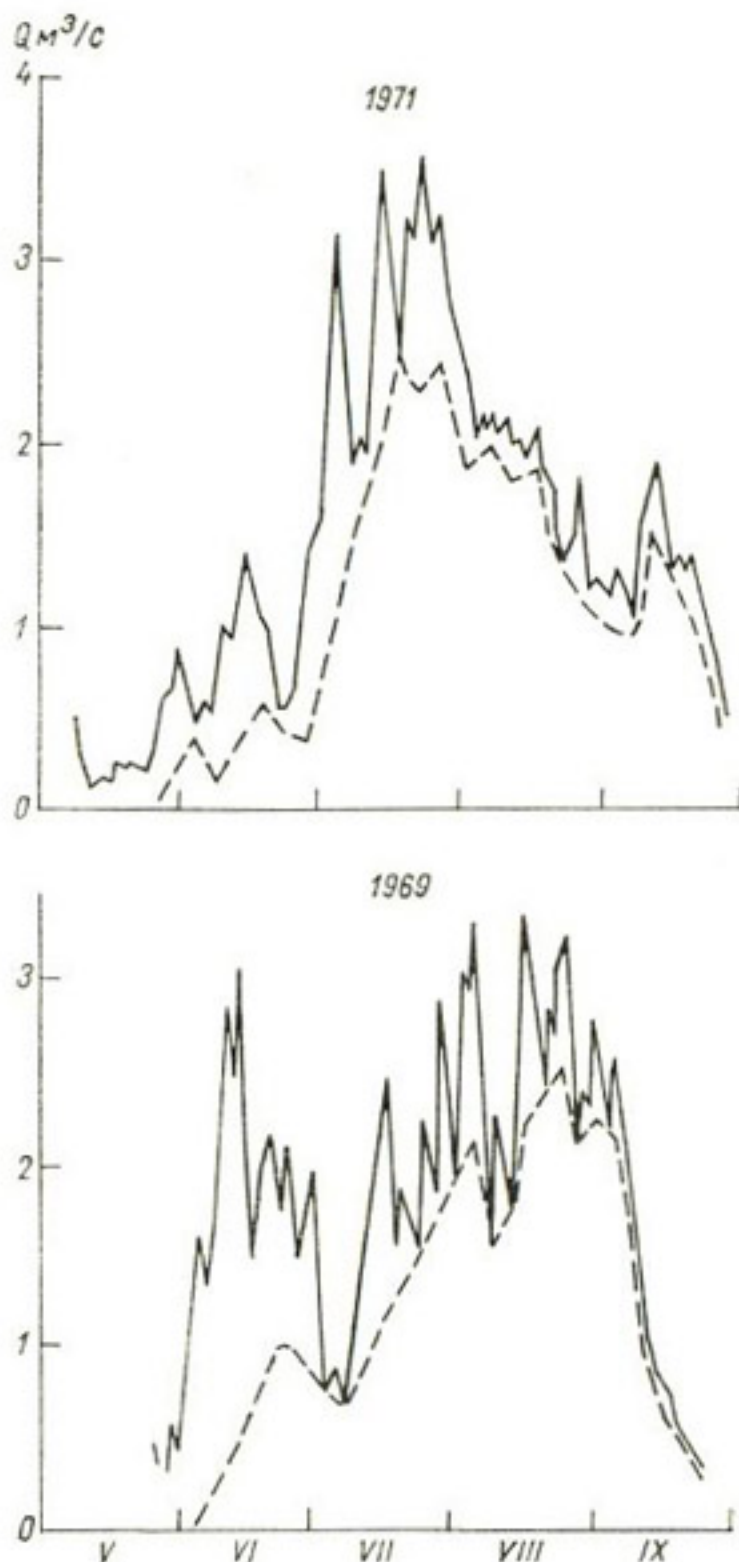


Рис. 44. Ход суммарного стока (сплошная линия) и стока с ледников (пунктир) бассейна Джанкуат в течение сезонов абляции 1971 и 1969 гг. (площадь бассейна  $7,75 \text{ км}^2$ , площадь оледенения  $48\%$ ).

Одновременно неуклонно снижается площадь неледниковой части в бассейне, покрытая снегом. Все это приводит к тому, что от весны к лету роль ледников в формировании режима стока с бассейна быстро увеличивается и становится определяющей. На рис. 44 показан ход стока, формирующегося на ледниках бассейна Джанкуат, по сравнению с ходом стока со всего бассейна. Несмотря на то что ледниковая составляющая (сумма талых и дождевых вод) определена по пентадам, а суммарный сток — ежесуточно, из графика следует, что основную часть в суммарном стоке составляет сток с ледников. Заметим, что графики, приводимые на рис. 44, не следует отождествлять с расчленением гидрографа, так как большинство пиков связано с колебаниями таяния ледников от суток к суткам, что осреднялось затем при попентадном расчете водного баланса. О расчленении гидрографов говорилось выше; здесь напомним лишь, что ледниковая составляющая охватывает именно верхние, пиковые части гидрографов, в то время как базисная часть частично формируется более гладким грунтовым стоком с неледниковой части бассейна.

Одновременно с развитием таяния на ледниках увеличивается и запас воды, аккумулируемой ими. Время максимума запаса в целом приходится приблизительно на то же время, что и время превращения всей площади ледника в действующую. Запас аккумулированной воды играет очень важную роль в формировании стока с ледника. Основная составляющая приходной части уравнения водного баланса — таяние — изменяется зачастую весьма сильно от суток к суткам, в то время как сток меняется в значительно меньшей степени именно благодаря регулированию аккумулированными ледником водами. Сдвиг хода средних суточных расходов воды по отношению к ходу средних суточных температур воздуха на 1—3 дня, известный для многих ледников, также объясняется прежде всего регулированием талых вод ледником. Во время летних снегопадов, прекращающих или сильно сокращающих таяние, сток с ледника не прерывается также вследствие стока запасов аккумулированных вод.

Устойчивый снежный покров осенью не всегда покрывает сразу весь ледник. В наиболее общем случае установление снежного покрова происходит в результате нескольких снегопадов, причем после каждого из них снеговая линия опускается скачкообразно, а в промежутке между ними имеет тенденцию несколько подниматься. На покрытой снегом части ледника таяние обычно прекращается вследствие резкого увеличения альбедо при уже невысокой величине приходящей радиации. Сток с этой части происходит за счет запасов аккумулированных вод. На непокрытой снегом части ледника по-прежнему происходит таяние, но площадь одновременного таяния, так же как и интенсивность, уже меньше, чем летом. На гидрографе эти процессы выражаются в весьма энергичном общем спаде, увенчанном пи-

ками существенно меньшей амплитуды, чем летом. При быстром и резком прекращении таяния на всей площади ледника кривая спада гладкая, без пиков.

Резкий спад стока, обусловленный разгрузкой накопленных за сезон таяния вод, сменяется довольно быстро (не более чем через 1—2 месяца после начала спада) весьма низким, слабо уменьшающимся стоком или прекращается совсем. Анализ литературы и собственные полевые исследования привели Т. Стенборга [231] к выводу о том, что как в Альпах, так и в Скандинавии запасенная в леднике летом вода стекает в самом начале периода с устойчивым снежным покровом. Анализ данных по ледникам СССР привел автора к подобному выводу о том, что довольно быстро после начала осеннего спада динамические запасы воды перестают играть активную роль в формировании речного стока.

Можно полагать, что зимний сток — это прежде всего сток грунтовых вод с неледниковой части бассейна. Сток вследствие подледникового таяния от геотермического тепла, по определению И. А. Зотикова [57] и Т. Стенборга [231], не превышает  $0,1—0,2$  л/с · км<sup>2</sup>. Такого же порядка и потенциальный сток от таяния вследствие диссипации энергии движущегося ледника. Таким образом, практически сток с ледников зимой не происходит.

Заканчивая обзор составляющих водного режима ледников и их отражения на гидрографе, мы можем выделить четыре сезона гидрологического года, условно названных весенним, летним, осенним и зимним. В весенний сезон происходит накопление талых вод в леднике и нарастание его действующей площади. В летний действующая площадь ледника максимальна и постоянна. В осенний сезон происходит отдача аккумулярованных вод, а действующая площадь уменьшается. В зимний сезон стока с ледника практически не бывает. Общие для всех ледниковых бассейнов черты водного режима дополняются весьма характерными местными особенностями в зависимости от географических условий.

Для оценки географической изменчивости водного режима ледников были проанализированы гидрографы бассейнов, замыкающий створ у которых находится в непосредственной близости от конца ледника. В нашем распоряжении были опубликованные данные и фондовые материалы по Кавказу, Памиро-Алаю, Тянь-Шаню, Алтаю, Полярному Уралу, Альпам, Скандинавии, Исландии, островам Советской и зарубежной Арктики, Кордильерам Северной Америки, Андам Южной Америки. Таким образом, были охвачены полярные, субполярные, умеренные и субтропические широты с большой вариацией климатических условий — от океанического климата до сугубо континентального. Данными по водному режиму ледников в тропических и экваториальных широтах мы не располагаем. Все ледники, сток



которых был проанализирован, обладают общими чертами водного режима, обзор которых был произведен выше.

Важнейшим, на наш взгляд, географическим различием в режиме стока с ледников является относительная величина базисного стока в летний период (период таяния). На многих ледниках снижение величины таяния и даже его временное прекращение не приводят к очень резкому уменьшению стока, базисный сток летом все равно остается достаточно высоким (см. рис. 43, 44). На других ледниках, и даже на таком крупном, как ледник Федченко, снижение величин таяния приводит к весьма крупным провалам на гидрографе — базисный сток от-

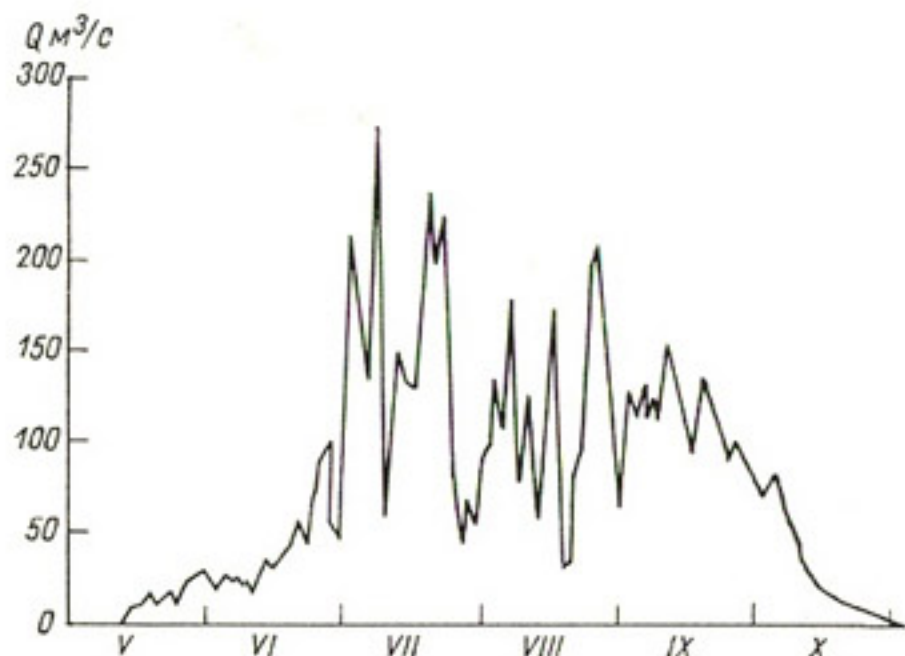


Рис. 45. Гидрограф р. Сельдары в истоке за 1959 г. (площадь бассейна 1380 км<sup>2</sup>, площадь оледенения 72%) (по данным экспедиции ЛГУ).

носительно невысок (рис. 45). В осенний период сток таких рек уменьшается быстрее, чем на реках с относительно более высоким базисным стоком. На р. Сельдаре в ее истоке из-под ледника Федченко при площади бассейна 1375 км<sup>2</sup> и площади оледенения 992 км<sup>2</sup> стока не бывает со второй половины октября до второй половины мая [86].

В целом можно сказать, что относительно высокий базисный сток характерен для ледников, расположенных невысоко и в условиях климата, близкого к морскому. Наоборот, относительно низкий базисный сток более типичен для высокогорных ледников или для ледников, находящихся в более континентальных условиях. Очевидно, что важнейшим фактором, влияющим на относительную величину базисного стока, является снежно-фирновая толща. Там, где она полностью промачивается водой, степень регулирования зависит от ее мощности и, следовательно, от степени континентальности климата.

В местах с относительно малым таянием в фирновой области (на больших высотах и в высоких широтах) степень регулирования летнего ледникового стока зависит от того, какую долю стока дает область питания. На леднике Федченко сток из области питания составляет всего лишь 3% суммарного годового стока, а действующая площадь ледника составляет не более 30% всей его площади [96]. Широкое развитие карста на леднике Федченко, очевидно, не способствует регулированию стока.

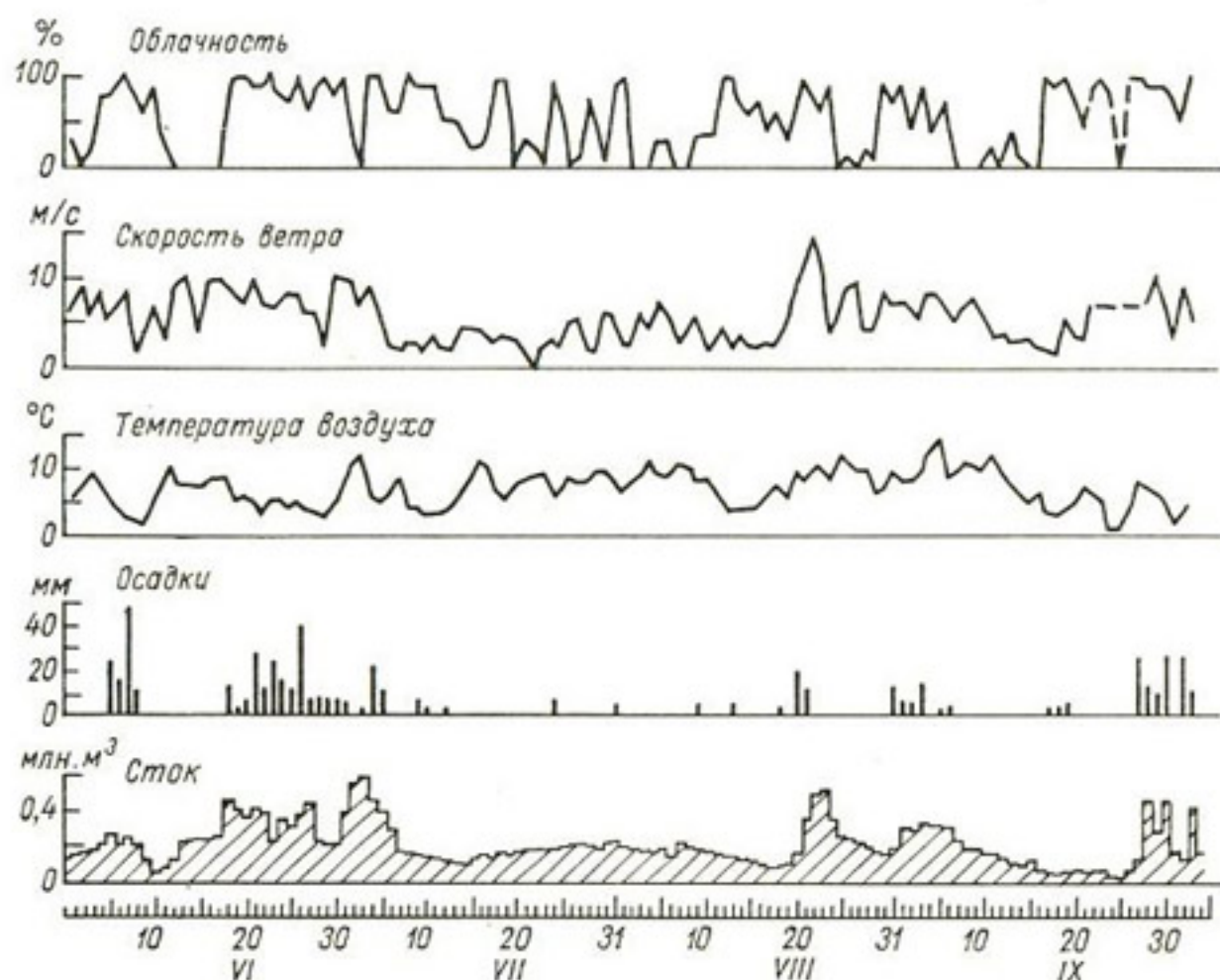


Рис. 46. Ход средних за сутки метеорологических элементов и стока с ледника Альфотбреси (Норвегия) в летний период 1968 г. (площадь бассейна 8,6 км<sup>2</sup>, площадь оледенения 55%) [218].

Внутриледниковые запасы воды, если они есть, относятся преимущественно к категории квазипостоянных. Таким образом, изучение географической изменчивости ледникового стока еще раз подтверждает вывод о том, что снежно-фирновая толща является важнейшим аккумулятором динамических запасов воды в леднике.

Вторым отличием в режиме стока с ледников в различных географических районах является неодинаковая реакция ледника на выпадение летних осадков. На низко расположенных ледниках в условиях океанического климата осадки летом выпадают в основном в виде дождя, и дождевые пики превышают, как правило, пики, связанные с таянием. На рис. 46 приводится

комплексный график гидрометеорологических элементов для ледника Альфотбреен, расположенного в очень влажном прибрежном районе Западной Норвегии. Даже в жаркое и сухое лето 1968 г. основной облик летней части гидрографа создают осадки [218]. В районах с морским климатом дождевые пики проходят и в осенний период.

В континентальном климате ледники расположены высоко, и осадки даже летом выпадают главным образом в твердом виде. В этом случае таяние резко сокращается или прекращается [122, 80, 31 и др.], а сток плавно уменьшается по кривой спада

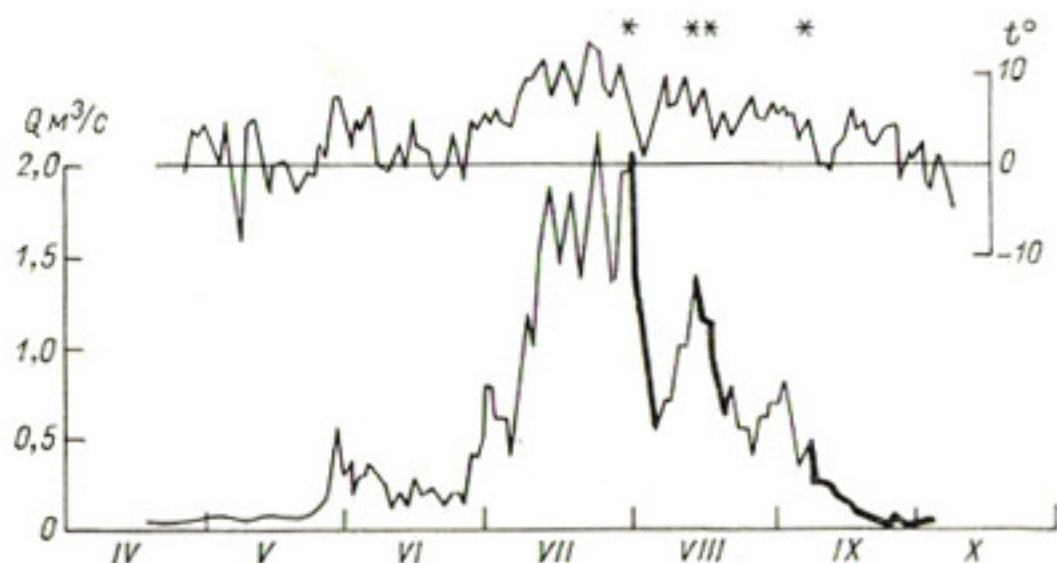


Рис. 47. Гидрограф р. Кашкатор в истоке и ход среднесуточной температуры воздуха на языке ледника Карабаткак в 1956 г.

Звездочками помечены дни заметных летних снегопадов на леднике; жирными линиями на гидрографе выделены кривые спада, связанные со снегопадами.

(рис. 47). Такой тип реакции ледников на летние осадки характерен, например, для Средней Азии и Алтая.

В районах, переходных от морского к континентальному климату, летом случаются осадки как твердые, так и жидкие и соответственно сток с ледника может и уменьшаться, и увеличиваться, и оставаться относительно постоянным. Этот переходный тип реакции ледников на летние осадки характерен для Кавказа [33] и, по всей вероятности, для Альп.

Жидкие летние осадки часто выпадают на поверхность ледников после длительного периода устойчивого таяния. Тогда на общую высокую водность накладывається пик от быстрого дождевого стока с поверхности ледников и формируются максимальные за год расходы воды. Пример формирования максимального за 7 лет наблюдений расхода воды на р. Кашкатор ниже ледника Карабаткак приводится на рис. 13 в работе автора [31].

В ночь с 28 на 29/VII 1973 г. ниже ледника Джанкуат прошел паводок, существенно превысивший все максимальные расходы за 7 лет наблюдений. За ночь прошел обильный дождь (в верхней части языка ледника выпало 62 мм осадков). Ранее существовавшие внутрiledниковые каналы стока не были приспособлены для пропуска больших масс воды, и образовался новый канал стока. Обследование места его выхода на дневную поверхность на конце языка показало, что вода изливалась под давлением, фонтанируя на высоту до 1,5 м. Из нового канала было вынесено водой много льда, причем наибольший кусок льда имел размеры  $70 \times 50 \times 20$  см. Канал несомненно проходил по контакту лед—ложе, так как многие вынесенные потоком куски льда представляли собой чередование полос морены, вкрапленной в ледниковый лед, что характерно для придонных слоев. Расход воды, измеренный на спаде паводка, удалось определить с пониженной точностью, так как гидрометрическая вертушка была приведена в негодность на предпоследней вертикали влекомыми по дну валунами. Измеренный расход воды оказался равным  $10 \text{ м}^3/\text{с}$  при обычных максимальных расходах воды за год порядка  $4 \text{ м}^3/\text{с}$ .\*

Географические различия в режиме стока с ледников, охарактеризованные выше, зависят в первую очередь от степени континентальности климата. Этот вывод подтверждает вывод В. М. Котлякова [80] о том, что различия в режиме оледенения континентальных и морских районов гораздо больше, чем широтные. Вопрос о географической изменчивости режима стока с ледников заслуживает дальнейшего изучения. По окончании Международного гидрологического десятилетия материалы наблюдений на репрезентативных бассейнах послужат хорошей основой для более подробной типизации режима стока с ледников.

Характерной особенностью всех рек ледникового питания является закономерный внутрисуточный ход стока в летний период. В соответствии с внутрисуточным ходом теплового баланса поверхности ледника внутрисуточный гидрограф имеет пилообразный или волнообразный вид с одним максимумом и одним минимумом за сутки. Время наступления экстремумов зависит в первую очередь от размеров ледника. На средних горно-долинных ледниках минимальный расход воды бывает в 6—9 ч, а максимальный — в 14—17 ч. Максимум стока с ледника Федченко проходит уже в 20—24 ч, а минимум — в 9—12 ч [86].

Наиболее четкий закономерный ход стока характерен для безоблачной погоды. При облачной погоде, а тем более при выпадении осадков закономерный ход нарушается в соответствии с ходом погоды в данный день. Влияние погоды за сутки на

---

\* 5/VII-75 г. после продолжительных дождей и существенного таяния выпало около 60 мм жидких осадков, в результате чего сформировался катастрофический паводок с максимальным расходом воды около  $30 \text{ м}^3/\text{с}$ . Обеспеченность его оценивается в 1—2% (не чаще чем 1 раз в 50—100 лет).

внутрисуточный режим стока отмечалось В. Л. Блиновой [107], Л. А. Живкович [106], М. В. Троновым [125] и мн. др.

Нарушение закономерного внутрисуточного хода стока может быть также вследствие перестройки неледниковой и внутриледниковой гидрографической сети. Такая перестройка, сопровождающаяся прорывами внутриледниковых емкостей, не всегда обусловлена непосредственно ходом погоды, а иногда и совсем не зависит от нее. О короткопериодических пульсациях стока с ледника говорилось в гл. 3. Катастрофические пульсации стока будут рассматриваться в гл. 7.

Анализ условий формирования стока с ледников позволяет предположить, что внутрисуточные пики стока формируются главным образом талыми водами языков ледников вследствие

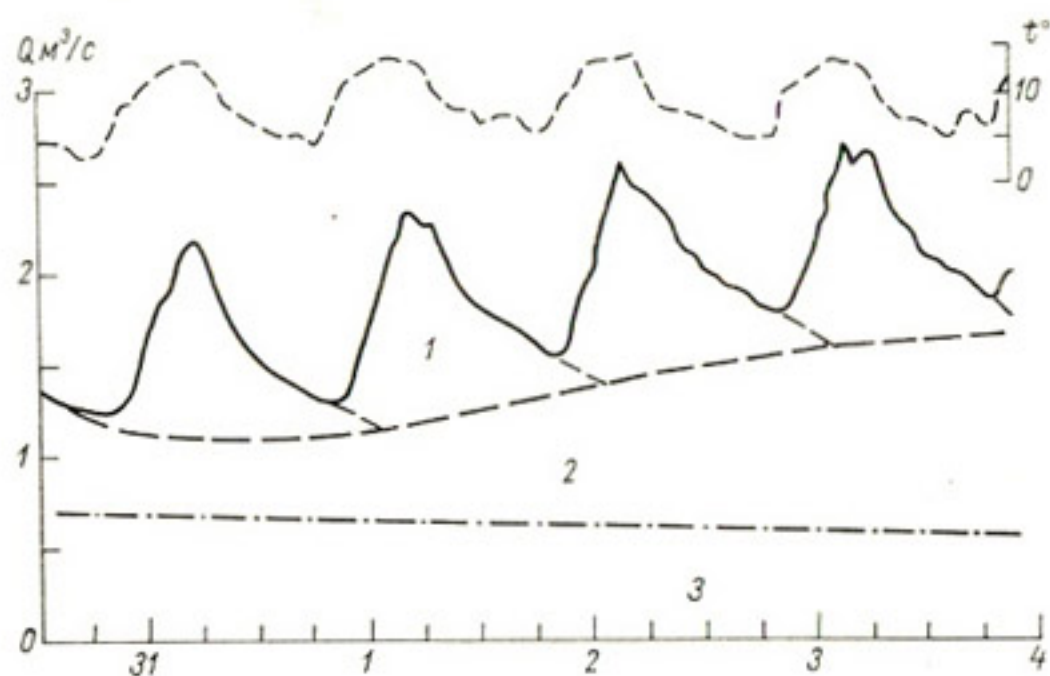


Рис. 48. Внутрисуточный ход и расчленение стока с бассейна Джанкуат в ясные дни (31/VII—4/VIII 1970 г.).

1 — сток с открытого льда, 2 — сток из фирновой области, 3 — сток с неледниковой части бассейна.

высокой скорости стекания вод и относительно малого объема динамических запасов вод на поверхности льда. Данные наблюдений на Джанкуате показали, что объемы внутрисуточных пиков стока и объемы вод, образующихся от таяния открытого льда, в целом совпадают. Сток с областей питания ледников вследствие высокой регулирующей способности снежно-фирновой толщи изменяется слабо внутри суток и формирует основу для пиков, т. е. существенную часть базисного стока.

Из всего множества данных гидрометрических наблюдений на Джанкуате был выбран пример, наиболее правдиво иллюстрирующий внутрисуточный ход стока (рис. 48). Рассматриваемый в примере период начинается сразу после периода с осадками, что сопровождалось снижением стока и нарушением его закономерного суточного хода. По данным гелиографа, продол-

жительность солнечного сияния за 31/VII—3/VIII составляла 100% возможной, средние суточные, максимальные и минимальные температуры за каждые сутки были весьма близки. Величины таяния льда на языке ледника были также весьма одинаковы и составляли соответственно 70, 72, 76, 72 мм/сут. В результате объемы суточных пиков близки, а базисный сток постепенно увеличивается, отражая, по всей вероятности, замедленное добегание талых вод из фирновой области. Плавное нарастание базисного стока во время волны потепления и еще более плавное его снижение во время похолодания является типичной особенностью гидрографов рек ледникового питания.

На рис. 48 показано также расчленение гидрографа. Объемы пиков рассчитывались по измеренным объемам таяния льда всех ледников бассейна. Грунтовое питание определено по зависимости (4.26). Сток с фирна определялся как остаточный член. Сравнение измеренных величин таяния с фирна с рассчитанными показало, что они стали равны лишь на четвертые сутки, что почти совпадает с другими определениями времени добегания с фирна.

При анализе формирования стока с ледника независимые результаты может дать исследование изотопного состава вод, стекающих с ледникового бассейна [235]. Исследование содержания трития основывается на его резком росте с момента начала термоядерных испытаний (1952 г.) Даже сейчас, после прекращения почти всех испытаний в атмосфере, содержание трития в воздухе на 1—2 порядка выше естественной концентрации, имеющей космическое происхождение. Поэтому лед, имеющий, как правило, возраст более 20 лет, практически не содержит трития в отличие от снега и фирна. Соответственно в годовом ходе содержание трития имеет минимум летом и максимум зимой. В суточном ходе летом содержание трития минимально днем и максимально ночью.

Измерения дейтерия и  $O_{18}$  основываются на том факте, что содержание тяжелых изотопов в атмосферных осадках уменьшается по мере роста высоты и понижения температуры конденсации. Соответственно, по наблюдениям в Австрийских Альпах, после зимних постоянных значений содержания дейтерия в водах, стекающих с ледникового бассейна, в апреле—июне концентрация дейтерия уменьшается, так как тает зимний снег, имеющий меньшее содержание дейтерия. По мере включения ледников в формирование стока с бассейна концентрация дейтерия увеличивается, достигая в целом максимума в середине лета на фоне существенных ее колебаний, связанных со стоком от летних осадков. Во внутрисуточном ходе содержание дейтерия минимальное ночью и утром и максимальное после полудня.

Из уравнений баланса трития и дейтерия при ряде допущений цитируемыми авторами был рассчитан суточный ход основных составляющих стока с ледника Хинтерайсфернер. Результаты

расчета совпадают с изложенными выше выводами автора. Базисный сток меняется незначительно, он сформирован талыми водами с фирна и подземными водами с неледниковой части бассейна. Суточный пик стока сформирован водами от таяния льда.

Анализ внутрисуточных гидрографов ледникового стока позволяет подойти к оценке скоростей добегания с различных морфологических частей ледника. На ледниках часто создаются условия, когда сразу же после захода солнца таяние прерывается. По наиболее крутым отрезкам ветви спада суточного пика стока можно, следовательно, построить кривую спада стока с поверхности языков ледников и по ней оценить время добегания. Для Джанкуата время добегания стока с поверхности языка ледника оказалось равным 3 ч, а запас воды — 10—15 мм, что весьма близко совпадает с данными непосредственных измерений.

Напомним, что талые воды на языке ледника Джанкуат весьма быстро переводятся во внутри- и подледниковый сток и потому приведенная оценка характеризует суммарное время добегания с языка ледника (как поверхностное, так и подледниковое) и суммарный средний запас воды. Запас воды в той части внутри- и подледниковой гидрографической сети, которая играет активную роль в дренировании талых вод с языка ледника, можно оценить следующим образом. Летом солнце на Джанкуате заходит примерно в 19 ч, и к 20 ч практически все подвижные талые воды оказываются уже в толще ледника. В день с солнечной погодой объем части пика с 20 до 8 ч следующего дня и есть динамический запас воды в леднике, связанный с дренированием талых вод с языка. Рассчитанные таким образом объемы оказались равными 15—25 тыс. м<sup>3</sup>, что в пересчете на площадь обнаженного льда дает 10—20 мм. В послеполуденные часы эти запасы несколько больше, но, очевидно, незначительны.

Динамические запасы внутриледниковых вод имеют суточный ход, причем внутрисуточные колебания давления воды в леднике с максимумом в послеполуденные часы и минимумом перед началом таяния вполне объяснимы, так как активная внутриледниковая гидрографическая сеть приспособляется для пропуска некоторых средних за сутки расходов воды. Возможно, что существует и другая категория динамических запасов воды в леднике, тех, которые заполняют некоторые полости и трещины в основном при активизации ледника в начале периода абляции. Степень динамичности этих вод существенно ниже, чем тех, что участвуют в формировании внутрисуточного пика стока. Эти воды — переходные от квазистатических вод к динамическим. Разумеется, в столь изменяющейся системе, как ледник, такое деление несколько условно и отражает средние условия залегания внутриледниковых вод. Суммарную величину динамических запасов внутриледниковых вод оценить трудно. По всей вероятности, она вряд ли превышает 50—100 мм.

Время добегаания талых вод с областей питания можно определить следующим образом. Для Джанкуата (как и для большинства других исследованных ледников) в пределах амплитуды расходов воды периода абляции зависимость  $W=f(Q)$  близка к линейной и  $\tau = \frac{W}{Q}$ . Объем аккумулялированных ледником талых вод  $W$  складывается из вод, аккумулялированных языком  $W_{яз}$  и фирном  $W_{ф}$ . Каждый из этих двух объемов может быть выражен следующим образом:  $W_{яз} = \tau_{яз}Q_{яз}$  и  $W_{ф} = \tau_{ф}Q_{ф}$ , где  $\tau_{яз}$  и  $Q_{ф}$  — время добегаания талых вод со льда и фирна;  $Q_{яз}$  и  $Q_{ф}$  — расходы воды, стекающей со льда и фирна. Итак,

$$\tau = \frac{W}{Q} = \frac{W_{яз} + W_{ф}}{Q} = \frac{\tau_{яз}Q_{яз} + \tau_{ф}Q_{ф}}{Q} = \tau_{яз} \frac{Q_{яз}}{Q} + \tau_{ф} \frac{Q_{ф}}{Q}. \quad (6.1)$$

Тогда

$$\tau_{ф} = \frac{\tau - \tau_{яз} \frac{Q_{яз}}{Q}}{\frac{Q_{ф}}{Q}}. \quad (6.2)$$

Величины  $\tau$  и  $\tau_{яз}$  для Джанкуата составляют соответственно 2,5 и 0,125 сут. Сток вод из фирновой области в ее средних многолетних границах за период, когда вся площадь ледника является действующей, составляет около 50% суммарного талого стока с ледника. Отсюда  $\tau_{ф} \approx 5$  сут. Таким образом, полученные величины  $\tau_{ф}$  и  $\tau_{яз}$  отражают принципиально различную степень

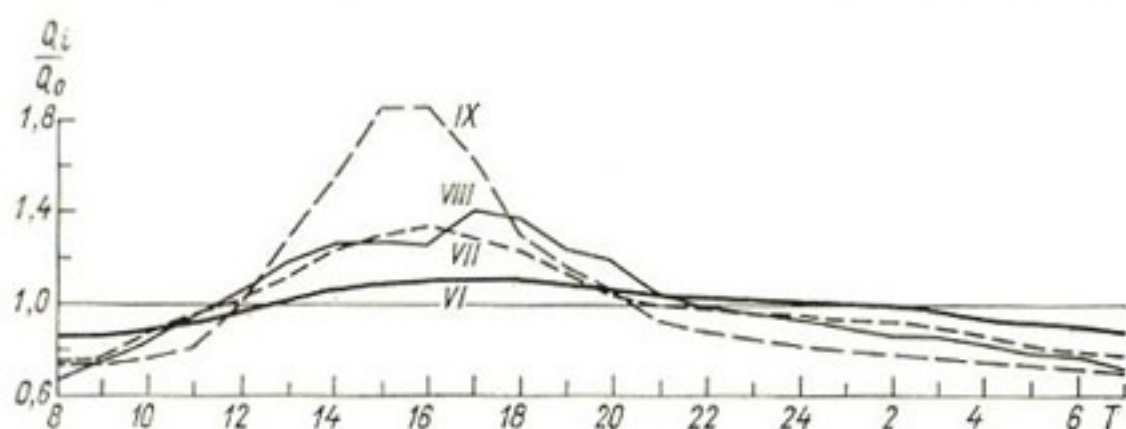


Рис. 49. Внутрисуточный ход стока с горноледникового бассейна Джанкуат в 1969 г.

регулирования стока с различных частей ледника и подтверждают сделанное выше заключение о том, что пиковую часть гидрографа, построенного по часовым расходам воды, формируют воды с языка ледника, а базисную — воды с фирна.

Анализ внутрисуточных гидрографов ледниковых бассейнов помогает также понять изменение условий стекания воды с ледников. На это обратил внимание Х. Ланг [185], сделавший вывод об уменьшении в течение периода абляции времени добегаания



талых вод с ледников Швейцарии. На рис. 49 приводится внутрисуточный ход стока с бассейна Джанкуат в 1969 г. в дни без осадков, когда неледниковая составляющая стока изменяется весьма слабо. Графики составлены путем осреднения гидрографов за 5 сут в середине каждого месяца. От июня к сентябрю отмечается сдвиг суточного пика расходов воды на более ранние часы и резкое увеличение внутрисуточного хода.

На рис. 50 приводятся фактические гидрографы для некоторых дней без существенных осадков в 1970 г. Так же как и

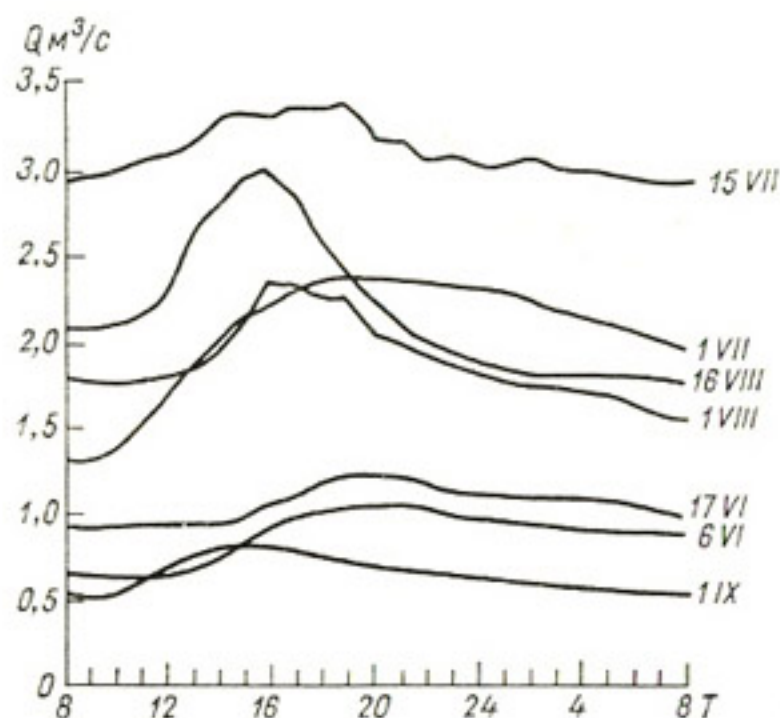


Рис. 50. Внутрисуточный ход стока с бассейна Джанкуат в дни без осадков в 1970 г.

в 1969 г., совершенно отчетливо проявляется усиление внутрисуточного хода от июня к августу, а также сдвиг пика на более ранние часы. Усиление внутрисуточного хода стока к концу лета в первую очередь объясняется сокращением площади и мощности снежно-фирнового покрова, а также развитием внутренних систем дренирования ледника. В сентябре 1969 и 1970 гг. значительная часть ледника была уже покрыта свежим снегом. Однако мощность свежего снега была небольшой, а внутриледниковые си-

стемы приспособлены для пропуска больших расходов воды, и пики стока были невысокими, но достаточно четкими.

Анализ внутрисуточного гидрографа стока с ледникового бассейна позволяет с еще большей уверенностью сделать вывод о том, что основные динамические запасы воды теплого ледника находятся в снежно-фирновой толще, а основные квазипостоянные запасы — в толще ледника и у его ложа.

## II.6.2. ПУТИ РАСЧЕТА ГИДРОГРАФА ЛЕДНИКОВОГО СТОКА

Зная основные закономерности гидрологических процессов, протекающих в ледниках, и тем самым условия формирования ледникового стока, можно поставить вопрос о расчете его гидрографа. Этот вопрос имеет большое практическое значение. После катастрофического наступления ледника Колка на Северном Кавказе осенью 1969 г. летом следующего года возникла проблема прогноза опасности катастрофического паводка на р. Геналдон. Для оценки возможной опасности фактический сток

сопоставлялся с вычисленным по абляции, и в случае заметного превышения вычисленного стока над фактическим можно было говорить о наступлении опасного периода вследствие повышенного накопления воды ледником. Подобного рода задача стояла и при оценке опасности прорыва озера, образовавшегося в устье р. Абдукагор при подвижке ледника Медвежьего на Памире весной 1973 г.

Задачи расчета гидрографа ледникового стока будут возникать и в дальнейшем, причем они могут быть связаны не только с ледниковыми катастрофами, но и с другими прикладными вопросами, такими, например, как прогноз притока воды к высокогорным гидроэлектростанциям, оросительным системам, как оценка изменения режима речного стока под влиянием искусственного воздействия на таяние ледников и др.

В общем случае задача вычисления гидрографа стока с ледникового бассейна заключается в том, чтобы по графику притока воды на поверхность бассейна рассчитать сток таким образом, чтобы он наилучшим образом соответствовал фактически наблюдаемому гидрографу. В советской гидрологической литературе опыт поисков количественных соотношений между стокообразующими факторами и стоком, т. е. опыт математического моделирования стока, обобщен Л. С. Кучментом [90].

Естественный путь для вычисления гидрографа заключается в последовательном математическом описании процессов, приводящих к формированию стока в замыкающем створе, причем это математическое описание должно основываться на строгом применении общих законов физики. Фактически процессы, протекающие даже на малом водосборе, столь сложны, а факторов так много, что понять, а тем более измерить все необходимые непрерывно изменяющиеся в пространстве и во времени параметры невозможно.

В связи с этим параметры, необходимые для выбора оператора, преобразующего график поступления в график стока, приходится чаще всего определять косвенным путем. Наиболее часто необходимые параметры определяются по данным наблюдений за стоком в замыкающем створе, т. е. процессы в бассейне как бы не учитываются. Зная основные гидрологические процессы на водосборе, можно схематизировать их и тем самым подойти к выбору основных параметров с определенными требованиями.

Уровень гидрологической изученности при математическом моделировании стока сейчас таков, что пространственной изменчивостью характеристик водосбора обычно приходится пренебрегать. Математические модели такого рода называют моделями с сосредоточенными параметрами. Если реакция динамической системы на суммарное воздействие равна сумме реакций на отдельные воздействия, то такая система называется линейной. Большинство гидрологических моделей в настоящее время являются линейными с сосредоточенными параметрами.

Модели стока с ледниковых бассейнов относятся к тому же типу. Величины поступления воды на поверхность бассейна задаются средними для всего ледника или для крупных его частей (поверхность льда, поверхность снега и фирна), так как характер движения воды от каждой элементарной точки к замыкающему створу столь сложен, что его трудно описать даже качественно. То же самое можно сказать и в отношении параметров оператора, преобразующего график поступления в график стока. Предшествующий анализ водного режима ледников позволил нам прийти к выводу о независимости (по крайней мере, в первом приближении) формирования стока с фирна и с языков ледников, т. е. о выполнении принципа суперпозиции, что позволяет использовать линейную гидрологическую модель ледника.

Для линейной системы с сосредоточенными параметрами связь между входными и выходными величинами может быть записана следующим образом:

$$L |q(t)| = Q(t), \quad (6.3)$$

где  $q$  и  $Q$  — величины на входе и на выходе соответственно;  $L$  — некий символический оператор. Таким оператором является обыкновенное дифференциальное уравнение, связывающее величины на входе и выходе системы, т. е. для гидрологических моделей величины поступления и стока. Если параметры модели неизменны во времени, что часто принимается для решения гидрологических задач, то связь между входными и выходными величинами может быть записана в виде следующего дифференциального уравнения:

$$\begin{aligned} a_n \frac{d^n Q}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1} Q}{dt^{n-1}} + \dots + a_0 Q = b_n \frac{d^n q}{dt^n} + \\ + b_{n-1} \frac{d^{n-1} q}{dt^{n-1}} + \dots + b_0 q, \end{aligned} \quad (6.4)$$

где  $a_n, a_{n-1}, \dots, b_n, b_{n-1}, \dots$  — коэффициенты, характеризующие свойства динамической системы.

При нулевых начальных условиях решение уравнения (6.4) имеет вид

$$Q(t) = \int_0^t P(t-\tau) q(\tau) d\tau, \quad (6.5)$$

где  $t$  — момент измерения выходной, а  $\tau$  — момент измерения входной величины;  $P(t-\tau)$  — реакция системы на единичный импульс, называемая функцией влияния, а в гидрологии в СССР — кривой добега. Уравнение (6.5) называется интегралом Дюамеля. Оно является основой для решения многих гидрологических задач.

Определение функции влияния является ключевым вопросом при задаче расчета гидрографа ледникового стока. Рассмотрим известные нам пути подхода к его решению.

Наиболее распространенной в СССР линейной моделью стока с сосредоточенными параметрами является модель Калинина—Милюкова [67]. Первый расчет гидрографа ледникового стока был выполнен на основании этой модели автором под руководством Г. П. Калинина [28]. Он базировался на положении о том, что между количеством динамических запасов воды в леднике  $W$  и расходом воды с ледника  $Q$  существует прямая зависимость, тогда

$$dW = \tau dQ, \quad (6.6)$$

причем коэффициент пропорциональности  $\tau$  есть среднее время добегания воды с ледника.

Уравнение водного баланса ледника может быть записано в следующем виде:

$$q = Q + \frac{dW}{dt}, \quad (6.7)$$

где  $q$  — поступление воды на поверхность ледника;  $Q$  — сток. Из уравнений (6.6) и (6.7) получим

$$\tau \frac{dQ}{dt} + Q = q. \quad (6.8)$$

Уравнение (6.8) есть частный случай дифференциального уравнения (6.4); решение его имеет вид

$$Q_t = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \int_0^t q e^{\frac{t}{\tau}} dt + Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (6.9)$$

где  $Q_t$  — расход воды в момент времени  $t$ ;  $Q_0$  — расход воды в начальный момент времени.

При переходе к конечным интервалам времени  $\Delta t = t - (t - 1)$  и при условии, что величина поступления воды в течение расчетного интервала времени не изменяется (т. е. график поступления задается в ступенчатом виде), равенство (6.9) превращается в следующую расчетную формулу:

$$Q_t = Q_{t-1} + (q - Q_{t-1}) \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right). \quad (6.10)$$

Уравнение (6.10) действительно для случая, когда регулирующее действие гидрологической системы аналогично регулирующему действию одного водохранилища, т. е. когда существует однозначная зависимость между запасами и расходами воды при любом неустановившемся режиме. При движении паводочной волны по речному руслу это условие не всегда выполняется и тогда, по методу Калинина—Милюкова, рассматриваемый отрезок реки делится на участки, на каждом из которых сохраняется устойчивая связь между объемами и расходами воды. Такие участки названы характерными. В этом случае вместо

аналогии с регулирующим действием одного водохранилища действует аналогия с регулирующим действием цепи водохранилищ. Время добегаания на каждом характерном участке можно записать уравнением

$$\tau_t = \frac{\tau}{n}, \quad (6.11)$$

где  $n$  — число характерных участков. При расчете движения волны половодья или паводка график расходов на выходе с предшествующего характерного участка является графиком входа для последующего характерного участка. При аналогии с регулирующим влиянием цепи водохранилищ кривая добегаания, полученная в аналитической форме независимо Г. П. Калининым и П. И. Милюковым [67] и Д. Нэшем [206], выглядит следующим образом:

$$P(t) = \frac{1}{(n-1)! \tau_t} \left( \frac{t}{\tau_t} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau_t}}. \quad (6.12)$$

Выражение для функции влияния несложно, так как содержит всего два параметра, к тому же для задач о движении волны половодья в руслах, физически обоснованных. Для ледников параметр  $\tau$  (время добегаания) имеет ясный физический смысл, в то время как другой параметр  $n$  столь ясного физического смысла не имеет.

Первая попытка расчета графика стока с горноледникового бассейна была предпринята автором для Карабаткака. Поступление определялось по данным ежесуточных наблюдений за таянием и жидкими осадками, причем эти элементы учитывались как для ледниковой, так и для неледниковой частей бассейна (для последней — с соответствующим коэффициентом стока). Суммарное время добегаания определялось по кривым спада стока с бассейна (см. рис. 39). Расчет гидрографа производился в Гидрометцентре СССР на электронной моделирующей машине МН-7 по формуле (6.10) для различного числа характерных участков. После этого рассчитанный гидрограф сопоставлялся с фактическим. Наилучшее соответствие оказалось при числе характерных участков, равном двум (рис. 51).

Отсутствие ясного физического смысла в параметре  $n$  заставило нас при расчете гидрографа стока с Джанкуата применить однопараметрическую схему, т. е. вести расчет лишь по среднему времени добегаания, определенному также по кривым спада. Величина поступления была равна средней по площади ледника величине таяния плюс жидкие атмосферные осадки. Расчетный интервал времени был равен 0,5 сут. При этом было принято, что в ночную половину суток таяния нет, а таяние за день равно таянию за сутки. Расчет производился по формуле Калинина—Милюкова, учитывающей линейный характер изме-

нения величины поступления за расчетный интервал времени,

$$Q_t = Q_{t-1} + (q_{t-1} - Q_{t-1}) \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right) - (q_{t-1} - q_t) \left[1 - \frac{\tau}{\Delta t} \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right)\right]. \quad (6.13)$$

При  $\tau = 2,5$  сут и  $\Delta t = 0,5$  сут расчетная формула имеет вид

$$Q_t = Q_{t-1} + 0,181 (q_{t-1} - Q_{t-1}) - 0,094 (q_{t-1} - q_t). \quad (6.14)$$

После вычислений за 12 ч подсчитывались средние расходы ледниковой составляющей за каждые сутки. Неледниковая со-

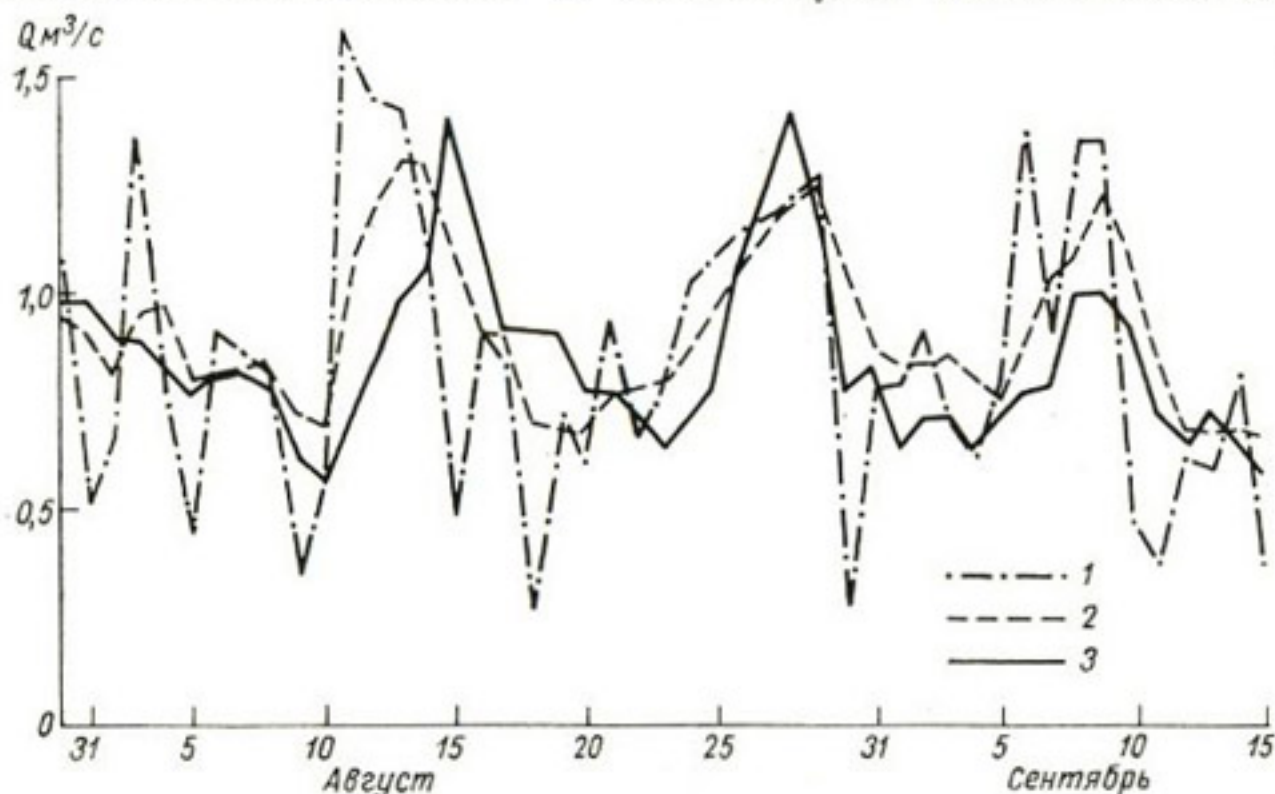


Рис. 51. График поступления воды на поверхность бассейна, наблюдавшийся и вычисленный гидрографы р. Кашкатор (у ледника Карабаткак) в 1959 г.

1 — поступление, 2 — вычисленный сток, 3 — фактический сток.

ставляющая стока определялась на основе водного баланса по индексу увлажнения бассейна. Процедура расчета неледниковой составляющей описана в п. 4 гл. 4 (см. также рис. 38). Разность суммарного и вычисленного ледникового стока за сутки оказалась в довольно тесной зависимости от индекса увлажнения бассейна с корреляционным отношением  $\rho_{Q/I_x} = 0,81 \pm 0,06$ . График фактического стока с бассейна и вычисленного как сумма рассчитанного ледникового стока и неледникового показан на рис. 52.

Наиболее заметное несовпадение вычисленного и фактического стока с бассейна приходится на 31/VII. По-видимому, в этот день произошел прорыв одной из внутриледниковых

полостей, т. е. выделение части квазипостоянных запасов внутриледниковых вод, роль которых в формировании стока при любой из линейных моделей не может быть учтена. Без учета точки за 31/VII отношение средней квадратической погрешности расчета  $\bar{S}$  к квадратичному отклонению рассчитываемой величины  $\sigma$  равно 0,57. Коэффициент корреляции рассчитанного и фактического стока равен 0,83. Эти характеристики позволяют оценить принятую методику расчета как удовлетворительную [11].

Кривую добегаания стока с бассейна можно представить как функцию морфометрических характеристик этого водосбора.

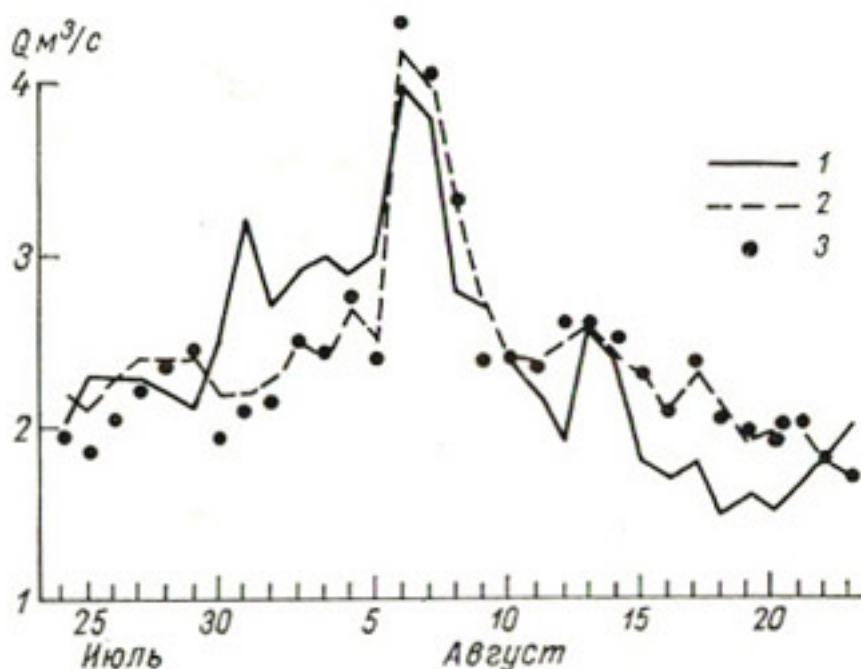


Рис. 52. График фактического стока с бассейна Джанкуат (1) и вычисленного по полусуточным (2) и суточным (3) интервалам времени в 1965 г.

М. А. Великанов еще в 1931 г. предложил генетическую формулу стока, являющуюся частным случаем интеграла Дюамеля [15]:

$$Q_t = \int_0^t \frac{\partial f}{\partial \tau} q_{t-\tau} d\tau; \quad (6.15)$$

здесь  $\frac{\partial f}{\partial \tau} = f(\tau)$  есть кривая добегаания, характеризующая распределение площадей бассейна по времени добегаания  $\tau$ . Для ледников вследствие различного характера регулирования талых вод областями абляции и аккумуляции целесообразно получить две кривые добегаания. Можно полагать, что для основных частей ледника кривая добегаания подобна кривой распределения площадей языка или фирна по высотам.

Для определения кривой добегаания, используемой в генетической формуле стока, необходимо знать форму кривой, среднее

и максимальное время добегаия. Форма кривой известна, так как она подобна кривой распределения по высотам. Среднее время добегаия, представляющее собой средневзвешенное из кривой добегаия, можно получить по кривым спада стока с ледника. Максимальное время добегаия определяется подбором с учетом известных в настоящее время особенностей движения воды в различных морфологических частях ледника. Расчет внутрисуточного хода стока с Джанкуата, выполненный по генетической формуле стока, привел к результатам, весьма близким к полученным по методу Калинина—Милюкова [28].

Аналогичный подход применил Г. Е. Глазырин [23] для расчета внутрисуточного хода стока с ледника Северный Танымас. Он принял, что изохроны (линии одновременного добегаия воды до замыкающего створа) горизонтальны, т. е. параллельны изогипсам. Параметры для расчета определялись по данным наблюдений за стоком. К сожалению, гидрограф вычислялся для тех же суток, по которым были получены параметры, в результате чего оценить приемлемость методики нельзя.

Для Джанкуата кривая распределения обнаженного льда по высотам и график внутрисуточного пика стока подобны. И действительно, устойчивость кривой добегаия талых вод с языка ледника, вытекающая из ее подобия кривой распределения льда по высотам, должна предопределять постоянство формы внутрисуточных пиков гидрографа в дни без осадков. Осреднив эти пики, получим единичный гидрограф для языка ледника, ординаты которого есть не что иное, как приближенная характеристика кривой распределения площади бассейна между изохронами. Отсюда вытекает возможность определения стока с языков ледников на основе метода единичного гидрографа. Проверочные расчеты по Джанкуату показали весьма близкие результаты с расчетами по методу Калинина—Милюкова и по генетической формуле стока.

Весьма большая работа по составлению гидрологической модели ледника была выполнена Л. Дериксом и Г. Лойдженсом [163]. Они исходили из того, что общий сток с ледникового бассейна складывается из частных стоков с открытого льда, снежного покрова, лежащего на льду, фирна и неледниковой поверхности. В свою очередь, сток с каждого из типов поверхности формируется от таяния и жидких осадков, изменяясь от времени и по высоте. Этот подход совпадает с основными взглядами автора, излагаемыми в настоящей работе. В частности, подход к общему стоку с бассейна как к двойной интегральной сумме, где суммирование проводится по типам поверхности и по составляющим стока, был сформулирован в 1963 г. и здесь приводится в виде формулы (4.24).

Сток с каждого типа поверхности Дерикс и Лойдженс вычисляют на основе интеграла Дюамеля, а общий сток



с бассейна

$$Q_t = \int_0^t |P_s(t-\tau) q_s + P_i(t-\tau) q_i + P_f(t-\tau) q_f + P_r(t-\tau) q_r| d\tau, \quad (6.16)$$

где индексы  $s, i, f, r$  означают снег на льду, лед, фирн, неледниковую поверхность;  $P(t-\tau)$  — кривая добегаания;  $q$  — поступление.

Кривая добегаания с каждого из типов поверхности зависит от распределения этих типов поверхности по высотам и от параметра времени регулирования  $j = \frac{12\tau}{\pi^2} \approx 1,22\tau$ . Было принято, что величина параметра времени регулирования постоянна в течение всего сезона абляции, так как колебания ее существенно меньше, чем разница в величинах  $j$  для разных типов поверхности.

Поступление воды на поверхность бассейна рассчитывалось по данным приледниковой метеостанции, ведущей также теплобалансовые наблюдения. Для расчета теплового баланса в различных точках бассейна были приняты гипотезы о пространственном изменении метеорологических элементов, основывающиеся на данных наблюдений в бассейне.

В качестве первого приближения значения времени регулирования  $j = f|\tau|$  для отдельных типов поверхности были заимствованы из работы Г. Н. Голубева [171] с поправкой на большие размеры ледников, для которых производился расчет. Величины времени добегаания для сезонного снежного покрова на льду и для неледниковой части бассейна были приняты одинаковыми и несколько меньшими, чем время добегаания с фирновой области.

После этого была произведена оптимизация модели. За критерий качества был принят минимум суммы отклонений вычисленных расходов воды ( $Q_t$ ) от фактических  $Q_{\Phi, t}$ , отнесенных к фактическому расходу,

$$K(a) = \sum_1^n \frac{Q_{\Phi, t} - Q_t}{Q_{\Phi, t}}. \quad (6.17)$$

Разработанная модель была применена для двух ледников Канады: Пейто в Скалистых горах (площадь ледника 13,8 км<sup>2</sup>, площадь бассейна 22,1 км<sup>2</sup>) и Берендон в Береговом хребте (33,0 км<sup>2</sup> и 52,8 км<sup>2</sup> соответственно). В результате оказалось, что средняя точность расчета стока за сутки составляет 10—20%. Величина точности расчета, выраженная принятым в СССР для гидрологических прогнозов отношением средней квадратической погрешности расчета к среднему квадратическому отклонению рассчитываемой величины, находится в пре-

делах 0,39—0,55, что позволяет оценить методику как удовлетворительную.

Среднее время добегания с различных морфологических частей ледникового бассейна в конечном итоге оказалось следующим (в сутках):

Ледник	Открытый лед	Снег на льду	Фирн	Неледниковая часть
Пейто	0,34	5,1	41,4	4,9
Берендон	0,53	2,8	20,4	4,4

Полученные результаты согласуются с выводами автора о весьма значительных различиях в регулирующей роли различных морфологических частей ледников. Вместе с тем величины среднего времени добегания с области питания ледников оказались весьма значительными (большими, чем можно было бы ожидать). К сожалению, Дерикс и Лойдженс не анализируют свои результаты с этой точки зрения. Время добегания с области питания ледника Берендон оказалось вдвое меньше, чем для области питания ледника Пейто, хотя первый ледник в 2,4 раза больше второго и область питания, следовательно, больше, по крайней мере, вдвое.

Не исключено, что это противоречие является дефектом принятой модели. Можно также предположить, что верхние части областей питания не дают стока (относятся к холодной фирновой зоне). При осреднении на всю область питания это приводит к очень большим значениям среднего времени добегания. На основании эмпирической формулы автора (6.22), приводимой ниже, среднее время добегания с ледника Пейто равно 4,4 сут, а с ледника Берендон 5,8 сут. Тогда из соотношения (6.1) получим, что для второй половины сезона абляции, когда талый сток от сезонного снежного покрова несущественный, сток с области питания ледника Пейто составляет всего лишь 10% стока с ледника, а с области питания ледника Берендон 23%. Непосредственные измерения в верхних частях областей питания обоих ледников не проводятся, но существование холодной фирновой зоны там вполне возможно. В таких случаях гидрологическая модель должна учитывать отсутствие стока с холодной фирновой зоны.

Для расчета гидрографа стока с горноледникового бассейна Джанкуат В. С. Фрейдлин [130] воспользовался электронно-моделирующей машиной ПР-27. В качестве исходной модели был принят метод Калинина—Милюкова с двухпараметрической кривой добегания (6.12). Поступление рассчитывалось по данным наблюдений за таянием и жидкими осадками как на ледниках, так и на неледниковой части бассейна, причем

коэффициенты стока были приняты равными 1,0 для ледников и 0,85 для поверхностей, свободных от оледенения. Далее функция влияния (кривая добегания) определялась на моделирующей машине подбором по наилучшему совпадению фактического и рассчитанного гидрографа по данным наблюдений в 1965 и 1968 гг. Средневзвешенная величина функции влияния, приблизительно соответствующая среднему времени добегания с бассейна, оказалась равной 2,2 сут. Параметры в формуле (6.12) равны:  $\tau=0,4$  сут,  $n=4$ .

Расчет гидрографа производился для всего сезона абляции 1969 г. по полученной функции влияния. Рассчитанный гидрограф довольно хорошо соответствует фактическому. Средняя относительная ошибка вычисления среднего за сутки стока за 120 дней составила 16%.

Таким образом, на основании обзора имеющегося опыта вычисления гидрографа стока с горноледникового бассейна можно прийти к выводу о том, что, используя линейные модели стока с сосредоточенными постоянными параметрами, можно рассчитывать ход средних суточных расходов воды с ошибкой порядка 15—20%, если проводятся соответствующие определения поступления воды на поверхность бассейна (непосредственные или вычисляемые по тепловому балансу).

Расчет графика средних суточных расходов воды, равно как и наблюдения за факторами поступления воды и за стоком, целесообразнее вести не в календарных границах суток (т. е. с 24 ч предшествующего дня до 24 ч текущего дня), а с учетом естественного внутрисуточного цикла природных процессов, т. е. с утра одного дня до утра другого дня. Если основным источником информации о процессах являются метеорологические наблюдения, то границей суток удобнее всего считать 6 ч утра. На Джанкуате за границу суток приняты 8 ч утра, т. е. момент смены ленты самописца уровней воды, совпадающий с минимумом стока в бассейне. Ежесуточные наблюдения за таянием проводятся утром, до начала таяния, и заканчиваются к 8 ч. Все другие наблюдения также относятся к суткам в границах от 8 ч утра одного дня до 8 ч утра другого дня.

Расчет внутрисуточного гидрографа стока с ледников и ледниковых бассейнов наталкивается на значительные трудности. Во-первых, внутрисуточный ход величины поступления по рейкам измерить не удастся (см. п. 1 гл. 4). Стоковые площадки, дающие возможность получить с некоторым осреднением внутрисуточные величины поступления, сложны для организации их в ряде точек и к тому же их можно поставить лишь в области, где на поверхность выходит лед. Основной путь для расчета внутрисуточного хода поступления является расчет хода теплового баланса поверхности ледника во многих точках. Решение этой задачи явилось бы существенным вкладом гляциометеорологии в гидрологию ледников.

Во-вторых, расчет внутрисуточного хода стока с ледника за длительные отрезки времени (например, за весь период абляции) потребовал бы обязательного учета изменения параметров математической модели стока во времени, что усложняет модель. Такой учет необходим, поскольку, как уже упоминалось, изменение регулирующей способности ледника в течение сезона абляции весьма сильно влияет на форму внутрисуточного гидрографа.

Большой интерес для гидрологии ледников представляет и решение обратной задачи, т. е. нахождение по выходной величине (по стоку с бассейна) каких-либо параметров или функций в структуре модели. Для ледника или ледникового бассейна наиболее важным является определение кривой добега или входной величины (таяния). В особенности было бы интересно и перспективно вычисление таяния на больших ледниковых системах типа ледников Федченко или Иньльчек, так как прямые надежные наблюдения на столь больших площадях поставить весьма трудно, а гидрометрические наблюдения у конца ледника организовать проще.

Известно, что обратные задачи относятся к классу некорректных, решение которых неустойчиво. В настоящее время оно основывается на подборе такого графика входной величины, который на выходе обеспечивает наилучшее соотношение наблюдаемого гидрографа с вычисленным [90]. В. С. Фрейдлин [130] на электронно-моделирующей машине ПР-27 получил по данным о стоке график поступления воды на поверхность бассейна Джанкуат, достаточно хорошо совпадающий с результатами фактических наблюдений. Отыскание величины поступления по данным о стоке для совершенно неизученных бассейнов может привести к очень большим ошибкам, и потому на данном уровне знаний наблюдения в ледниковом бассейне все же желательны хотя бы на относительно короткий срок.

Одна из наиболее вероятных задач, которые могут быть поставлены (и в отдельных случаях уже ставились), заключается в том, чтобы рассчитать гидрограф стока с ледникового бассейна при отсутствии наблюдений. Предполагается, что в таком случае величина поступления рассчитывается по метеорологическим данным. Таким образом, задача расчета стока сводится к определению функции влияния, после чего сам расчет уже не представляет сложности. Для решения этой проблемы нами была взята за основу однообъемная модель ледника, в которой величины аккумулярованных ледником динамических запасов воды и стока связаны прямой зависимостью, а изменению объема  $dW$  соответствует определенное изменение расхода  $dQ$ . Коэффициент  $\tau$  в соотношении

$$dW = \tau dQ \quad (6.18)$$

есть, как известно, среднее время добега, характеризующее

функцию влияния в модели Калинина—Милюкова. Другой параметр функции влияния (число характерных участков  $n$ ) в приложении к ледникам не имеет, как указывалось, ясного физического смысла. Кроме того, наш опыт и опыт Л. Дерикса показывает, что гидрограф стока с ледника может быть вычислен довольно точно при представлении ледника как одного водохранилища (т. е. при  $n=1$ ), а не их цепи. Таким образом, при разработке метода расчета гидрографа стока с ледников для неизученных бассейнов было принято, что среднее время добегания  $\tau$ —это необходимый и достаточный параметр для преобразования графика поступления в график стока.

Если представить ледник как некую емкость, то сток аккумулятивной воды может происходить с переливом через край емкости (с поверхности ледника, из приледниковых озер, из некоторых подледниковых полостей) или через отверстия емкости (из фирна, морен, внутрiledниковых полостей). Известно, что истечение из отверстий и водосливов зависит от напора воды

$$Q = aH^b, \quad (6.19)$$

где  $H$ —напор;  $a$ —коэффициент, зависящий от размера и формы отверстия или водослива;  $b$ —коэффициент, зависящий от характера опорожнения емкости. При истечении из отверстия  $b=0,5$ , при истечении через водослив  $b=1,5$ .

Объем аккумулятивной ледником воды

$$W = SH, \quad (6.20)$$

где  $S$ —площадь ледника,  $H$ —условная средняя для ледника величина напора.

Продифференцируем уравнения (6.19) и (6.20) и подставим значения  $dW$  и  $dQ$  в уравнение (6.18). Тогда получим

$$\tau = \frac{S}{abH^{b-1}}. \quad (6.21)$$

Таким образом, при заданных допущениях время добегания линейно зависит от площади ледника и некоторым более сложным образом от напора (наполнения емкости). При  $b=1$  время добегания не зависит от количества аккумулятивной ледником воды и является для ледника величиной постоянной. Проверка, выполненная для периода абляции по нескольким ледникам Советского Союза, показала, что для основной части амплитуды расходов воды, стекающей с ледника, время добегания на каждом леднике меняется незначительно.

Итак, среднее время добегания талых вод с ледника зависит в первую очередь от его размеров. Несомненно, что оно зависит также от факторов, влияющих как на величину аккумулятивной ледником воды и ее изменение во времени, так и на величину стока с ледника и его изменение во времени. Этими факторами являются: тип льдообразования на леднике, определяющий количество фирна и его водный режим; мощность сезонного снеж-

ного покрова; величина действующей площади; соотношение площади аккумуляции и абляции; объем моренных отложений и их расположение, в том числе и то обстоятельство, насколько конечная морена препятствует стоку талых вод; внутренняя макроструктура ледника; объем понижений микрорельефа и приледниковых озер и пр. При схематизации все многообразие этих факторов учесть невозможно, а существующие гляциологические материалы недостаточны для определения их роли.

Можно полагать, что влияние указанных факторов должно проявиться на графике  $\tau = f(S)$  в виде отклонения точек от средней линии связи. Проверка существования зависимости среднего времени добега воды от площади ледника проведена нами

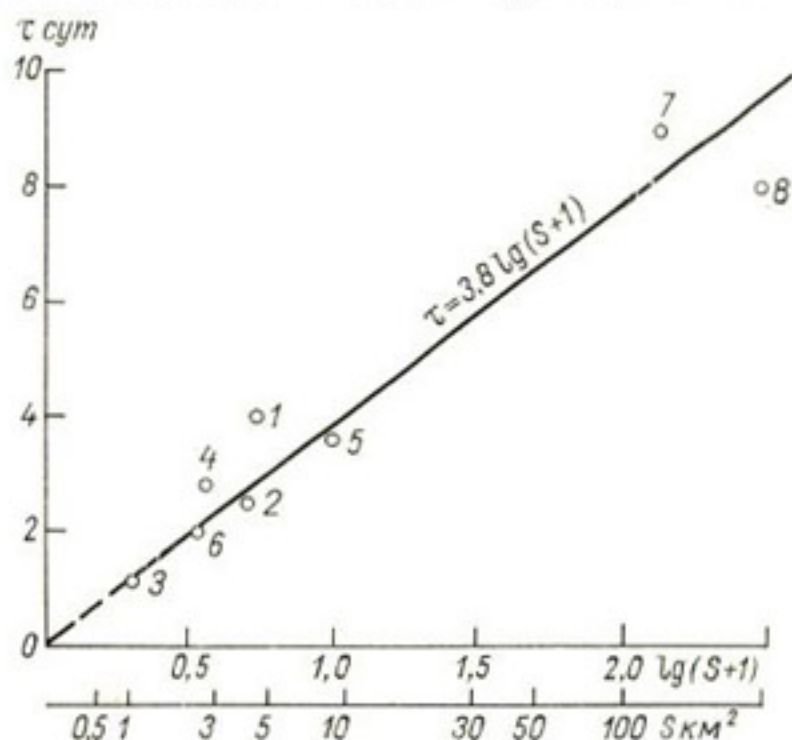


Рис. 53. Зависимость среднего времени добега талых вод с ледника от его площади.

1 — Карабаткак (Тянь-Шань); 2 — Джанкуат (Кавказ); 3 — ледник ИГАН (Полярный Урал); 4 — Гарабаши (Кавказ); 5 — Б. Актру (Алтай); 6 — Малый Актру (Алтай); 7 — ледник Зеравшанский (Памиро-Алай); 8 — ледник Федченко (Памир).

по материалам наблюдений на восьми ледниках СССР, от самых маленьких (ледник ИГАН на Полярном Урале) до самых больших (ледники Федченко и Зеравшанский).

Время добега талых вод определялось по кривым спада стока с ледника для створов, расположенных в непосредственной близости от концов ледников по данным за 1—5 лет наблюдений. При построении зависимости  $\tau = f(S)$  учитывалась лишь та часть области аккумуляции, которая дает сток. На всех ледниках, данные по которым использовались, сток происходит практически со всей области аккумуляции, за исключением ледника Федченко, действующая площадь которого, как указывалось выше, составляет 300 км<sup>2</sup>.

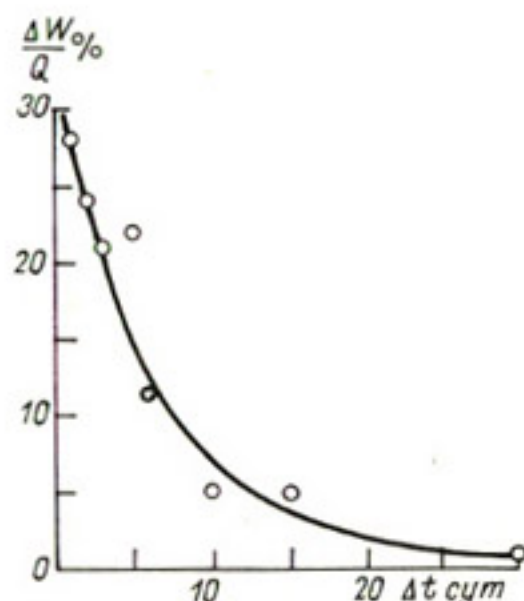
Для малых и средних ледников обнаружена линейная зависимость  $\tau = f(S)$ , что согласуется с приведенными выше теоретическими соображениями. Для крупных ледников эта связь отклоняется от линейной. В целом она хорошо аппроксимируется прямой линией, построенной в полулогарифмических координатах (рис. 53). Коэффициент корреляции, рассчитанный по

восьми парам значений  $\tau$  и  $\lg(S+1)$ , равен 0,96, с возможными колебаниями, по критерию Фишера, от 0,89 до 0,98. Уравнение связи имеет вид

$$\tau = 3,8 \lg(S+1), \quad (6.22)$$

где  $\tau$  выражается в сутках, а  $S$  — в км<sup>2</sup>. Рис. 53 и полученное на его основе уравнение (6.22) рекомендуются для использования при определении среднего времени добега с неизученных ледников. После определения  $\tau$  расчет гидрографа рекомендуется вести по методу Калинина—Милюкова (1958); например по зависимостям (6.10) и (6.13).

Рис. 54. Зависимость относительной ошибки вычисления стока с ледника Джанкуат, возникающей при неучете регулирования талых вод ледником, от продолжительности расчетного интервала времени.



При увеличении расчетного интервала времени  $\Delta t$  вес второго слагаемого  $\frac{dW}{dt}$  в правой части уравнения водного баланса (6.7) уменьшается. В качестве примера приводим зависимость  $\left| \frac{q-Q}{Q} \right| = \left| \frac{\Delta W}{Q} \right| = f|\Delta t|$ , построенную для ледника Джанкуат за период с 25/VII по 23/VIII 1965 г. (рис. 54).

При  $\Delta t = 7$  сут величина  $\left| \frac{\Delta W}{Q} \right| = 0,1$ , т. е. абляция и сток различаются на  $\pm 10\%$ . Для ледника Карабаткак абляция и сток различаются на  $\pm 10\%$  при расчетном интервале времени, равном 10 сут.

Таким образом, с точностью до  $\pm 10\%$  определение стока по поступлению воды на поверхность бассейна может быть проведено при критическом расчетном интервале времени, превышающем для Джанкуата 7 сут, а для Карабаткака 10 сут, по соотношению

$$Q \approx q, \quad (6.23)$$

или, что точнее, по соотношению

$$Q = \eta_i q, \quad (6.24)$$

где  $\eta_i$  — коэффициент стока, учитывающий накопление воды ледником в первую половину сезона абляции и отдачу ее во вторую половину (см. п. 2 гл. 5).

Определим величину критического расчетного интервала времени для неизученных ледников. Как отмечалось выше (см. п. 6 гл. 4), кривая спада стока с ледников при отсутствии таяния удовлетворительно аппроксимируется уравнением экспоненты

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (6.25)$$

где  $Q_t$  и  $Q_0$  — расходы воды в момент  $t$  и начальный момент времени. Нетрудно определить, что к моменту, когда  $t = 2,3\tau$ , стекает 90% первоначально аккумулированного объема воды. Таким образом, задаваясь ошибкой, равной  $\pm 10\%$ , можно вести расчет стока с ледника по уравнениям (6.23) и (6.24), т. е. непосредственно по абляции, для интер-

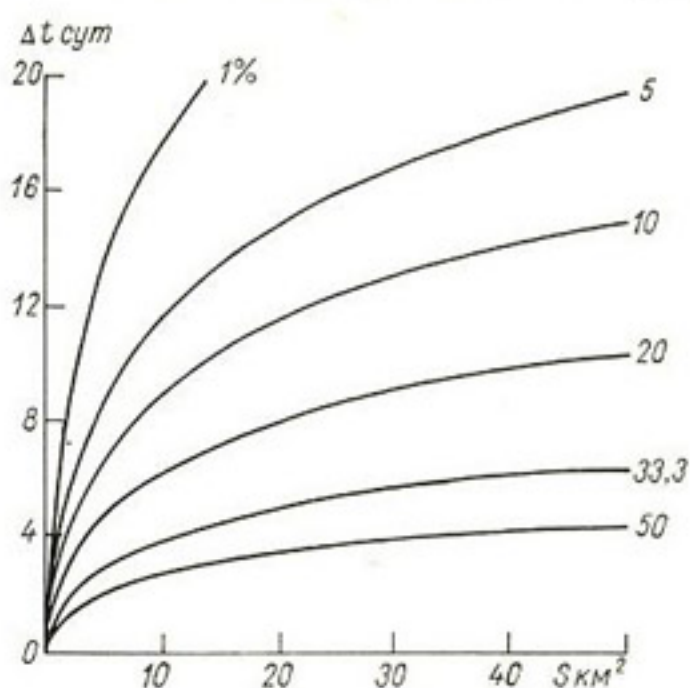


Рис. 55. Зависимость критического расчетного интервала времени  $\Delta t$  от площади ледника  $S$  и заданной точности расчета стока (в %).

валов времени  $\Delta t$ , превышающих  $2,3\tau$ . Этот вывод подтверждается примерами для ледников Карабаткак и Джанкуат. Используя зависимость (6.22), получаем величины критического интервала времени, начиная с которого можно вести определение стока с ледника с ошибкой  $\pm 10\%$  непосредственно по таянию, без учета эффекта регулирования талых вод ледником, в зависимости от площади ледника:

Площадь ледника, км <sup>2</sup> . . . . .	1	3	5	10	50	100
Критический интервал времени, сут-ки . . . . .	3	6	7	10	15	18

Величины критического расчетного интервала времени, определенные в зависимости от площади ледника и заданной точности расчета стока, приводятся на рис. 55. При расчетном интервале времени, большем критического, вычисление стока может производиться по таянию, без учета регулирования вод ледником. Приводимое семейство кривых является дополнением



к зависимости (6.22) при расчете гидрографов стока с ледника в неизученных створах. Здесь следует подчеркнуть, что рекомендуемые соотношения действительны для «элементарного» ледникового бассейна, содержащего один ледник. При расчете стока для бассейна, где находится ряд ледников, следует провести работу по оценке размеров «среднего» для бассейна ледника, а затем уже для этого ледника пользоваться рекомендуемыми зависимостями.

Все изложенное выше относилось к линейным моделям стока с ледника с одним или несколькими входами. Они не могут быть применимы для нелинейных случаев (например, когда небольшое увеличение поступления на один из входов приводит к резкому увеличению выходной величины, т. е. стока). Кроме того, в гидрологии ледников часто встречаются случаи, когда величина поступления воды на поверхность ледника не определяет величину стока. Пульсации стока, вызванные перестройкой внутриледниковой гидрографической сети, являются примером таких колебаний, не обусловленных величиной поступления, и, значит, метеорологическими факторами. В отдельных случаях нелинейная реакция ледника как гидрологической системы на метеорологические условия приводит к катастрофическим паводкам и селям. Иногда ледниковые катастрофы совсем не определяются внешними условиями. Анализ подобных, важных для практики явлений дается в следующей главе.

## **II.7. ПАВОДКИ И СЕЛИ ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

### **II.7.1. ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

Ряд крупнейших катастроф, случившихся на памяти человечества, связан с ледниками. Это — гибель тысяч жителей плодородных долин у подножия массива Уаскаран в Перу, опустошительные наводнения по долинам рек Аляски и Британской Колумбии, гигантские потоки воды (йокульхлауны) в Исландии, наконец, паводки и сели последних лет по рекам Иссык и Малая Алматинка в Заилыйском Алатау, паводки по Ванчу вследствие наступления ледника Медвежий на Памире. Список подобных катастроф можно было бы продолжить. Анализ их географического распространения позволяет сказать, что катастрофические паводки и сели случаются во всех крупных ледниковых районах мира, более того, они являются закономерным явлением для ледниковых районов.

Выделяется три вида катастроф, связанных с ледниками: ледяные обвалы, катастрофические подвижки ледников (сёрджи), паводки и сели ледникового происхождения. Первые два

вида катастроф поражают обычно меньшую площадь, чем паводки и сели. Кроме того, скорости движения пульсирующих ледников таковы, что всегда можно вывести из-под наступающего ледника людей и движимое имущество. Наконец, известно, что крупнейшие катастрофы, связанные с ледяными обвалами и пульсациями ледников, произошли вследствие паводков, образовавшихся в результате этих событий. Поэтому главным источником ледниковых катастроф во всех районах мира являются паводки и сели ледникового происхождения.

Эти паводки и сели могут захватывать обширные площади, переносить огромное количество воды и наносов и причинять очень большой ущерб. Каждое из трех генетически различных наводнений, образовавшихся на склонах массива Уаскаран в Перу в 1941, 1962 и 1970 гг., уносили по несколько тысяч жизней. В гигантском селе после землетрясения 31 мая 1970 г. погибло около 20 тыс. человек. Этот сель перенес около 30 млн. м<sup>3</sup> твердого материала со скоростью порядка 100 м/с, причем высота селевого вала была 80 м [191]. Объем стока одного наводнения в районе Ватнайокуль в Исландии, повторяющегося регулярно через несколько лет, составляет 7 млрд. м<sup>3</sup>, а максимальный расход воды достигает 50 000 м<sup>3</sup>/с [239], что соизмеримо со средним расходом воды р. Амазонки. Объем твердого материала, перенесенного селом, образовавшимся в результате взрыва вулкана Безымянного на Камчатке в марте 1956 г., составляет 500 млн. м<sup>3</sup> [43]. Эти цифры являются своеобразными рекордами, но многочисленные гляциальные сели и паводки с куда более скромными параметрами ежегодно наносят значительный ущерб.

Характерная особенность ледниковых паводков и селей заключается в том, что их максимальные расходы воды, по крайней мере, на один-два порядка превышают «обычные» максимальные расходы воды рек с ледниковым питанием. Это обстоятельство отмечают Д. Ричардсон [220], а также О. Пост и Л. Майо [217]. Под «обычными» здесь понимаются паводки, сформированные вследствие таяния или обильных дождей. Например, на р. Нискуолли в штате Вашингтон на северо-западе США максимальный расход обеспеченностью 2% равен 28 м<sup>3</sup>/с, обеспеченностью 50% — 12 м<sup>3</sup>/с (площадь водосбора 16,1 км<sup>2</sup>). Во время селя 25/X 1955 г. расход водной части селя составлял 2000 м<sup>3</sup>/с [220]. Другой пример заметного превышения катастрофических селей над обычными приводится на рис. 56 для р. Кник на Аляске.

Очевидно, что расчет величины катастрофического ледникового паводка или селя на основе многолетних наблюдений за стоком с последующим использованием аппарата математической статистики необоснован. Использование математической статистики, и в частности кривых обеспеченности максимальных расходов воды, предполагает генетическую однородность

паводков. Паводки дождевого или талого происхождения непосредственно определяются величиной поступления воды на поверхность бассейна. Катастрофические ледниковые паводки и сели также чаще всего определяются величиной поступления воды на поверхность бассейна, и случаются в середине лета днем, когда таяние наибольшее, но вследствие того или иного катастрофического процесса (прорывов ледяной плотины, затора в моренах, внутриледниковых емкостей и т. п.) реакция ледникового бассейна на величину поступления воды существенно

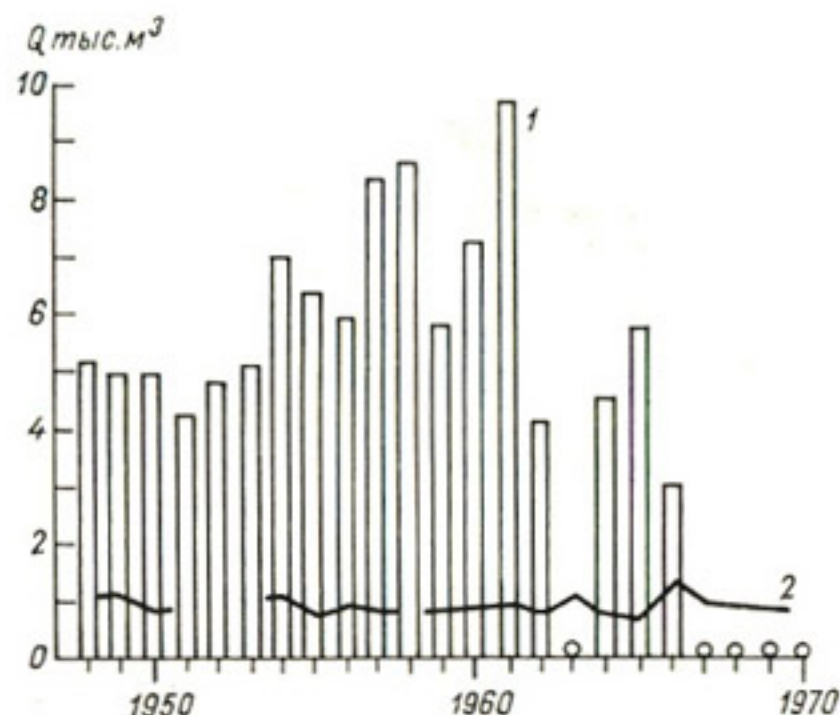


Рис. 56. Максимальные за год среднесуточные расходы воды р. Кник в горах Чугач на Аляске при прорывах оз. Джорж площадью 73 км<sup>2</sup> (1) и при паводках непрерывного происхождения (2).

Кружками отмечены годы, когда прорывов не было [217].

нелинейна. В ряде случаев ледниковые паводки вовсе не связаны с повышенным поступлением воды на поверхность ледникового бассейна.

Использование кривых обеспеченности для определения максимальных расходов воды ледниковых паводков даже при наличии большого числа лет наблюдений за ними также необоснованно. Кривые обеспеченности применяются при условии, что физико-географические факторы стока с бассейна существенно не изменяются. Приледниковые области изменяются во времени весьма сильно, особенно очаги образования паводков (озера, морены и т. п.). Единственно обоснованным путем для определения максимальных расходов гляциальных паводков и селей являются полевые наблюдения за источником опасности, учитывающие, в частности, динамику развития источника опасности. Эта динамика может проявляться в направленном изменении максимальных расходов воды, т. е. в нарушении одного из принципов применения кривых обеспеченности, а именно существования значимой корреляции между соседними членами ряда наблюдений. Например, С. Тораринссон [240] указывает, что до 1938 г. йокульхлаупы в районе Гримсвотн в Исландии бывали

с интервалами 9—12 лет и максимальными расходами порядка 40 000 м<sup>3</sup>/с, после 1938 г. их периодичность стала 4—6,5 года, а расходы воды уменьшились до 10 500 м<sup>3</sup>/с.

Ледниковые паводки или сели формируются в зоне современного оледенения. Источником водной составляющей гляциального селя являются воды (в основном талые), накопленные в приледниковых озерах или внутриледниковых емкостях или образовавшиеся при интенсивном таянии вследствие благоприятных погодных условий или при вулканической деятельности. Источником твердой составляющей гляциальных селей являются в основном отложения не закрепленной растительностью современных или верхнеголоценовых морен. Большинство селей, формирующихся в высокогорьях ледниковых районов, является селями ледникового происхождения. М. И. Ивернова [60, 62] называет эти сели гляциально-высокогорными, а Г. К. Тушинский [127] — гляциальными.

Итак, гляциальным паводком или селем называется катастрофический поток, сформировавшийся в зоне современного или верхнеголоценового оледенения вследствие существенно нелинейной реакции ледникового бассейна на гидрометеорологические условия или независимо от них. Это определение гляциального паводка и селя указывает на необходимость комплексного изучения этих явлений на базе гидрометеорологии, гляциологии, учения о селях.

Описания ледниковых паводков, их фотографии, а также отдельные немногочисленные оценки показывают, что в природе существуют все виды гляциальных паводков по их насыщенности наносами — от так называемых связных селей [129] до паводков с довольно высоким содержанием наносов. Как известно, на нижнем пределе содержания наносов переход от селевых потоков к паводкам весьма условный и крупные наводнения, особенно проходящие периодически по широкой долине, как правило, не являются селями. Большой поток, обладающий высокими скоростями движения, неизбежно вызывает активную эрозию русла и может обладать селевыми чертами, по крайней мере, в своих отдельных частях. Таким образом, еще одной отличительной особенностью катастрофических потоков ледникового происхождения является их селевой характер.

## II.7.2. ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕЙ

Формирование селей представляет собой сложный процесс взаимодействия будущих жидкой и твердой составляющих селя. Этот процесс весьма многообразен. Анализ этого вопроса, выполненный автором совместно с С. М. Флейшманом [40], показал, что все разнообразие природных условий возникновения селей может быть сведено к нескольким основным схемам механизма селеформирования или к их сочетаниям. Рассмотрим их.

Типы 1 и 2. Смыв твердого материала со склонов в русла селевых бассейнов — наиболее часто встречающийся вид склонового селеобразования. Механизм его состоит в гидродинамическом воздействии воды на рыхлообломочный материал, находящийся на горных склонах. В зависимости от степени разрушения этого материала он может находиться на поверхности склона либо в свободном состоянии, не будучи связан с подстилающей поверхностью (отдельно лежащие обломки, каменные россыпи и осыпи, тип 1), либо сохраняя определенные цементационные связи (сцепление) с поверхностью склона (тип 2). В первом случае механизм селеобразования состоит из простого смыва водой твердых частиц, во втором — смыву предшествует размыв водой этих частиц, освобождение их от связей с подстилающей поверхностью.

Этот тип механизма селеобразования, как правило, обуславливается поверхностным стоком ливневых или талых вод. Интенсивность смыва, т. е. селеобразования, в одном и том же бассейне при наличии значительного (достаточного для формирования селя) количества продуктов разрушения горных пород на поверхности его склонов прямо пропорциональна величине стока (максимальному слою или объему за пик).

Типы 3 и 4. Размыв и смыв твердого материала, находящегося в руслах — наиболее распространенный тип руслового селеобразования. В идеальном случае формирование селя может произойти за счет размыва дна при неразмываемых берегах (тип 3) и, наоборот, за счет размыва берегов при неразмываемом дне (тип 4). В большинстве случаев эти два процесса происходят совместно. Влекущая сила организованного водного потока значительно больше, чем в типах 1 и 2, что может существенно увеличить диаметр наиболее крупных камней, переносимых селем.

Этот тип механизма селеобразования обуславливается дождевыми, талыми снеговыми или ледниковыми водами, причем гляциальные сели формируются чаще всего за счет именно такого процесса. Объем селя прямо пропорционален одной из характеристик максимального жидкого стока (при условии избытка рыхлого материала в очаге формирования селя).

Тип 5. Прорыв заторов. Под затором понимается естественная (или искусственная) земляная (каменная) плотина, перегораживающая все русло реки и часто образующая водохранилища за счет превышения объема поступающей воды над объемом воды, фильтрующейся сквозь плотину. Существует несколько процессов, приводящих к разрушению плотины с образованием селя при смещении накопленной воды и твердого материала, составлявшего плотину: а) сдвиг плотины при условии, когда сила гидростатического (а иногда также и гидродинамического) давления больше силы предельного напряжения сдвига. Этот процесс — специфический для данного механизма;

б) перелив воды через гребень плотины с последующим размывом на основе соотношений, указанных выше для типов 3 и 4; в) повышенная фильтрация воды сквозь плотину с размывом ее со стороны нижнего бьефа, что приводит к последующему сдвигу затора по схеме «а».

Для селя, сформированного вследствие прорыва затора, прямой пропорциональности между предшествующим стоком и величиной селя может и не существовать.

Тип 6. Оплывание (оползание) грунтовых блоков, расположенных на склонах, вследствие нарушения условий равновесия за счет их переувлажнения. Механизм формирования этого селя состоит в переувлажнении блока грунта за счет вод дождевого или снегового происхождения и увеличении внутреннего напряжения этого блока  $\tau$  до величин, больших величины предельного напряжения сдвига  $\tau_0$ ,

$$\tau > \tau_0. \quad (7.1)$$

Для селей типа 6 прямой пропорциональности между жидким стоком и объемом селя не существует: если воды в русле недостаточно для руслового передвижения этих масс по более пологим уклонам, то попавшие в русло массы твердого материала вновь переходят в состояние равновесия; если воды в русле достаточно для дополнительного увлажнения грунтовой массы до состояния потери равновесия при русловом, более пологом уклоне, но недостаточно для транспортного переноса этих скоплений, то происходит дальнейшее гравитационное движение этой переувлажненной массы в виде связного селя; если воды в русле настолько много, что происходит размыв и разжижение поступивших в русло грунтовых масс, имеет место транспортный перенос их по руслу в виде несвязного селя, регенерировавшегося по типу 3, 4 и 5.

Прямой пропорциональности между жидким стоком и объемом селевых выносов для селей типа 6, как следует из изложенного, не существует.

Тип 7. Оплывание (оползание) грунтовых блоков, расположенных на склонах, вследствие нарушения условий равновесия за счет воздействия потока на низовую часть склона (подрезка).

Тип 8. Осыпание обломочного материала в русло за счет факторов, не связанных с переувлажнением. Этими факторами могут быть: гравитационное движение осыпей вследствие экзогенных процессов (включая подрезку рекой), то же за счет эндогенных процессов (например, землетрясений), то же вследствие антропогенных явлений (например, образование выемок в теле каменных россыпей при строительстве дорог). Тип 8 подобен типу 7, с той

разницей, что движение грунта по склону происходит с нарушением его структуры.

Тип 9. Русловые береговые обрушения. Можно считать, что этот тип в чистом виде, как импульс для зарождения селя, не встречается, он принимает участие в его формировании совместно с донным и береговым размывом. Отличие типа 9 от типов 3 и 4 заключается в характере силы, приводящей в движение твердый материал (гравитационные силы для типа 9 и гидродинамические для типов 3 и 4). Роль водных масс в формировании селей этого типа следует считать большей, но объем селя не всегда будет пропорционален размерам водного питания.

Тип 10. Передвижение рыхлого материала, слагающего русло, вследствие его переувлажнения и нарушения условий равновесия. По механизму аналогичен типу 6 с той лишь разницей, что селя зарождается в русле, а не на склонах. Все другие замечания, сделанные для типа 6, сохраняются и для типа 10.

Перечисленные селеформирующие процессы в сочетании с основными источниками жидкого питания селей сведены в табл. 22. В графах таблицы указана относительная частота возникновения селей различных типов на основе литературных данных, опыта полевых работ авторов и априорных соображений. Буква «В», отмечающая пропорциональность параметров селя его водному питанию, служит индексом для оценки основных факторов, которые могут быть использованы при прогнозировании селей. Многообразие селевых бассейнов и факторов, принимающих участие в селеобразовании, исключает строгую привязку каждого из рассмотренных нами типов и механизмов к какому-то определенному бассейну и дифференциацию всех селевых бассейнов в соответствии с этими типами.

Рассмотрение таблицы показывает, что из десяти описанных нами возможных механизмов формирования селей пять (1—5) вызываются приложением внешних сил (динамическое и статическое, включая гидродинамическое и гидростатическое давления) и пять (6—10) — возникновением внутренних напряжений в грунтовых массивах, блоках и скоплениях, превышающих предельное напряжение сдвигу.

В первых случаях движение твердых масс начинается вследствие превышения внешней силой  $P_d$ , вызываемой статическим или динамическим давлением (или их сочетанием), удерживающей силы  $P_y$ . Во втором — вследствие преодоления внутренним напряжением  $\tau$  предельного напряжения сдвига  $\tau_0$ .

Таким образом, для механизмов типов 1—5 «селевое» состояние может наступить при  $\Sigma P_d > \Sigma P_y$ , а для механизмов типов 6—10 — при  $\tau > \tau_0$ .

Восемь из десяти механизмов формирования селей могут принимать участие в образовании селей ледникового происхож-

Т а б л и ц а 22

## Механизм формирования селевых потоков различных типов

Силы, приводящие в движение твердый материал	Возможные источники твердого питания и характер селеформирующих процессов	Возможные основные источники жидкого питания селя			
		дождевые осадки	талые воды от сезонного снеготаяния (+ дождевые осадки)	талые воды ледников	
Динамическое и статическое давление (включая гидродинамическое и гидростатическое)	<b>Склоновые</b>				
	1. Смыв твердого материала со склонов без размыва	+++B	++B	—	
	2. Размыв и смыв твердого материала со склонов	+++B	++B	—	
	<b>Русловые</b>				
	3. Русловой донный размыв	+++B	++B	++B	
	4. Русловой береговой размыв	+++B	++B	++B	
	5. Прорыв заторов	++	++	+	
	Гравитационные сели	<b>Склоновые</b>			
		6. Оплывание (оползание) связных грунтовых блоков вследствие нарушения равновесия за счет переувлажнения	+++	++	++
		7. То же — за счет воздействия потока на низовую часть склона (подрезка)	++B	+B	+B
8. Осыпание грунта вследствие факторов, не связанных с переувлажнением		++	+	+	
<b>Русловые</b>					
9. Русловые береговые обрушения	++B	++B	++B		
10. Нарушения равновесия русловых масс	++	+	+		

Примечания: 1. Буквой «В» обозначены случаи, в которых возникновение селя и его размеры, как правило, пропорциональны размерам водного питания.

2. Количеством крестиков в таблице отмечается относительная частота возникновения селей указанных типов.



дения. В одних случаях объем селей и другие его параметры, так же как максимальный расход, определяются величиной поступающих вод, в других — такой пропорциональности может и не быть. Однако почти всегда образование ледниковых селей, не говоря уже о паводках, связано с избыточным поступлением воды. Причины возникновения водной составляющей ледниковых селей и паводков рассматриваются ниже.

### II.7.3. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПАВОДКОВ И СЕЛЕЙ ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Существует много причин, вызывающих образование паводков и селей ледникового происхождения. Эти причины могут быть сгруппированы следующим образом: 1) прорывы приледниковых озер, 2) прорывы внутриледниковых полостей, 3) катастрофическое таяние в результате извержений вулканов, 4) образование больших масс воды в результате схода катастрофических ледяных или снежных лавин, 5) взаимодействие обильных талых ледниковых или дождевых вод с моренным материалом. Рассмотрим поочередно названные причины.

#### Приледниковые озера и их прорывы

Озера, расположенные в современной гляциальной зоне, могут быть разделены на две группы: а) озера, подпруженные активным льдом, и б) озера, расположенные в моренах и часто подпруженные мертвым льдом.

Разберем особенности первой группы.

Х. Мааг [194] выделил следующие типы озер, подпруженных ледником: *A* — наледниковые, *B* — краевые (между краем ледника и боковой мореной или бортом долины), *C* — образующиеся в углах слияния двух ледников, *D* — образу-

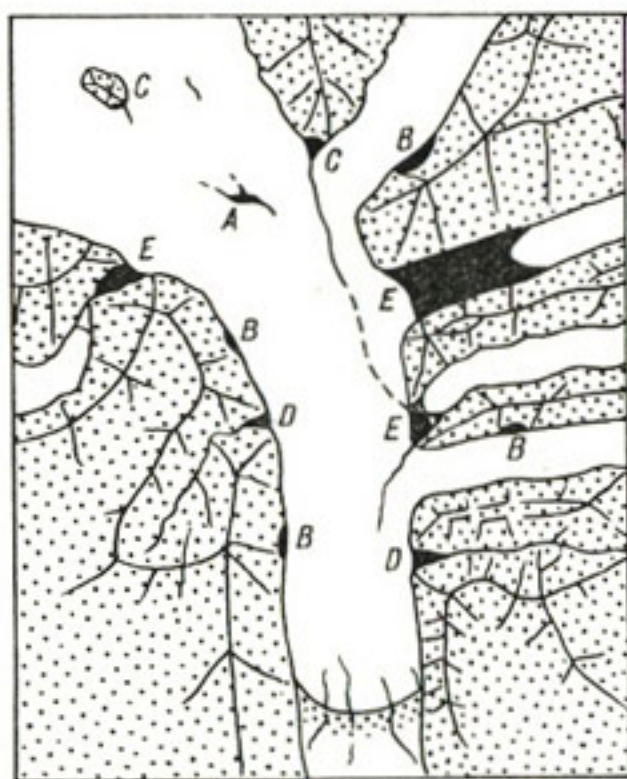


Рис. 57. Типы ледниково-подпруженных озер [194].

*A* — наледниковые; *B* — краевые; *C* — в углах слияния двух ледников; *D* — в речных долинах — притоках главной долины; *E* — в боковых долинах вследствие отступления ледника-притока

ющиеся в речных долинах — притоках главной долины, *E* — образующиеся в боковой долине вследствие отступления ледника (притока) (рис. 57).

Наиболее крупными во всех ледниковых районах являются озера двух последних типов. Измерения Х. Маага для части ледникового покрова Мак-Гилл на о. Аксель Хайберг в Канадском Арктическом архипелаге приводятся в табл. 23. Обследованная площадь приблизительно равна 900 км<sup>2</sup> (учитывались озера, площадь которых превышала 500 м<sup>2</sup>). Общее число учтенных озер было равно 125, их суммарная площадь 11 км<sup>2</sup>, суммарный объем 550 млн. м<sup>3</sup>. Большая часть озер, особенно крупных, располагается в нижней части зоны абляции.

Таблица 23

Суммарные площади и объемы ледниково-подпруженных озер различных типов на о. Аксель Хейберг, Канада (по Х. Маагу)

Тип озера	Число озер, %	Площадь, %	Объем, %
<i>A</i>	8,2	0,4	0,01
<i>B</i>	51,7	8,4	1,1
<i>C</i>	9,8	4,7	1,5
<i>D</i>	25,4	10,4	1,3
<i>E</i>	4,9	76,1	96,1

Таким образом, по числу преобладают краевые озера, а по площади и особенно объему — озера, образовавшиеся в боковой долине вследствие отступления ледника — притока. По всей видимости, указанные соотношения довольно типичны и для других ледниковых районов.

С точки зрения механики подпруживания и спуска озер существенной разницы между типами *D* и *E* нет, но с точки зрения их генезиса разница весьма существенна. Озера типа *E*, т. е. образованные вследствие отступления ледника — притока, являются закономерным явлением в районах с мощным дендритовым оледенением в современный период всеобщего отступления ледников. При отступании притока один из потоков главного ледника может затечь в боковую долину, и перед фронтом этого потока образуется озеро. Ситуация, в которой находятся озера подобного типа (Мерцбахера на Тянь-Шане и Тульсеква в Британской Колумбии), поразительно сходна. Озера этого типа часто прорываются, образуя катастрофические потоки.

Озера типа *D* часто образуются в фазу наступания пульсирующего ледника в устье реки, впадавшей до наступания в главную реку, берущую начало с пульсирующего ледника. Классическим примером подобной ситуации является подпруживание реки Адбукагор ледником Медвежий на Памире. Прорыв образующегося озера формирует мощные паводки на р. Ванч с максимальными расходами порядка 1000 м<sup>3</sup>/с, как это было

летом 1963 и 1973 гг. [103, 50]. В горах штата Аляска и прилегающих провинций Канады зафиксировано более 200 пульсирующих ледников, причем, как отмечают О. Пост и Л. Майо [217], «практически все пульсирующие ледники блокируют боковые долины во время своего быстрого наступания, образуя подпруженные ледником озера и вызывая наводнения в результате прорыва озер».

Изучение литературы по прорывам озер в ряде ледниковых районов мира позволяет нам сделать вывод о том, что наибольшую опасность представляют именно озера, образованные в боковых долинах вследствие подпруживания активными долинными ледниками.

Существует ряд гипотез о механизмах опорожнения ледниково-подпруженных озер. Сводку их приводят О. Пост и Л. Майо:

1. Медленная пластическая деформация льда вследствие разности гидростатического давления воды озера и менее плотного льда ледяной плотины (см. гл. 3) [169].

2. Всплывание ледяной плотины [238].

3. Расширение трещины вследствие комплексного воздействия касательного напряжения движущегося ледника и высокого гидростатического давления [207].

4. Сток по малым, существовавшим ранее каналам, расположенным по границе ледника и ложа, или между кристаллами льда [217].

5. Перелив воды через ледяную плотину, обычно у края ледника [186].

6. Подледниковое таяние вследствие вулканического тепла [241].

7. Разрушение плотины в результате землетрясения [241].

Первая из названных причин может действовать только, если глубина воды превышает 200 м [169], что случается редко. По-видимому, близкие условия должны существовать и для того, чтобы действовала третья из названных причин. Сток по ранее существовавшим малым каналам (4-я причина) не объясняет быстрое опорожнение озер, а движение воды между кристаллами льда очень несущественно или вообще отсутствует. Прорывы вследствие деятельности вулканов и землетрясений вероятны, но случаются не во всех районах. Наиболее естественны и потому поддерживаются большинством авторов две причины прорывов озер, являющиеся, по-видимому, главными: всплывание ледяной плотины, когда глубина озера достигнет приблизительно  $\frac{9}{10}$  высоты ледяного барьера и перелив воды через плотину, сопровождающийся ее разрушением.

Преобладающее распространение той или иной причины прорыва озера зависит в значительной степени от географических условий. Опорожнение озера вследствие всплытия плотины с дальнейшим стоком талых вод по каналам в толще подпружи-

вающего ледника требует, по крайней мере, отсутствия примерзания ледника к ложу и не очень низкие температуры в его толще. Наоборот, низкая температура толщи ледника и у его ложа, сопровождающаяся вечной мерзлотой, не способствуют внутриледниковому характеру стекания озерных вод. Наблюдения Х. Маага [194] на о. Аксель Хейберг и анализ литературных данных позволили ему сделать вывод о том, что опорожнение озер вследствие переливания воды через ледяной барьер, сопровождающиеся его разрушением, характерно для арктических районов с холодным льдом. Внутри- или подледниковое стекание озерных вод характерно для района с изотермическим (теплым) или слегка холодным (субполярным, по Х. Альману) льдом. Этот вывод Маага совпадает с выводом автора о характере стекания талых вод с ледника в зависимости от термических особенностей ледника (гл. 2, 3).

Различный характер и причины опорожнения озер определяют и различия в гидрологическом режиме формирующегося паводка. В случае всплытия ледяного барьера озеро опорожняется быстро и почти полностью. В результате ветвь подъема гидрографа паводка весьма крута, а ветвь спада по крутизне примерно равна ветви подъема или даже круче ее (что, вообще говоря, нетипично для гидрографов паводков). Примеры подобных гидрографов приводятся на рис. 58. В случае перелива воды через плотину разрушение ее происходит в результате теплоотдачи нагретой выше  $0^{\circ}\text{C}$  озерной воды льду плотины, а также вследствие механической эрозии льда. Эти процессы не происходят интенсивно, озеро спускается медленнее, а часто спуск его вовсе приостанавливается. В результате гидрограф паводка отличается крутой ветвью подъема и более пологой ветвью спада (рис. 59).

Наиболее детально процесс опорожнения приледникового озера посредством перелива воды через ледяную плотину изучен Маагом на четырех озерах о. Аксель Хейберг, особенно на оз. Битвин. Это озеро заключено между краями подходящих близко друг к другу ледников Томпсона и Уайт. Его объем порядка  $7,5$  млн.  $\text{м}^3$ , средняя глубина  $18$  м, максимальная глубина  $35$  м. За период  $1959$ — $1965$  гг. озеро прорывалось каждый год в июле, за исключением  $1964$  г., когда таяние было слишком мало, чтобы заполнить озеро. Прорыв озера начинается с перелива через ледяную плотину, представляющую собой стык ледников Уайт и Томпсона. В  $1963$  г. через  $12$  ч после начала перелива поверхность изливающегося потока была уже на  $60$  см ниже гребня плотины, через  $40$  ч поток пропилил узкое ущелье глубиной  $14$  м, а к концу прорыва (приблизительно через  $6$  сут) размеры ущелья были приблизительно  $1000$  м длины,  $5$  м ширины и  $25$  м глубины.

Образование ущелья происходило в результате теплоотдачи воды с начальной температурой  $2^{\circ}$  льду с начальной температу-

рой  $-10^{\circ}$ . Роль механической эрозии, а также тепла, выделяемого вследствие трения потока о стенки, оценивается Маагом в 7 раз меньшей, чем роль термического воздействия воды. Максимальный расход воды прошел приблизительно через 16 ч после начала прорыва и был равен  $140 \text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как непрорывные максимальные расходы воды на порядок меньше.

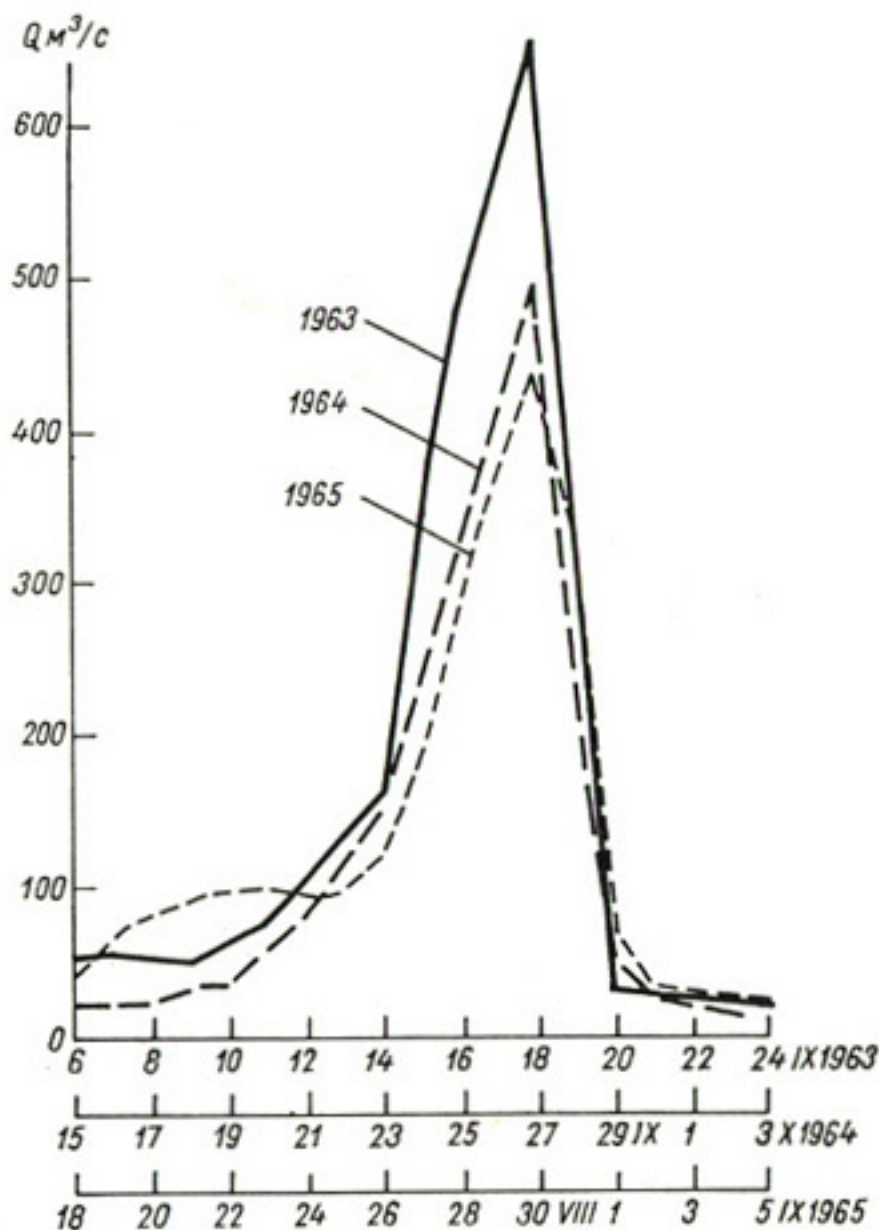


Рис. 58. Паводки на р. Иныльчек (устье), формирующиеся вследствие прорыва оз. Мерцбахера из-за поднятия ледяного барьера ( $F=1730 \text{ км}^2$ ).

Другой тип прорыва приледниковых озер связан со всплыванием ледяного барьера, когда глубина воды достигнет приблизительно  $9/10$  высоты барьера. Однако эта причина может рассматриваться только как первичный импульс, ибо избыточная вода может уйти, а барьер опустится на свое место до накопления избытка воды, достаточного для следующего попуска. На самом деле озера часто спускаются полностью, причем сток осуществляется целиком под поверхностью ледника. Наиболее реальное объяснение механизма прорыва следующее. После

поднятия ледяного барьера вода устремляется по каналам, которые могли существовать в сильно редуцированном виде с предшествующего прорыва, или по другим внутриледниковым каналам. Вследствие выделения значительной энергии от трения потока о стенки каналов они быстро расширяются, и опускание ледяного барьера на прежнее место уже не препятствует стоку вод из озера, все ускоряющемуся вследствие расширения сбросного тоннеля (или тоннелей). Количественно этот процесс изучен наилучшим образом для оз. Саммит в Британской Колумбии.

Это озеро расположено у ледника Сомон и подпружено другим безымянным ледником. Сток из озера происходил в северном направлении через скальный ригель. Так было, по крайней мере, с 1890 по 1960 г. В декабре 1961 г. озеро неожиданно прорвалось на юг сквозь ледник Сомон (или под него). Вода, пройдя путь более 11 км, вышла из-под ледника в верховьях р. Сомон, сформировав катастрофическое наводнение. С этого времени и до 1970 г. прошли еще четыре наводнения — в 1965, 1967, 1968 и 1970 гг., все осенью или в начале зимы [198, 217]. Эти наводнения принесли ущерб на сумму более 1 млн. долларов [199].

Опыты с пуском флуоресцентной краски в озеро и измерением флуоресценции в истоке р. Сомон показали, что в обычных непрорывных условиях из озера под ледник фильтруется не менее  $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$ , причем фильтрация происходит под ледником слоем толщиной около 2 мм [165].

По наблюдениям У. Метьюза [198], опорожнение озера в 1965 и 1967 гг. продолжалось 15—16 суток. Объем озера оценивается нами, по данным У. Метьюза, в 200—250 млн.  $\text{м}^3$ . Расход воды в реке постепенно увеличивается от 1—10  $\text{м}^3/\text{с}$  до прорыва до величин порядка 3000  $\text{м}^3/\text{с}$ . Величина расхода  $Q_t$  обнаружила устойчивую зависимость от объема воды  $V_t$ , стекающей к этому моменту  $t$ :

$$Q_t = aV_t^{1,5}. \quad (7.2)$$

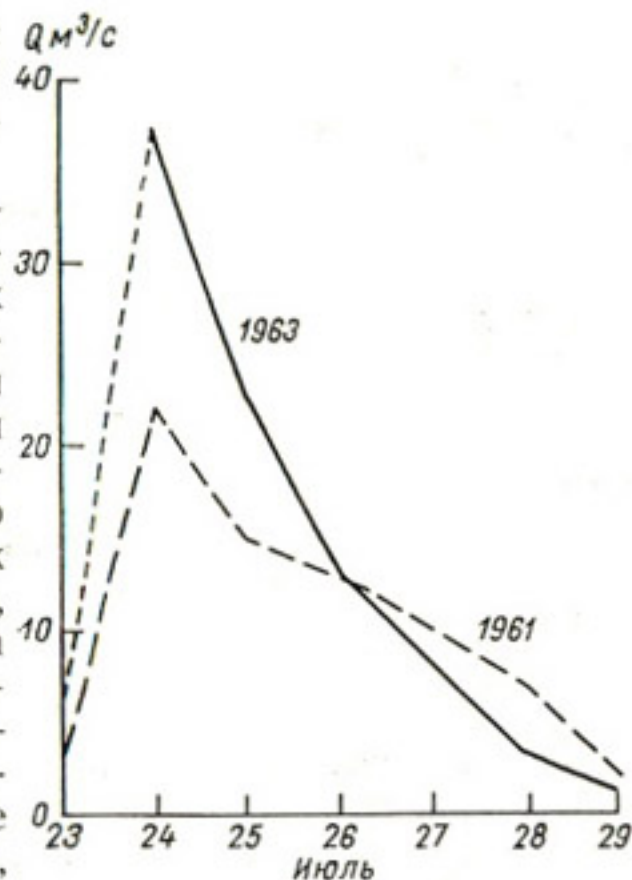


Рис. 59. Паводки, формирующиеся вследствие прорыва озер из-за перелива воды через ледяную плотину (оз. Битвин на о. Аксель Хейберг в Канаде, по данным Х. Маага [194]).

Коэффициент  $a$  и для прорыва 1965 г., и для прорыва 1967 г. был равен  $7,2 \times 10^{-10} \text{ м}^{-1,5} \text{ с}^{-1}$ .

Размеры тоннеля, способного пропустить расходы воды известной величины, определены следующим образом. Средняя скорость течения воды по формуле Маннинга равна

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2}, \quad (7.3)$$

где  $R$  — радиус,  $I$  — уклон,  $n$  — коэффициент шероховатости стенок тоннеля. Если поперечное сечение тоннеля есть круг, то расход воды равен

$$Q = \pi R^2 V. \quad (7.4)$$

Приравнивая величины скорости из формул (7.3) и (7.4), получим

$$R = (Qn\pi^{-1}I^{-1/2})^{3/8}, \quad (7.5)$$

или

$$R = bQ^{3/8}, \quad (7.6)$$

где

$$b = (n\pi^{-1}I^{-1/2})^{3/8}.$$

Оценки, выполненные Метьюзом на основе приведенных соотношений, показали, что диаметр тоннеля постепенно увеличивался от величин менее 1 м до величин, превышающих 12 м.

Другим известным озером, катастрофически прорывающимся и формирующим катастрофические наводнения, является оз. Тульсеква в Британской Колумбии близ границы с США. С северо-восточного края ледникового покрова Джуно берет начало выводной ледник Тульсеква дендритового типа. По М. Маркусу [195], в 70-х гг. XIX в. ледники начали сокращаться, и некоторые притоки отделились от главного ледника. Тело главного ледника послужило запрудой для начавшего формироваться озера, причем один из притоков главного ледника стал заканчиваться в озере, и значительная часть расхода его вещества стала происходить вследствие образования айсбергов. Наибольших размеров озеро достигло приблизительно в 1910—1920 гг., когда объем его составлял около 900 млн. м<sup>3</sup>. Затем вследствие понижения поверхности главного ледника объем озера постепенно снижался до 580 млн. м<sup>3</sup> в 1930 г. и до 230—250 млн. м<sup>3</sup> к концу 50-х гг. Дальнейшая деградация оледенения приведет к исчезновению озера.

С 1942 г. за озером ведутся постоянные наблюдения, показывающие, что оно прорывается ежегодно преимущественно в августе. Сток воды происходит ниже поверхности ледника Туль-

секва на расстоянии порядка 6—7 км, и затем вода появляется в истоке одноименной реки, формируя наводнения с максимальными расходами воды порядка 1500 м<sup>3</sup>/с [195]. Паводок продолжается 4—5 дней.

Механизм прорыва М. Маркус объясняет следующим образом. Край ледяного барьера находится в озере на плаву, но на некотором расстоянии от края находится критическая зона, где лед соприкасается с ложем. Когда глубина воды достигает  $\frac{9}{10}$  мощности льда в критической зоне, лед приподнимается, давая воде временный доступ к небольшой площади ложа ледника и превращая воду из силы гидростатической в силу гидродинамическую. Далее если будет найден первичный путь для стока, вода сможет расширить тоннель в результате перехода кинетической энергии в тепло, выделяемое при трении потока о ледяные стенки.

Как уже указывалось, ситуация, весьма сходная с ледником Тульсеква, существует на Тянь-Шане. После отступления ледника Северный Иныльчек правый поток ледника Южный Иныльчек начал вливаться в долину Северного Иныльчека, подпрудив ее и образовав озеро, названное озером Мерцбахера. Как и на оз. Тульсеква, одной из статей убыли этого потока является образование айсбергов. Озеро имеет при высоком уровне длину около 4 км при средней ширине 1 км и объем порядка 200 млн. м<sup>3</sup>. Озеро прорывается обычно ежегодно, чаще всего в начале сентября. Вода проходит под поверхностью ледника Иныльчек путь в 14 км и появляется в истоках р. Иныльчек, берущей начало из-под ледника. Спуск воды длится около недели. Измерений или расчетов максимальных расходов воды в истоке р. Иныльчек не проводилось, но можно полагать, что величины максимальных расходов должны быть порядка 1000—2000 м<sup>3</sup>/с.

В течение нескольких лет на р. Иныльчек в устье действовал гидрометрический створ. Река Иныльчек имеет длину около 60 км, пойма широкая, река разбивается на ряд рукавов. В таких условиях паводок, возникший в верховьях, должен заметно распластаться. И тем не менее максимальные расходы паводков прорывного происхождения в несколько раз превышают максимальные расходы паводков, не связанных с прорывом. Гидрограф реки (рис. 60) своеобразен. Вследствие того что река питается преимущественно талыми водами высокогорных снегов и ледников, она имеет летнее половодье (июнь—август) и длительную весьма низкую межень во все остальные времена года. Большая пойма сглаживает все пики расходов воды.

На этом фоне особенно резко выделяется очень высокий пик от прорыва оз. Мерцбахера, хотя и он, безусловно, в сильной степени сглажен. К сожалению, расходы воды во время прорывов не измерялись, а определялись путем экстраполяции кривой  $Q=f(H)$ , и потому точность их невысокая. Объемы



паводков, вычисленные автором, приводятся ниже (сток воды, не связанный с прорывом, в приводимые объемы не входит):

Дата, год . . . II—19/IX 1963 г. 21—28/IX 1964 г. 26/VIII—1/IX 1965 г.  
Объем, млн. м<sup>3</sup> 220 140 120

Автор был свидетелем паводка на р. Иныльчек, сформировавшегося в результате прорыва оз. Мерцбахера в 1970 г. Экспедиционный отряд Тянь-Шанской физико-географической станции, в составе которого был и автор, прибыл к устью р. Иныльчек 1/IX. Вода была очень высокой. Поток отличался высокой насыщенностью наносами и переносил по дну весьма крупные

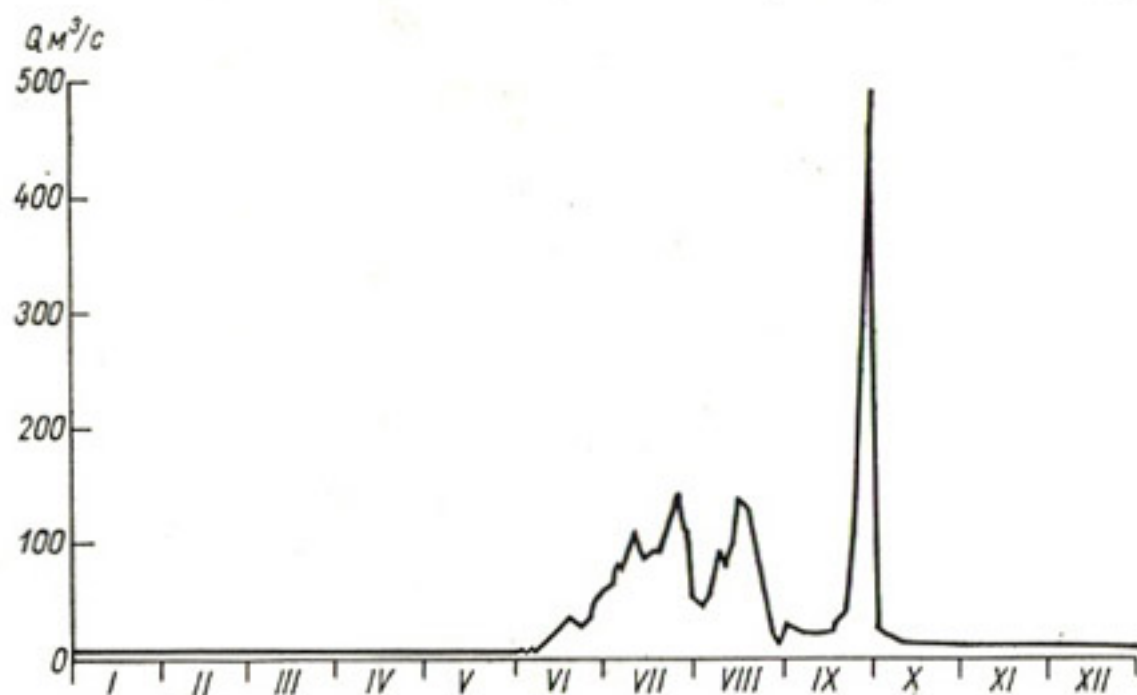


Рис. 60. Гидрограф р. Иныльчек в устье ( $F=1730$  км<sup>2</sup>), 1964 г.

валуны. Высокие уровни воды держались до вечера 4/IX. К утру 5/IX вода резко упала примерно на 1 м. Прорыв закончился.

Осмотр фронта ледника Иныльчек, проведенный 6/IX, показал, что основная масса воды как во время прорыва, так и в обычном состоянии вытекает из грота, расположенного у левого края языка ледника. Дренажные системы ледника непрерывно перестраиваются: грот за один год передвинулся вниз по леднику приблизительно на 100 м, следы прорывных вод разного времени видны вдоль всего края ледника. Две серии аэрофотоснимков, сделанных в 1943 г. 18/VIII (перед прорывом) и 7/X (после прорыва), показывают, что основная часть воды во время прорыва шла из-под центральной части фронта. Озеро находится у левого края ледника, а основное направление сбрасываемых вод во всех случаях по диагонали к центру и левому краю ледника.

Через пять дней после конца прорыва (9/IX) мы достигли оз. Мерцбахера. Воды в озере было очень мало, только у ледя-

ной плотины. Все дно было покрыто ледяными глыбами — айсбергами высотой до 20 м. Часть айсбергов осела на склонах озера, фиксируя максимальный уровень воды. По глазомерной оценке он находился на высоте не менее 50 м над дном. Ледяной барьер круто обрывается к озеру. Высота линии айсбергов на склонах больше, чем высота бровки ледяного барьера, что указывает на то, что ледяной барьер всплывает по мере заполнения озера.

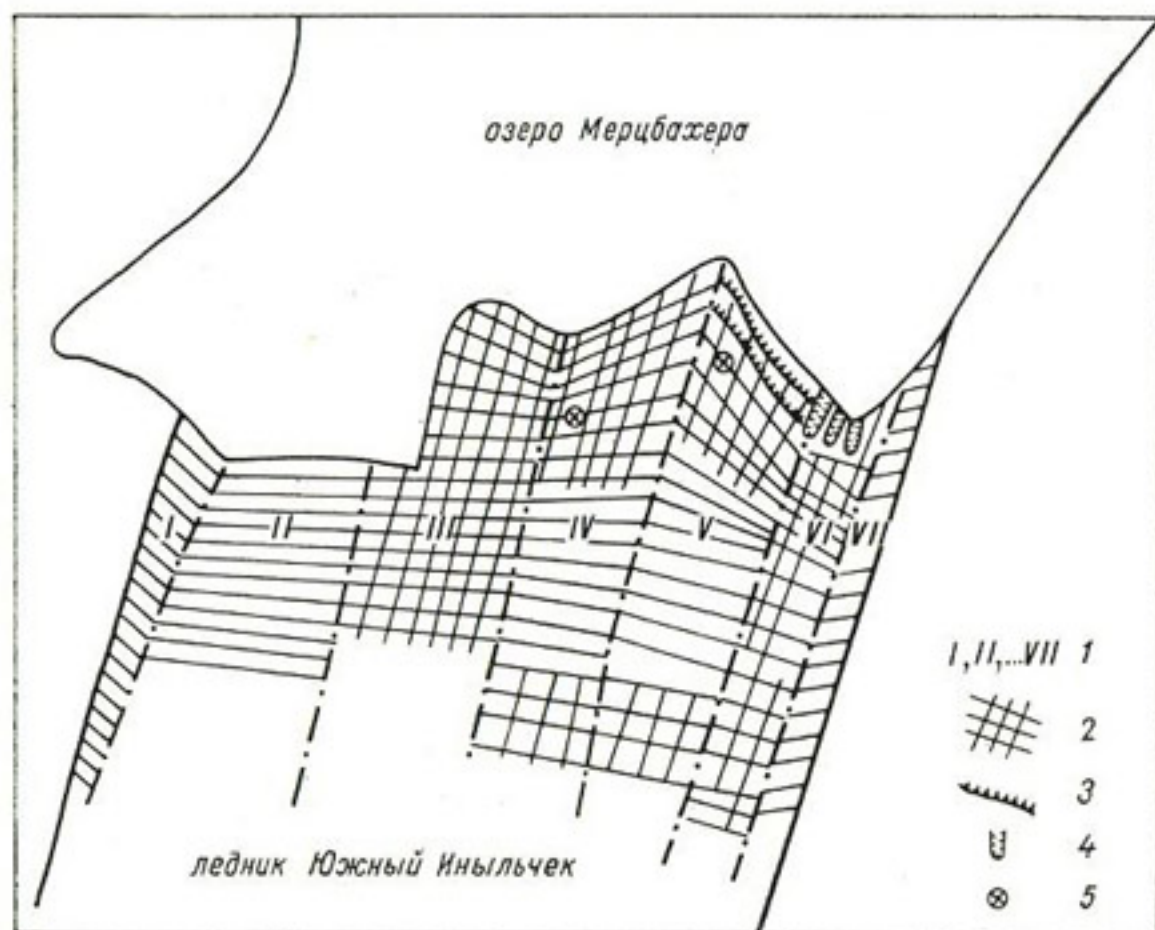


Рис. 61. Схема ледникового барьера оз. Мерцбахера.

1 — зоны, различающиеся по преобладающей ориентировке трещин; 2 — преобладающее направление трещин; 3 — трещины-рвы, параллельные береговой линии; 4 — трещины-рвы, направленные по движению ледника; 5 — места измерения глубины трещин.

Нами было проведено специальное исследование ледяного барьера. Он характеризуется блоковым рельефом, отражающим как большую интенсивность вертикальных движений льда при спуске и подъеме воды в озере, так и значительную скорость горизонтального движения льда ледника. Нами выделено несколько зон с различным преобладающим рисунком трещиноватости (рис. 61).

Зона I. Трещины расположены под углом 30—50° к борту долины и представляют собой обычные диагональные трещины ледника. По всей видимости, этот участок не всплывает во время прорыва.

Зона II. Трещины параллельны краю озера, причем поверхность ледника понижается к нему огромными блоками. Зона занимает самое низкое на барьере гипсометрическое положение.

Зона III. Развита взаимно перпендикулярная система трещин, но преобладают продольные трещины, берущие начало от края ледника и протягивающиеся в длину на 50 м.

Зона IV. Поверхность не имеет четко выраженного рельефа. Наряду с трещинами, параллельными краю озера, есть и перпендикулярные. Концевая часть зоны несколько приподнята. Глубина одной из трещин в этом месте была 94 м, причем до воды было 34 м.

Зона V. Трещины образуют прямоугольную систему, причем параллельно краю ледника проходят две огромные трещины. Концевая часть зоны приподнята и лежит выше концевых частей всех зон (кроме I и VII). В приподнятой части зоны все время происходит образование новых трещин. Глубина одной из трещин оказалась равной 98 м.

Зона VI. Очень сложная система трещин. Край ледниковой плотины разбит тремя очень широкими трещинами (провалами), перпендикулярными береговой линии.

Зона VII. Аналог зоны I.

Активное образование трещин на ледяном барьере вполне понятно, если учесть, что скорость понижения барьера при спуске озера составляет примерно 5—10 м/сут, а скорость его поднятия соответствует, по данным С. Э. Айрапетьянца и Е. К. Бакова [7], скорости заполнения озера и равна примерно 1—2 м/сут.

Анализ рисунка трещин привел нас к выводу, что наиболее вероятное место спуска располагается в пределах III, IV и V зон, а зоны II и VI занимают промежуточное положение между подвижной и неподвижной частями барьера.

Как уже отмечалось в гл. 3, ледник Иныльчек имеет ярусное строение. По мнению С. Э. Айрапетьянца и Е. К. Бакова [7], оз. Мерцбахера располагается на поверхности второго яруса ледника Северный Иныльчек и по нему же, а затем по второму ярусу ледника Южный Иныльчек, богатому внутрiledниковыми каналами, происходит сток вод из озера. Первичный механизм прорыва и последующее расширение каналов происходят в соответствии со схемой, изложенной при описании озер Саммит и Тульсеква. Гипотетический разрез по продольной оси оз. Мерцбахера и ледника Северный Иныльчек перед прорывом и после прорыва, уточняющий схему Айрапетьянца и Бакова, приводится на рис. 62.

Особым случаем катастрофических паводков, связанных с прорывами приледниковых озер в областях активного вулканизма, являются йокульхлаупы, сохраняющие за собой исландское наименование, так как наиболее ярко они проявляются в Исландии, где они и изучены наилучшим образом [238—

240 и др.]. На ледниковом покрове Ватнайокуль находится вулкан Гримсвотн. Талые воды ледника, образующиеся как вследствие вулканического тепла, так и поверхностной абляции, накапливаются в гигантской депрессии площадью 35—40 км<sup>2</sup> и раз в 5—10 лет прорываются с максимальными расходами порядка 10 000—50 000 м<sup>3</sup>/с. Снижение гидростатического давления приводит к извержению вулкана, способствующего, в свою очередь, новому накоплению воды в депрессии.

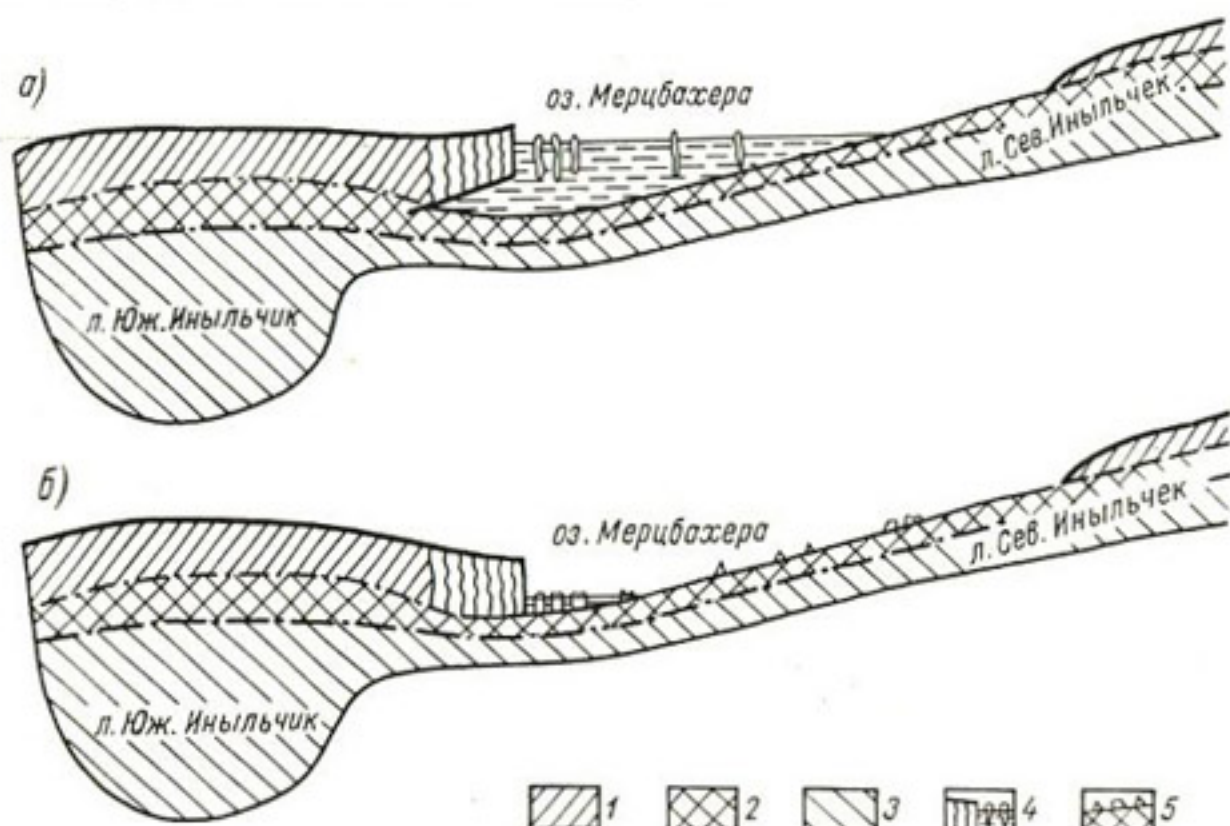


Рис. 62. Гипотетический схематический разрез через ледники Южный и Северный Иныльчек перед прорывом оз. Мерцбахера (а) и после прорыва (б).

1 — верхний, активный ярус ледников; 2 — средний ярус, по которому происходит сток вод из озера; 3 — нижний ярус; 4 — ледяной барьер и озеро с айсбергами (вертикальные движения барьера преувеличены); 5 — айсберги на сухом дне озера.

В заключение раздела о приледниковых озерах отметим, что из работы Х. Ротлисбергера [222] следует, что накопление и опорожнение приледниковых озер связано с сезонными колебаниями давления воды в леднике. Периодически прорывающееся оз. Горнерзее в Альпах расположено в углу слияния ледника Горнерглетчер с его притоком Гренцглетчер. Вследствие более высокого давления внутриледниковых вод зимой пьезометрическая линия проходит выше дна озера, что обеспечивает условия его наполнения. Летом давление понижается, и пьезометрическая линия опускается ниже дна озера, что способствует его опорожнению, так как градиент давления озерной воды направлен от озера наружу.

Из той же теории следует, что динамическое равновесие между давлением воды и давлением льда, регулирующее

размеры внутриледниковых каналов, не существует в верхних слоях ледников мощностью порядка 50 м, так как в этих слоях давление льда слишком мало. Вследствие этого озера, имеющие высоту ледяной плотины менее 50 м, не могут отличаться циклическим режимом опорожнения и наполнения. К этому же выводу, основываясь на материалах обследования ледниково-подпруженных озер Норвегии, эмпирическим путем пришел и О. Листол [186]. Становится понятно, почему небольшие приледниковые озера относительно более устойчивы, чем более крупные озера, находящиеся в подобных же условиях.

### **Прорывы внутриледниковых полостей**

Известные нам случаи прорывов могут быть объединены в две группы: 1) прорывы внутриледниковых полостей в активном льду, 2) прорывы внутриледниковых полостей в мертвом льду.

О прорывах внутриледниковых полостей, расположенных в активном льду, уже говорилось в п. 2 гл. 3. Здесь повторим, что эти прорывы — закономерное явление в гидрологии многих ледников. При этом лишь очень немногие прорывы формируют катастрофические паводки. Статистических данных по этому вопросу весьма мало, но имеющиеся позволяют нам высказать предположение о том, что вода, излившаяся из полости (или полостей), сама по себе в редких случаях формирует катастрофический паводок. Она лишь является первичным импульсом для селя, формирующегося вследствие воздействия водного потока на морены, слагающие его русло (механизмы селеобразования № 3, 4, 7, а также № 6, 9, 10 — см. п. 3 настоящей главы). Эта причина возникновения гляциальных селей будет разобрана ниже. Часто селевой поток, сформировавшийся в пределах гляциальной зоны, невелик и мог бы остаться незамеченным, но особенности строения долины ниже гляциально-нивальной зоны (сужения долины с бортами, сложенными, по крайней мере, в отдельных местах рыхлым материалом) способствуют его дальнейшему росту. Ярким примером этого являются изучавшиеся нами сели, сходящие по р. Герхожан на г. Тырнауз на Кавказе [108].

В районах с климатом, более близким к морскому, где условия формирования внутриледниковых полостей с водой более благоприятны, закономерны паводки вследствие прорыва полостей в активном льду. В районах с континентальным климатом паводки формируются в результате прорывов полостей, расположенных преимущественно в мертвом льду, а также озер, находящихся в моренах и подпруженных мертвым льдом.

А. П. Горбунов [42] отмечает, что конечные морены современных ледников Заильского Алатау с содержащимся в них погребенным мертвым льдом находятся в зоне вечной мерзлоты.

К ледниковому льду следует добавить лед собственно подземного происхождения, содержание которого в моренах Туюксу составляет не менее 50% по объему. Морены со льдом пронизаны каналами стока талых вод, причем малая пластичность льда способствует сохранению каналов. Нарушение каналов стока, а также возможное насыщение морены водой являются основными причинами возникновения гляциальных селей. А. П. Горбунов считает, что главную роль в зарождении гляциальных селей района играет нарушение гидрографической сети в толще мертвого льда, а озера в моренах могут быть только дополнительным фактором.

Крупнейший сель, прошедший по р. Малой Алматинке в июле 1973 г., зародился в зоне конечных морен ледников, расположенных в верховье реки. Он почти распластался в широкой троговой долине у метеостанции Мынжилки, но размыв габрионной плотины и отложений рыхлого материала в сужениях ниже по долине способствовали его резкому росту до катастрофических размеров.

Гляциальные сели, возникающие вследствие прорывов внутриледниковых полостей, проходят, как правило, в периоды устойчивой хорошей погоды, когда внутриледниковая гидрографическая сеть не успевает приспособиться к увеличившемуся стоку. На этом основании можно составлять территориальные прогнозы периодов селевой опасности.

### **Катастрофическое таяние в результате извержений вулканов**

Тепло, выделяющееся при извержении вулканов, вызывает бурное таяние ледников и снежных полей, расположенных на их склонах. Обилие незакрепленного растительностью вулканического материала способствует превращению возникающих бурных потоков в сели. Селевые потоки вулканического происхождения называются лахары. Гляциальные паводки и сели, связанные с извержениями вулканов, могут случиться в любое время года, причем зимой они могут быть даже крупнее вследствие таяния снега и на свободных от ледников склонах.

Лахары известны во многих районах современного вулканизма. Л. Ллибутри [188] отмечает их прохождение в Исландии, Японии, Сицилии, О. Пост и Л. Майо [217] описывают два случая гляциальных селей, возникших на Аляске на склонах вулканов Редаубт и Кратер Пик, и подчеркивают возможную опасность в зонах действующих вулканов Аляски.

В СССР лахары имеют широкое распространение на Камчатке, причем селеопасны только районы действующих вулканов, так как в других местах высокая водопроницаемость грунтов и относительно малая интенсивность таяния или выпадения жидких осадков не способствуют образованию селей [83].

Наибольший из известных нам в мире селей по объему вынесенного материала сформировался на Камчатке. В результате взрыва вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. и последующего отложения пепла в осевой части взрыва растаял слой снега мощностью 1—2 м. Затем по долине Сухой Хапицы пошел пирокластический поток, превратившийся в селевой, длиной 80—85 км. Общий объем перенесенного рыхлого материала оценивается в 500 млн. м<sup>3</sup> [43].

### **Паводки и сели в результате схода катастрофических снежных или ледяных лавин**

Огромные ледяные или снежные обвалы отличаются колоссальным количеством движения вследствие их высокой массы и скорости. В процессе перемещения лавины часть ее кинетической энергии расходуется на трение, в результате чего выделяется тепловая энергия, затрачиваемая на таяние снега и льда. Так первично сухая лавина может стать мокрой вплоть до преобладания жидкой фазы и даже полного исчезновения твердой фазы. По-видимому, этот процесс может ярко проявляться лишь в случаях очень больших лавин. Такие лавины захватывают часто на своем пути огромные массы рыхлого материала, а образующиеся талые воды способствуют превращению лавины в сель. Если грунт захватывается на относительно малых абсолютных высотах и потому имеет довольно высокую температуру, теплосодержание грунта является дополнительным (а иногда и основным) фактором таяния.

Можно полагать, что многие очень крупные ледяные обвалы отличались указанными особенностями. Наиболее хорошо изучена подобная лавина-сель, случившаяся в Перу 31/V 1970 г., унесшая жизнь 20 тыс. человек, что является наибольшей ледниковой катастрофой в мире. По данным Л. Ллибутри [191], в результате сильнейшего землетрясения с ледяной шапки массива Уаскаран сошли две очень крупных ледяных лавины. Оторвавшись от ледяной шапки на высоте около 6300 м и пролетев почти вертикально вниз до расположенного ниже ледника, они сорвали на высотах 5800—5100 м большие массы фирна. Более крупная из двух лавин вначале состояла из 7 млн. м<sup>3</sup> твердого материала (из которых 2,5 млн. м<sup>3</sup> осталось на нижележащем леднике) и 1,1 млн. м<sup>3</sup> льда. С ледника было захвачено 4—5 млн. м<sup>3</sup> фирна. Образовалась огромная лавина, сорвавшая на своем пути на высоте приблизительно 3500 м около 30 млн. м<sup>3</sup> рыхлого материала, средняя температура которого была 15°.

Высокая температура грунта была главной причиной превращения масс фирна и льда в воду (вторичной причиной было в данном случае тепло, выделявшееся при диссипации энергии потока). «Всего лишь с 13% жидкой воды лавина стала пол-

ностью текучей» [191], т. е. превратилась в связный сел. Преодолев водораздел высотой 80 м, лавина обрушилась на г. Юнгай, расположенный на высоте 2500 м. Путь между вершиной Уаскаран и Юнгаем длиной 14,6 км с перепадом высот почти 4 км лавина-сель прошла со средней скоростью 400 км/ч, т. е. всего лишь за две-три минуты. Подобного рода катастрофические селеподобные лавины случались у подножия массива Уаскаран и раньше.

### **Взаимодействие обильных талых ледниковых или дождевых вод с моренным материалом**

В ряде случаев гляциальные сели формируются без видимых значительных источников жидкой составляющей, так как какие-либо следы прорывов озер или внутриледниковых полостей отсутствуют, равно как и другие из ранее упомянутых причин. Гипотеза автора [29], сводившаяся к единовременному сбросу вод, аккумулярованных на поверхности ледника, по мере накопления новых данных оказалась несостоятельной (см. гл. 2). К тому же для образования многих из известных селей требуется меньшее количество воды, чем это считалось ранее, так как основной несущей средой селевого потока во многих случаях является не вода, а глинистая суспензия [16].

Сели, сформировавшиеся в результате взаимодействия обильных «непрорывных» талых ледниковых вод с моренным материалом, детально изучались на р. Герхожансу — правом притоке Баксана, экспедицией проблемной лаборатории снежных лавин МГУ при участии автора [108]. По р. Герхожансу в 1960, 1961 и 1962 гг. прошли три катастрофических селя, каждый из которых выносил к г. Тырнаузу 180—400 тыс. м<sup>3</sup> твердого материала. Все сели проходили в середине лета и во второй половине дня, в периоды с очень теплой погодой.

Полевое обследование показало, что причинами зарождения селей не могли быть ни прорывы озер, ни прорывы внутренних полостей ледников, расположенных в верховьях долины. Во всех случаях сель зарождался в зоне конечных морен стадии фернау, где пропилено каньонообразное ущелье, по которому осуществляется сток талых вод с левого из двух главных ледников верховьев реки. Длина вреза 880 м, ширина по днищу 5—10 м, высота бортов достигает в средней части 15—25 м при крутизне до 60—70° (угол естественного откоса 30—32°). Морена сложена грубообломочным материалом с песчаным заполнителем. Содержание грубообломочного материала колеблется от 20 до 80%. Механический состав заполнителя следующий: песок — 40—55%, гравий — 15—30%, пылеватые частицы — 10—20%, глинистые частицы — 5%.

Невысокое содержание глинистых частиц обеспечивает тем не менее тиксотропные свойства грунтов морены, которые



закljučаются в способности переходить в текучее состояние после приложения механической нагрузки вследствие разрушения гидратных оболочек глинистых частиц и высвобождения рыхло-связанной воды.

Ю. В. Мудров и Н. В. Тумель экспериментами в поле установили, что данные грунты тиксотропные свойства обнаруживают при влажности 8—13%. Минимальная молекулярная влагоемкость их равна в среднем 4,5%, максимальная — 20—25%. Не случайно, видимо, что в Заилийском Алатау суглинисто-песчаные грунты морен Туяксуйских ледников переходят после приложения механической нагрузки в жидкое состояние при влажности 6—10% [42]. По данным наблюдений нашей экспедиции, влажность грунтов в селеформирующем очаге, равная 6—13%, наблюдалась во второй половине июля—начале августа 1963 г., когда и были наилучшие за год условия для формирования селей с точки зрения состояния грунтов.

Образование селей происходит, по-видимому, следующим образом. Высокое таяние ледников в предселевой период обеспечивает значительный приток вод в зону конечных морен. При этом вода стекает преимущественно по селеформирующему врезу, а часть фильтруется в морены, повышая их влажность и приводя их тем самым в тиксотропное состояние. Вода, текущая по руслу, производит подрезку неустойчивых крутых склонов, вызывая массовое их обрушение. Формируется связный сел, который обеспечивают сразу несколько разобранных выше механизмов селеобразования.

Возможно, первичным импульсом для размыва является одна из пульсации стока с ледника, что характерно именно для периодов высоких вод. Уже зародившийся сел вызывает вибрацию нижних частей склонов, что обеспечивает разрушение гидратных оболочек глинистых частиц и разжижение грунтов, начинающих перемещаться к потоку и увеличивающих тем самым его размеры. Очевидно, что максимальный расход селя и его объем не связаны прямой зависимостью с величиной поступления воды с ледника.

На верхнем краю селеформирующего вреза верховьев р. Герхожан расход воды не превышает 2—4 м<sup>3</sup>/с, в то время как при выходе из него расход селя составляет уже около 60 м<sup>3</sup>/с. Дальнейшее увеличение расходов селя связано с особенностями строения долины ниже гляциально-нивальской зоны.

Описанная схема не противоречит предложенной автором ранее [30] методике прогноза периодов селевой опасности, относящейся прежде всего к селям рассматриваемого генезиса. Методика основывается на установлении критических сумм средних суточных температур воздуха за 7—10 дней, предшествующих селю, при условии устойчивости высоких температур воздуха. Для р. Герхожансу эта сумма по данным метеостанции в Тырнаузе равна 165° за 10 суток, причем температуры за по-

следние 5—7 дней не должны быть ниже 16—17°, что соответствует 5° на уровне языка ледника.

По всей видимости, охарактеризованная выше схема формирования гляциальных селей действует достаточно часто. Ниже многих ледников Кавказа существует активный врез в морены стадии фернау, где и формируются сели. В каждом очаге и в каждом отдельном случае могут, разумеется, быть значительные отклонения: в одном случае это преимущественно донный и береговой размыв морены, в другом, как это было в балке Джаловчат, в долине р. Адырсу в 1940 г., это главным образом оплывание насыщенного водой грунта [70], но в целом схема, подчеркивающая комплексный характер взаимоотношения водной и твердой составляющих, может объяснить многие сели «непрорывного» происхождения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть наиболее важные вопросы нового научного направления — гидрологии ледников. Многочисленные задачи, разобранные или поставленные в работе, объединяются в следующие основные проблемы:

- Виды воды в леднике, ее размещение, режим и особенности движения;
- Роль различных морфологических частей ледника в формировании его водного режима;
- Влияние гляциологической зональности на различные аспекты гидрологии ледников;
- Водный баланс ледников и ледниковых бассейнов;
- Влияние гидрологических особенностей ледников на водный режим рек с ледниковым питанием;
- Расчеты и прогнозы стока с ледников в некатастрофических и катастрофических условиях.

Естественно, что в одном исследовании невозможно дать исчерпывающее решение всех перечисленных проблем. В этом первом обобщении ставилась задача показать наиболее общие закономерности гидрологии ледников и их существенные изменения в зависимости от географических условий.

Основной непосредственный практический результат работы заключается в рекомендации ряда приемов, методов, путей для организации наблюдений, расчета или оценки отдельных звеньев круговорота воды в ледниках, водного баланса ледников и ледниковых бассейнов и стока с них. Главный методологический прием при получении подобных результатов сводился к анализу сложного явления и выделению ведущего, основного процесса, с тем чтобы получить способы, если и не вполне строгие, то достаточные для решения практических задач.

Основные выводы, полученные в этой работе, появились в результате экспериментальных исследований по программе Международного гидрологического десятилетия на репрезентативных горноледниковых бассейнах. Автор глубоко убежден, что и дальнейшее развитие гидрологии ледников может идти прежде всего на базе стационарных работ на ледниках и ледниковых бассейнах, причем как состав этих исследований, так и их географическое размещение должны быть расширены по сравнению с периодом МГД.

Для решения многих вопросов гидрологии ледников сделаны лишь первые шаги, и потому в данной работе наряду с законченными результатами намечаются проблемы, которые следо-

вало бы решить как при обработке материалов Международного гидрологического десятилетия, так и при дальнейших исследованиях. На ближайшее будущее могут быть указаны четыре направления в гидрологии ледников, подлежащие первоочередному изучению:

1) гляциологическая зональность как важнейшая теоретическая проблема всей гляциологии, и в том числе гидрологии ледников. Результаты этих исследований окажут влияние на развитие теоретических и прикладных аспектов гидрологии ледников;

2) запасы, движение, режим воды в толще ледников и у их ложа представляют другую крупную проблему, частью которой являются исследования квазипостоянных запасов воды. Эта проблема требует проникновения в толщу ледника как непосредственного (путем бурения, проходки штолен и т. д.), так и косвенного (прежде всего геофизическими методами). Результаты исследований могут привести, в частности, к разработке методики прогнозирования некоторых ледниковых катастроф (прорывы озер и внутриледниковых полостей) и, возможно, к познанию механизма пульсаций ледников;

3) исследование роли ледников в питании рек, с точки зрения гидрологических особенностей ледников, остается ведущей проблемой и на ближайшее будущее. Прикладным результатом этих исследований должно быть совершенствование методик расчета и прогноза стока рек с ледниковым питанием как в их естественном состоянии, так и при искусственном изменении условий формирования стока;

4) исследование изменений гидрологических особенностей ледников в связи с колебаниями размеров оледенения послужат уточнению расчетов мирового водного баланса и его колебаний, так как колебания размеров оледенения в плейстоцене и голоцене приводили к существенному изменению водного режима ледников.

Поставленным проблемам уделяется все большее внимание, и можно полагать, что в ближайшие годы они будут с успехом решены.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Г. А. Ледники горного узла Хан-Тенгри—Иныльчек и Семенова.— «Тр. ИГАН», 1950, вып. 45, с. 45—68.
2. Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин.— «Тр. ИГАН», 1950, вып. 45, с. 15—44.
3. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников.— «Тр. ИГАН», 1953, вып. 56, с. 5—43.
4. Авсюк Г. А. Измерение температур льда ледника Кара-Баткак.— «Тр. ИГАН», 1954, вып. 60, с. 76—122.
5. Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках.— «Тр. ИГАН», 1956, вып. 67, с. 63—137.
6. Анд М. А., Богословский В. А., Огильви А. А. Опыт применения метода естественного электрического поля для изучения фильтрации из Арданишского озера.— Информ. сообщение. Сер. гидрогеология и инженерная геология, № 6. М., ОНТИ ВИЭМС, 1968. 10 с.
7. Айрапетьянц С. Э., Баков Е. К. Вопросы динамики и структуры ледника Южный Иныльчек.— В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 61—75.
8. Айрапетьянц С. Э., Баков Е. К. Морфология ледникового озера Мерцбахера и механизм его катастрофических прорывов.— В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 75—85.
9. Бажев А. Б. Инфильтрация талой воды в фирново-ледяную толщу (по наблюдениям на Эльбрусе).— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1968, вып. 14, с. 53—65.
10. Баков Е. К. К проблеме древнего и современного оледенения Центрального Тянь-Шаня.— «Изв. ВГО», 1972, т. 104, № 3, с. 183—191.
11. Бефани Н. Ф., и Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л., Гидрометеониздат, 1965. 439 с.
12. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня.— «Тр. САНИГМИ», 1970, вып. 52 (67), с. 3—21.
13. Буртаков Л. А., Кирюхин Б. В. К вопросу об условиях образования селей в Баксанском ущелье.— «Тр. ВГИ», 1969, вып. 15, с. 69—80.
14. Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом.— «Тр. ледниковых экспедиций», 1936, вып. 5, с. 161—227.
15. Великанов М. А. Гидрология суши. Л., Гидрометеониздат, 1948. 530 с.
16. Виноградов Ю. Б. Некоторые вопросы формирования селевых потоков и методики их расчета.— «Тр. КазНИГМИ», 1969, вып. 33, с. 5—29.
17. Владимиров Л. А. Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1964. 250 с.
18. Владимиров Л. А. Водный баланс Большого Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба», 1970. 140 с.
19. Внешний массоэнергoобмен, строение и режим ледников и приледниковых территорий экспериментального бассейна Джанкуат на Кавказе.— В кн.: Склонные процессы. М., изд. МГУ, 1974, с. 112—132. Авт.: Б. Л. Бер-

ри, Г. Н. Голубев, М. Б. Дюргеров, В. Н. Еремина, В. И. Климова, Л. А. Суханов, В. С. Фрейдли, А. А. Огильви, А. Д. Жигалин, Расул Ага В.

20. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М., «Наука», 1966. 150 с.

21. Гайдаев П. А., Большаков В. Д. Теория математической обработки геодезических измерений. М., «Недра», 1969. 400 с.

22. Геткер М. И. О некоторых закономерностях зонального распределения осадков и размещения сети осадкомеров для гидрологических целей.— «Тр. САНИИРИ», 1966, вып. 3, с. 87—95.

23. Глазырин Г. Е. Расчет внутрисуточного хода стока с ледника.— «Тр. САНИГМИ», 1968, вып. 32(47), с. 42—44.

24. Глазырин Г. Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 1, с. 30—34.

25. Голодковская Н. А. Об изменении плотности поверхностного слоя снега в период таяния.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1964, вып. 10, с. 268—271.

26. Голодковская Н. А. Особенности таяния ледников южного склона Эльбруса летом 1962 г.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1964, вып. 10, с. 71—74.

27. Голубев Г. Н. О влиянии высотной поясности на формирование стока рек.— «Вести. МГУ, сер. геогр.», 1963, № 6, с. 72—76.

28. Голубев Г. Н. Регулирование талых вод ледниками.— «Метеорология и гидрология», 1963, № 7, с. 42—44.

29. Голубев Г. Н. Гляциальные сели.— «Вести. МГУ, сер. геогр.», 1964, № 4, с. 42—48.

30. Голубев Г. Н. О формировании и прогнозировании гляциальных селей.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1966, вып. 12, с. 144—149.

31. Голубев Г. Н. Формирование речного стока в горноледниковых районах (по исследованиям в Центральном Тянь-Шане). М., «Наука», 1968. 84 с.

32. Голубев Г. Н. Гляциологические объекты Чили и состояние их изучения.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1969, вып. 15, с. 45—56.

33. Голубев Г. Н. Факторы стока и водный баланс горноледникового бассейна Джанкуат (Центральный Кавказ).— «Тр. ЗакНИГМИ», 1970, вып. 45(51), с. 155—170.

34. Голубев Г. Н. Гидрология ледников и некоторые основные ее проблемы.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 73—85.

35. Голубев Г. Н. Водный режим гляциологических зон.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 75—81.

36. Голубев Г. Н. Схема расчета водного баланса областей питания ледников.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 136—144.

37. Голубев Г. Н. и Дюргеров М. Б. Баланс массы ледника Джанкуат в 1967—71 гг. и методы его измерения и расчета.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1973, вып. 21, с. 80—87.

38. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Фрейдли В. С. Водный баланс репрезентативного горноледникового бассейна МГД Джанкуат и методы его измерения и расчета.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1973, вып. 22, с. 130—136.

39. Голубев Г. Н. и Котляков В. М. Международный симпозиум по гидрологии ледников в Кембридже.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1970, вып. 14, с. 15—20.
40. Голубев Г. Н., Флейшман С. М. Основные механизмы формирования селей и пути их прогнозирования.— В кн.: Селевые потоки и горные русловые процессы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1968, с. 55—63.
41. Голубев Г. Н. и Ускова Л. Г. Формирование стока рек северного склона Центрального Кавказа.— В кн.: Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчета. М., Изд. МГУ, 1967, с. 234—239.
42. Горбунов А. П. Гляциальные сели и пути их прогноза.— «Тр. КазНИГМИ», 1971, вып. 51, с. 45—56.
43. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965. 171 с.
44. Гуревич М. И. Процессы перемещения талых вод в снежном покрове и водоотдача из снега.— «Тр. ГГИ», 1949, вып. 14(68), с. 177—217.
45. Гуськов А. С. Наблюдения в репрезентативном гляциальном бассейне р. Б. Хадата и бюджет массы ледников Полярного Урала в 1966-67 бюджетном году.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1969, вып. 15, с. 192—196.
46. Гуськов А. С., Ходаков В. Г. Наблюдения в репрезентативном ледниковом бассейне реки Большая Хадата в 1968-69 бюджетном году.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 164—170.
47. Давыдов Л. К. Формирование стока р. Сельдары.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1964, вып. 10, с. 235—238.
48. Дарман З. И. Водоотдача при снеготаянии.— «Тр. ЦИП», 1957, вып. 54, с. 62—77.
49. Долгушин Л. Д. Основные особенности современного оледенения Центральной Азии по новейшим данным.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1961, вып. 1, с. 16—20.
50. Долгушин Л. Д. Ледник Медвежий ожил.— «Природа», 1973, № 8, с. 114—116.
51. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. О возможности прогнозирования ледниковых пульсаций.— В кн.: Инженерная гляциология. Апатиты. 1973, с. 212—218.
52. Дюргеров М. Б. Методика определения средней суточной поверхностной абляции ледников.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 86—91.
53. Дюргеров М. Б. Ошибки определения абляции льда в точке.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 145—150.
54. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горноледникового бассейна Жанкуат).— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 151—156.
55. Живкович Л. А. Процессы стока с ледника ИГАН.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1963, вып. 8, с. 57—63.
56. Зингер Е. М., Михалев В. И. Аккумуляция снега на ледниках Шпицбергена.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1967, вып. 13, с. 86—99.
57. Зотиков И. А. Тепловой режим мощных ледников.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1963, вып. 8, с. 118—222.

58. Зотиков И. А., Моисеева Г. П., Вилесов Е. Н. К вопросу о тепловом режиме ледников в зоне абляции.— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 36—41.
59. Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., Гидрометеиздат, 1953. 300 с.
60. Иверонова М. И. О закономерностях развития селей гляциально-высокогорного пояса Тянь-Шаня.— «Тр. ИГАН», 1950, вып. 45, с. 89—98.
61. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терской-Алатау.— В кн.: География снежного покрова. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 151—174.
62. Иверонова М. И. Сели ледникового происхождения.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 148—152.
63. Ильясов А. Т. Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии. Л., Гидрометеиздат, 1969. 290 с. (Тр. САНИГМИ, вып. 43 (58)).
64. Исследование ледников Шпицбергена советской экспедицией летом 1965 г.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1966, вып. 12, с. 59—72. Авт.: Е. М. Зингер, В. С. Корякин, Ю. А. Лаврушин, В. А. Маркин, В. И. Михалев, Л. С. Троицкий.
65. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963. 551 с.
66. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968. 377 с.
67. Калинин Г. П. и Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс.— «Тр. ЦИП», 1958, вып. 66, с. 1—71.
68. Кароль Б. П. К вопросу о проникновении радиации в снег, фирн и лед на леднике Федченко.— В кн.: Тр. Всесоюз. научн. метеорол. совещания. Т. 6. Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 346—351.
69. Кеммерих А. О. Роль ледников в стоке рек Средней Азии.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 82—93.
70. Ковалев П. В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе (бассейн р. Баксан). Харьков, изд. Харьк. ун-та, 1957. 162 с.
71. Колюшкина И. М. Некоторые характерные черты гидрологического режима р. Актру.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 3. Томск, изд. Томского ун-та, 1964, с. 170—182.
72. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. М., Гидрометеиздат, 1959. 295 с.
73. Конкина Н. Г. О процессах конденсации и испарения с поверхности ледников.— «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геогр. наук», 1949, вып. 6, с. 273—287.
74. Коновалов В. Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альbedo однородной поверхности ледников в период абляции.— «Тр. САНИГМИ», 1969, вып. 44(59), с. 102—108.
75. Коновалов В. Г. Абляция ледников Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1972. 156 с. (Тр. САНИГМИ, вып. 8(99)).
76. Коновалов Е. П. Краткий отчет о работе на Зеравшанском леднике в 1932 г.— «Тр. ледниковых экспедиций», 1936, вып. 3, с. 369—414.
77. Корейша М. М. Сунтар-Хаята.— «Материалы гляциологических исследований». М., 1963. 105 с.
78. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
79. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М., Изд-во АН СССР, 1961. 244 с.
80. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеиздат, 1968. 479 с.



81. Котляков В. М. Новое в терминологии и расчетах баланса массы ледников.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1973, вып. 21, с. 205—219.
82. Кравцов Г. С. и Терентьева А. Г. Плотности льда Большого Талдуринского глетчера в Центральном Алтае.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск, 1962, с. 175—188.
83. Краевая Т. С. Краткая характеристика селеопасных районов Камчатки.— «Тр. КазНИГМИ», 1969, вып. 33, с. 144—151.
84. Кренке А. Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов. Итоги науки. Метеорология и климатология. 1970. 1. (ВИНИТИ). 1971, с. 168—197.
85. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1966, вып. 12, с. 153—163.
86. Крупнейшие ледники Средней Азии—ледники Федченко и Зеравшанский. Под ред. Л. К. Давыдова. Л., Изд. ЛГУ, 1967. 263 с.
87. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
88. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снеготпасов. Л., Гидрометеиздат, 1960. 171 с.
89. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1961. 345 с.
90. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1972. 191 с.
91. Лалыкин Н. В. К вопросу о водоудерживающей способности снежного покрова.— «Тр. УкрНИГМИ», 1960, вып. 24, с. 21—27.
92. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд-во АН СССР, 1936. 316 с.
93. Лебедева И. М. О некоторых закономерностях таяния ледника МГУ на Полярном Урале.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 126—136.
94. Лебедева И. М. Процессы таяния на леднике МГУ.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1963, вып. 8, с. 64—72.
95. Лебедева И. М. Испарение с ледников Средней Азии.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 94—104.
96. Ледник Федченко. Под ред. В. Л. Шульца. Т. 1, 2. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1962. 248 с.
97. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Л., Гидрометеиздат, 1962. 759 с.
98. Литовченко А. Ф. Исследование точности измерений и поля осадков на однородной площадке горного склона.— В кн.: Вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971, с. 28—46.
99. Литовченко А. Ф. Результаты исследований точности учета осадков в горах.— В кн.: Вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971, с. 9—28.
100. Любомирова К. С. Влияние экспозиции и крутизны склонов на таяние ледников Эльбруса за счет прямой солнечной радиации.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1964, вып. 10, с. 204—207.
101. Меньшутин В. М. Баланс массы Мархуского ледника за 1968—1970 гг.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 164—168.
102. Михайлова В. И. Анализ формирования стока р. Чон-Кызыл-Су в связи с наблюдениями за водным балансом ее бассейна.— В кн.: Вопросы водного хозяйства. Вып. 4. Фрунзе, «Кыргызстан», 1965, с. 72—90.

103. Недавнее наступление ледника Медвежьего.— «Природа», 1963, № 11, с. 85—93. Авт.: Л. Д. Долгушин, С. А. Евтеев, А. Н. Кренке, К. П. Рототаев, К. П. Сватков.
104. Оледенение Заилийского Алатау. М., «Наука», 1969. 287 с. Авт.: К. Г. Макаревич, Н. Н. Пальгов, Г. А. Токмагамбетов, Е. Н. Вилесов, П. А. Судаков, Р. Г. Головкова, Т. Я. Денисова, Н. Д. Егорова.
105. Оледенение Новой Земли. М., «Наука», 1968. 337 с. Авт.: О. П. Чижев, В. С. Корякин, Н. В. Давидович, З. М. Каневский, Е. М. Зингер, В. Я. Бажева, А. Б. Бажев, И. Ф. Хмелевской.
106. Оледенение Урала. М., «Наука», 1966. 308 с. Авт.: Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков, В. И. Михалев, А. С. Гуськов, И. М. Лебедева, В. Н. Адаменко, Л. А. Живкович.
107. Оледенение Эльбруса. Под ред. Г. К. Тушинского. М., изд. МГУ, 1968. 344 с.
108. Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере р. Герхожансу бассейна р. Баксана).— В кн.: Инф. сборник о работах геофака МГУ по МГГ, 1966, № 13, с. 5—106. Авт.: Г. К. Тушинский, А. И. Попов, Г. Н. Голубев, Ю. В. Мудров, Н. В. Тумель.
109. Опыт применения геофизических методов для изучения гидрогеологических и структурных особенностей морен ледника Джанкуат.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 157—164. Авт.: А. С. Алешин, Б. Л. Берри, А. Д. Жигалин, А. А. Огильви, Расул Ага В.
110. Панов В. Д. Ледники бассейна р. Терека. Л., Гидрометеиздат, 1971. 296 с.
111. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М., Гидрометеиздат, 1963. 395 с.
112. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов.— «Водные ресурсы», 1973, № 2, с. 3—20. Авт.: Г. А. Авсюк, Г. Н. Голубев, В. М. Котляков, В. Г. Ходаков.
113. Проблемы современного оледенения Памиро-Алая.— «Тр. САРНИГМИ», 1974, вып. 14 (95), с. 3—15. Авт.: А. Б. Бажев, Г. М. Варнакова, В. М. Котляков, О. В. Рототаева.
114. Проскурников С. М. Результаты экспериментального изучения гравитационной и пленочной воды в однородных песках.— «Тр. ГГИ», 1948, вып. 8 (62), с. 111—149.
115. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3. Прогнозы стока горных рек. М., Гидрометеиздат, 1963. 294 с.
116. Савельев Б. А. О влагопоглощающей способности и фильтрации снега.— В кн.: Гляциол. исследования в период МГГ, М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 87—91.
117. Савельев Б. А., Лаптев М. Н., Лаптева Н. И. Строение, состав, физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменения в процессе метаморфизма.— В кн.: Снег и лавины Хибин. М., 1967, с. 201—240.
118. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1967. 198 с.
119. Спенглер О. А. Краткий гидрологический очерк верховьев р. Муксу.— «Тр. ледниковых экспедиций», 1936, вып. 1, с. 111—151.
120. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1970, вып. 17, с. 277—287. Авт.: А. Н. Кренке, А. Б. Бажев, В. Я. Бажева, Т. В. Псарева, Т. Г. Сурова.
121. Темников С. Н., Акбаров А. А. Зимний режим р. Коксу у выхода ее из ледника Абрамова.— «Тр. САНИГМИ», 1969, вып. 44 (59), с. 59—66.

122. Тронов М. В. Ледники и климат. Л., Гидрометеиздат, 1966. 407 с.
123. Тронов М. В. Об основных вопросах и задачах гляциогидрологии горных районов СССР.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 111—115.
124. Тронов М. В. Факторы оледенения и развития ледников. Томск, изд. Томского ун-та, 1972. 233 с.
125. Тронов М. В., Блохин А. И., Шантыкова Л. Н. Основные черты гидрологического режима горно-ледниковой речки Актру на Алтае.— В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 7. Томск, изд. Томского ун-та, 1972, с. 34—56.
126. Трошкина Е. С. Строение ледника Джанкаут.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 95—100.
127. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963. 311 с.
128. Указания для Управления Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Под ред. А. П. Бочкова, Л. Р. Струзера. Л., Гидрометеиздат, 1969. 64 с.
129. Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометеиздат, 1970. 351 с.
130. Фрейдлин В. С. Применение функций влияния для расчета гидрографа стока и графика водоподачи ледника Джанкаут.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1971, вып. 18, с. 92—94.
131. Хефели Р. Наблюдения, проводимые в ледяных туннелях, и закон течения льда.— В кн.: Лед и снег. М., «Мир», 1966, с. 131—158.
132. Ходаков В. Г. Снежный покров северной части Урала и некоторые задачи горного снеговедения.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1967, вып. 13, с. 44—51.
133. Ходаков В. Г., Моисеева Г. П. Потенциальная абляция льда на территории СССР.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1972, вып. 20, с. 70—74.
134. Ходаков В. Г. и Цветков Д. Г. Опыт измерения толщины снежного покрова в горах стереофотограмметрическим методом.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1970, вып. 17, с. 328—336.
135. Цомая В. Ш. Зависимость площади ледников и коэффициента неравномерности оледенения от физико-географических условий.— «Тр. Закавказского НИГМИ», 1963, вып. 13, с. 29—33.
136. Цомая В. Ш. и Кисин И. М. Особенности формирования стока ледниковых рек Восточного Кавказа.— «Сб. работ по гидрологии», 1961, № 2, с. 137—144.
137. Цыкин Е. Н. Маршрутное термозондирование и выделение гляциологических зон на Эльбурсе.— «Геофизич. бюлл.», 1962, № 12, с. 69—74.
138. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). М., Изд-во АН СССР, 1962. 95 с.
139. Цыценко К. В. Некоторые данные по суммарному испарению с поверхности горных водосборов.— В кн.: Сб. работ Фрунзенской гидромет. обсерватории. Вып. 2. Ташкент, 1968, с. 91—104.
140. Черкасов П. Н. Таяние ледников и их роль в питании р. Баксан хребта Джунгарский Алатау.— В кн.: Гляциол. исследования в период МГГ. Закавказский и Джунгарский Алатау. Вып. 2. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1962, с. 160—197.
141. Шпак В. Г., Михайлова В. И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кызыл-Су.— «Вопросы водного хозяйства», 1965, вып. 4, с. 91—99.

142. Шульц В. Л. Интенсивность снеготаяния в горах Средней Азии.— «Тр. Ин-та энергетики АН УзССР», 1947, вып. 1, с. 41—49.
143. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1956. 352 с.
144. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1963. 302 с.
145. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. Результаты наблюдений за таянием снежников в верховьях р. Чимганки в 1954 г.— «Изв. Узб. фил. геогр. о-ва СССР», 1956, т. 2(23), с. 66—86.
146. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. Наблюдения за таянием снежников в 1955, 1956, 1958 гг.— «Тр. САНИГМИ», 1960, вып. 3 (18), с. 65—88.
147. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955. 419 с.
148. Шумский П. А. Плотность ледникового льда.— «ДАН СССР», 1959, т. 126, № 4, с. 767—771.
149. Шумский П. А. К методике определения скорости питания ледников.— В сб.: Гляциологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 9, с. 183—192.
150. Шумский П. А. Динамическая гляциология. ВИНТИ. Итоги науки. М., Изд-во АН СССР, 1969. 172 с.
151. Шумский П. А. и Кренке А. Н. Современное оледенение Земли и его изменения.— «Геофизический бюллетень», 1964, № 14, с. 128—159.
152. Шумский П. А. и Цыкин Е. Н. К вопросу о гляциологической зональности.— «Мат-лы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения», 1962, вып. 5, с. 29—33.
153. Щеглова О. Н. Питание рек Средней Азии. Ташкент, 1960. 243 с. (Тр. САГУ, вып. 167, книга 17).
154. Ahlmann H. W. The Fourteenth of July Glacier.— "Geografiska Annaler", 1935, vol. 17, N 3—4, p. 167—218.
155. Baranowski S. Geyser-like water spouts at Werenskiold Glacier (West-Spitsbergen). Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 131—134.
156. Benfield A. E. The effect of accumulation on temperatures within a snowfield.— "Journ. Glaciol.", 1953, vol. 2, N 14, p. 250—254.
157. Benson C. S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet.— "Folia geogr. danica", 1961, vol. 9, p. 13—38.
158. Boulton G. S. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers.— "Journ. Glaciol.", 1970, vol. 9, N 56.
159. Campbell W. J., Rasmussen Z. A., Meier M. F. The production, flow and distribution of meltwater in a glacier treated as a porous medium. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 11—28.
160. Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine Glaciers, Alaska, and South Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrologic years. Geological Survey professional paper 715—A. Washington, 1971, p. 1—23. Aut.: M. F. Meier, W. V. Tangborn, L. R. Mayo, A. Post.
161. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins. UNESCO/IASH, Paris, 1970. 20 p.
162. Derikx L. The heat balance and associated runoff from an experimental site on the glacier tongue. The XV General Assembly of the IUGG, Moscow, 1971. 79 p.

163. Derikx L., and Loijens H. Model of runoff from glaciers.—“Runoff from snow and ice”, vol. 1, Hydrology symposium N 8, at Quebec City, 26—27 May 1971, p. 153—200.
164. Dirmhirn J. Studie über die Strahlungsvorgänge auf Gletschern.—“Archiv Meteorol., Geoph., Bioklim.”, 1957, Ser. B, Bd 8, H. 1—2, S.
165. Fisher D. Subglacial leakage of Summit Lake, British Columbia. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 111—116.
166. Forel F. A. Circulation des eaux dans le Glacier du Rhône.—“Spe-lunca” (“Bull. Soc. Spéléol.”), 1898, t. 4, N 16.
167. Gerdel R. W. The transmission of water through snow.—“Transactions of American Geophysical Union”, 1954, vol. 35, 3, p. 475—485.
168. Glen J. W. Experiments on the deformation of ice.—“Journ. Glaciol.”, 1952, vol. 2, N 12, p. 111—114.
169. Glen J. W. The stability of ice-dammed lakes and other water-filled holes in glaciers.—“Journ. Glaciol.”, 1954, vol. 2, N 15, p. 316—318.
170. Glen J. W. The flow law of ice. Symposium de Chamonix. IAHS, Publ., 1958, N 47, p. 171—183.
171. Golubev G. N. The analysis of the runoff and the flow routing for a mountain glacial basin. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 41—52.
172. Haefeli R., Brentani F. Observations in a cold ice cap.—“Journ. Glaciol.”, 1955, vol. 2, N 18, p. 571—583.
173. Halliday W. R., Anderson C. H. The hollow glacier.—“Pacific Discoverer”, 1970, vol. 23, N 4, p. 24—30.
174. Harrison W. D. Temperature of a temperate glacier.—“Journ. Glaciol.”, 1972, vol. 11, N 61, p. 15—30.
175. Holdsworth G. Primary transverse crevasses.—“Journ. Glaciol.”, 1969, vol. 8, N 52, p. 107—131.
176. Hydrology of Lewis Glacier, North-Central Baffin Island, N. W. T., and discussion of reliability of the measurements.—“Geograph. Bull.”, 1967, vol. 9, N 3, p. 232—261.
177. Hubley R. C. The problem of short period measurements of snow ablation.—“Journ. Glaciol.”, 1954, vol. 2, N 16, p. 437—440.
178. Hughes T. P. and Seligman G. The temperature, melt water movement and density increase in the névé of an alpine glacier. “Month. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.”, 1939, vol. 4, N 8, p. 615—647.
179. Iken A. Measurements of water pressure in moulins as part of a movement study of the White Glacier, Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada.—“Journ. Glaciol.”, 1972, vol. 11, N 61, p. 53—58.
180. Joubert J. L. Stratigraphie de la glace tempérée à l'aide de la teneur en eau liquide.—“Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences”, 1963, t. 257, N 23, p. 3638—3639.
181. Keeler C. M. Relationship between climate, ablation and runoff on the Sverdrup Glacier, 1963, Devon Island, N. W. T.—“Arctic Inst. North Amer. Res.”, 1964, vol. 27.
182. Krimmel R. M., Tangborn W. V., Meier M. F. Water flow through a temperate glacier. International Symposia on the Role of Snow and Ice in Hydrology. Banff, 1972, p. 401—416.
183. La Chapelle E. R. Errors in ablation measurements from settlement and sub-surface melting.—“Journ. Glaciol.”, 1959, vol. 3, N 26, p. 458—467.
184. La Chapelle E. R. Firnification in a maritime climate. The XV General Assembly of the IUGG, Moscow, 1971. 90 p.

185. Lang H. Über den tagesgang im Gletscherabfluss.— "Veröff. Schweiss. Meteorol. Zentralanst.", 1967, N 4, p. 32—38.
186. Liestol O. Glacier dammed lakes in Norway. "Norsk. Geogr. Tidsskrift", 1956, vol. 15, p. 122—149.
187. Lindskog E. The drainage, especially that of the Styggedal Glacier. (Chapter 5 in "Physico-geographical Researches in the Hotung Massif, Jotunheim", under the direction of H. W. Ahlmann). "Geografiska Annaler", 1928, vol. 10, N 4.
188. Lliboutry L. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología, Santiago de Chile, 1956.
189. Lliboutry L. General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers.— "Journ. Glaciol.", 1968, vol. 7, N 49, p. 21—58.
190. Lliboutry L. Contribution à la théorie des ondes glaciaires.— "Can. Journ. Earth Sci.", 1969, vol. 6, N 4, pt. 2.
191. Lliboutry L. Catastrophe in Yungay (Peru). The XV General Assembly of the IUGG. Moscow, 1971. 21 p.
192. Lliboutry L. Permeability, brine content and temperature of temperate ice.— "Journ. Glaciol.", 1971, vol. 10, N 58, p. 15—29.
193. Lutschg O. Zur Hydrologie des Hochgebirges der Schweizer Alpen. Compte rendu du Congrès international de géographie, 1931, t. 2, travaux de la section 2, Paris.
194. Maag H. Ice dammed lakes and marginal glacial drainage on Axel Heiberg Island. Axel Heiberg Island Research Reports. McGill University, Montreal, 1969. 147 p.
195. Marcus M. G. Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia.— "Geogr. Rev.", 1960, vol. 50, N 1, p. 89—106.
196. Mathews W. H. Discharge of a glacier stream. IASH, Publ., 1964, N 63, p. 290—300.
197. Mathews W. H. Water pressure under a glacier.— "Journ. Glaciol.", 1964, vol. 5, N 38, p. 235—240.
198. Mathews W. H. The record of two jokulhlaups. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 99—110.
199. Mathews W. H. The hydrology of glaciers.— "Glaciers". Proc. Workshop Seminar. Ottawa, 1970, p. 31—32.
200. 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. Glaciol.", 1972, vol. 11, N 61, p. 3—14.
201. Meier M. F. Proposed definitions for glacier mass budget terms.— "Journ. Glaciol.", 1962, vol. 4, N 33, p. 252—263.
202. Meier M. F. Hydraulics and hydrology of glaciers. International Symposia on the role of snow and ice in hydrology. Banff, 1972, p. 353—370.
203. Miller M. M. Dynamics of propagated water in the névé of the Juneau ice field.— "Journ. Geophys. Res.", 1962, vol. 67, N 9.
204. Müller F., Iken A. Velocity fluctuations and water regime of arctic valley glaciers. Symposium on Hydrology of glaciers, IASH, Publ., 1973, N 95, p. 165—182.
205. Müller F., Keeler C. Errors in short-term ablation measurements on melting ice surfaces.— "Journ. Glaciol.", 1969, vol. 8, N 52, p. 91—105.
206. Nash J. E. Systematic determination of unit hydrograph parameters.— "Journ. Geophys. Res.", 1959, vol. 64, N 1.
207. Nichols R. L., Miller N. M. The Moreno Glacier, Lago Argentino, Patagonia.— "Journ. Glaciol.", 1952, vol. 2, N 11, p. 41—50.

208. Nye J. F. The mechanics of glacier flow.—*Journ. Glaciol.*, 1952, vol. 2, N 12, p. 82—93.
209. Nye J. F. Water at the bed of a glacier. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 189—194.
210. Nye J. F. and Frank F. C. Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. Symposium on hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 157—164.
211. Østrem G., Bridge C. W., Rannie W. F. Glacio-hydrology, discharge and sediment transport in the Decade Glacier Area, Baffin Island, N. W. T.—*Geografiska Annaler*, 1967, vol. 49, ser. A, N 2—4.
212. Østrem G. and Stanley A. Glacier mass balance measurements. A manual for field and office work. 1969. 125 p.
213. Paterson W. S. B. Variations in velocity of Athabaska Glacier with time.—*Journ. Glaciol.*, 1964, vol. 5, N 39, p. 277—287.
214. Paterson W. S. B. The physics of glaciers. Pergamon Press, 1969. 250 p.
215. Paterson W. S. B. Temperature measurements in Athabaska Glacier, Alberta, Canada.—*Journ. Glaciol.*, 1971, vol. 10, N 60, p. 339—351.
216. Paterson W. S. B. Temperature distribution in the upper layers of the ablation area of Athabaska Glacier, Alberta, Canada.—*Journ. Glaciol.*, 1972, vol. 11, N 61, p. 31—42.
217. Post A., Mayo L. R. Glacier dammed lakes and outburst floods in Alaska. Hydrologic Investigations Atlas HA-455. U. S. Geological Survey. Washington, 1971. 10 p.
218. Pytte R. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968. Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk Avdeling. Oslo, 1969. 149 p.
219. Pytte R. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1969. Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk Avdeling, Oslo, 1970. 96 p.
220. Richardson D. Glacier outburst floods in the Pacific Northwest.—*Geol. Surv. Profess. Paper*, 1968, N 600-D, p. 79—86.
221. Rockwood D. M., Boyer P. B., Hildebrand C. E. Lysimeter studies of runoff from a deep snow pack. U. G. G. I. IASH, Publ., 1954, N 39, (Assemblée générale de Rome 1954, Tome IV). Louvain.
222. Röthlisberger H. Water pressure in intra- and subglacial channels.—*Journ. Glaciol.*, 1972, vol. 11, N 62, p. 177—203.
223. Rucklidge M. A. A glacier water-spout in Spitsbergen.—*Journ. Glaciol.*, 1956, vol. 2, N 19, p. 637—639.
224. Schytt V. Notes on Glaciological Activities in Kebnekaise, Sweden during 1966 and 1967.—*Geografiska Annaler*, 1968, vol. 50, N 2, p. 111—120.
225. Schytt V. Recent work. Sweden.—*Ice*, 1972, N 38, 1973, N 43. 10 p.
226. Sharp R. P. Features of the firn on Upper Seward glacier, St. Elias mountains, Canada.—*Journ. Glaciol.*, 1951, vol. 59, N 6.
227. Sharp R. P. Thermal regimen of firn on Upper Seward glacier.—*Journ. Glaciol.*, 1951, vol. 1, N 9, p. 476—487.
228. Sharp R. P. Meltwater behavior in firn on Upper Seward glacier. IAHS, Publ., 1952, N 32.
229. Shreve R. L. Movement of water in glaciers.—*Journ. Glaciol.*, 1972, vol. 11, N 62, p. 205—214.
230. Steinemann S. Thermodynamics and mechanics of ice at the melting point. UGGI, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, symposium de Chamonix, 1958.

231. Stenborg T. Problems concerning winter runoff from glaciers.—“Geografiska Annaler”, 1965, vol. 47, ser. A, N 3, p. 141—184.
232. Stenborg T. Glacier drainage connected with ice structures.—“Geografiska Annaler”, 1968, vol. 50, ser. A, N 1, p. 25—53.
233. Stenborg T. Studies of the internal drainage of glaciers.—“Geografiska Annaler”, 1969, vol. 51, ser. A, N 1—2, p. 13—41.
234. Stenborg T. Delay of runoff from a glacier basin.—“Geografiska Annaler”, 1970, vol. 52, ser. A, N 1, p. 1—30.
235. Study of the discharge of alpine glaciers by means of environmental isotopes and dye tracers.—“Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie”, 1971, Bd. 7, H 1—2, S. 79—102. Aut.: H. Behrens, H. Bergmann, H. Moser, W. Rauert, W. Stichler, W. Ambach, H. Eisner, K. Pess.
236. Sverdrup H. V. The temperature of the firn on Isachsen's Plateau, and general conclusions regarding temperature of the glaciers on West Spitsbergen.—“Geografiska Annaler”, 1935, vol. 17, N 1—2, p. 53—88.
237. Tangborn W., Krimmel R., Meier M. A comparison of glacier mass balance by glaciologic, hydrologic, and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington. A paper presented to the XV General Assembly of JUGG, Moscow, 1971, p. 1—20.
238. Thorarinsson S. The ice-dammed lakes of Iceland, with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations.—“Geografiska Annaler”, 1939, v. 21, N 3—4, p. 216—242.
239. Thorarinsson S. Some new aspects of the Grimsvötn problem.—“Journ. Glaciol.”, 1953, vol. 2, N 14, p. 267—275.
240. Thorarinsson S. Recent work. Iceland.—“Ice”, 1972, N 38, 9 p.
241. Tryggvason E. Earthquakes, jökulhlaups and subglacial eruptions.—“Jökull”, 1960, Arg. 10, p. 18—22.
242. Vallot G. et J. Experiences sur la vitesse de la circulation de l'eau dans les torrents et sous les glaciers.—“Ann. Observ. Météorol. Mont. Blanc”. N 4, Paris, 1900 p.
243. Vivian R. Hydrologie et érosion sous-glaciaires.—“Rev. Geogr. Alpine”, 1970, t. 58, fascicule 2, p. 241—264.
244. Vivian R., Bocquet G. Subglacial cavitation phenomena under the Glacier d'Argentière, Mont Blanc, France.—“Journ. Glaciol.”, 1973, vol. 12, N 66, p. 439—453.
245. Vivian R., Zumstein J. Hydrologie sous-glaciaire au glacier d'Argentière. Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 53—64.
246. Weeks W. F., Campbell W. J. Icebergs as a fresh water source: an appraisal.—“Journ. Glaciol.”, 1973, vol. 12, N 65, p. 207—234.
247. Weertman J. The theory of glacier sliding.—“Journ. Glaciol.”, 1964, vol. 5, N 39, p. 287—303.
248. Weertman J. Water lubrication mechanism of glacier surges.—“Can. Journ. Earth Sci.”, 1969, vol. 6, N 4, pt. 2, p. 929—942.
249. Weertman J. General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet.—“Rev. Geophys. Space Phys.”, 1972, vol. 10, N 1, p. 287—333.
250. Weertman J. Can a water filled crevasse reach the bottom surface of a glacier? Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, Publ., 1973, N 95, p. 139—146.
251. Wiseman M. L. Water-spout on the Aletsch Glacier.—“Journ. Glaciol.”, 1963, vol. 4, N 35, p. 647—648.
252. Wyllie P. J. Water-spouts on the Britannia Gletscher, northeast Greenland.—“Journ. Glaciol.”, 1965, vol. 4, N 40.



**ГЕННАДИЙ НИКОЛАЕВИЧ ГОЛУБЕВ**

**ГИДРОЛОГИЯ  
ЛЕДНИКОВ**

Отв. редактор В. М. Котляков. Редактор Г. Г. Доброумова  
Художник В. В. Быков. Худ. редактор Б. А. Денисовский  
Техн. редактор Н. Ф. Грачева. Корректор З. Т. Тимченко

Сдано в набор 12/1 1976 г. Подписано к печати 15/IV 1976 г. М-19653. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
бумага тип. № 1. Печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 17,05. Тираж 1200 экз. Индекс ГЛ-218. Заказ № 30.  
Цена 1 руб. 90 коп. Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.