В. Г. Коновалов

Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии

2 р. 40 к.

Решается проблема определения основных элементов гидрологического режима ледников в речных бассейнах, а именно: теоретическое обоснование и построение физико-статистической модели процесса таяния и стока, методические основы численной реализации модели на ЭВМ, количественное описание и анализ пространственной изменчивости основных статистических параметров гидрологического режима оледенения Средней Азии, методы прогнозов ледникового стока и численную модель оптимального искусственного воздействия на таяние и водоотдачу ледников.

Приведены также данные о суммарном таянии и ледниковом стоке в бассейнах рек Средней Азии, региональные формулы и карты для расчета климатических факторов оледенения, норм и коэффициентов вариации гидрологического режима оледенения.

Ленинград
Гидрометеоиздат
1985

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. В. А. БУГАЕВА

В. Г. Коновалов

Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии

Под редакцией
канд. геогр. наук В. Ф. СУСЛОВА

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1985

УДК 551.578.462+551.324.86

Изложено решение проблемы определения основных элементов гидрологического режима совокупностей ледников в речных бассейнах: теоретическое обоснование и построение физико-статистической модели процесса таяния и стока для множества ледников в бассейне, методические основы численной реализации модели на ЭВМ, количественное описание и анализ пространственной изменчивости основных статистических параметров гидрологического режима оледенения Средней Азии, методы прогнозов ледникового стока и численную модель оптимального искусственного воздействия на таяние и водоотдачу ледников.

Приведены данные о суммарном таянии и ледниковом стоке в бассейнах рек Средней Азии, региональные формулы и карты для расчета климатических факторов оледенения (суммарная радиация, общая облачность, альбедо, продолжительность периода таяния льда и др.), норм и коэффициентов вариации элементов гидрологического режима оледенения.

Для научных работников в области гидрологии, гляциологии и географии, специалистов проектных и водохозяйственных организаций.

К $\frac{1903030200\text{-}176}{069(02)\text{-}85}$ 4-84(2)

© Среднеазиатский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (САНИИ), 1985 г.

По данным Каталога ледников СССР в бассейнах рек Чу, Талас, Асса, оз. Иссык-Куль, Сарыджас, Сырдарьи, Зеравшан и Амударьи насчитывается около 16 500 ледников общей площадью примерно 18 000 км² [61, 179]. В ледниках Средней Азии по предварительным сведениям [61, 141, 179] содержится от 1100 до 1430 км³ пресной воды.

Площадь оледенения Средней Азии составляет всего лишь 4,5 % общей площади речных бассейнов на этой территории. Однако средняя стокообразующая ценность ледников Средней Азии по оценкам работ [93, 141, 221] в 3—4 раза превышает их относительную площадь для годового стока рек Средней Азии и почти в 10 раз для летнего стока.

Близкие по значениям определения среднего многолетнего вклада ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии приводятся в работах В. Л. Шульца, А. О. Кеммериха, А. Н. Кренке и др. Указанные сведения представляют собой начальный уровень описания режима оледенения. Качественно новым и необходимым уровнем описания гидрологического режима оледенения Средней Азии является характеристика внутригодовой и многолетней изменчивости этого режима. Данной проблеме посвящена работа автора.

Для описания и расчета процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока все множество $N_{гл}$ ледников ($N_{гл} \geqslant 2$), находящихся в некотором речном бассейне, рассматривается как единая гляциальная область. В зависимости от размеров бассейна в пределах гляциальной области выделяется k групп ледников, объединяющих произвольное количество n однородных единичных ледников ($n \geqslant 1$)

$$N_{гл} = n_1 + n_2 + n_3 + \ldots n_k. \qquad (1.1)$$

При определении внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей учитываются все основные особенности и закономерности процессов аккумуляции и таяния, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета составляющих суммарного таяния ледников и ледникового стока как элементов гидрологического режима гляциальных областей Средней Азии.

Методической основой для определения основных параметров внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии является региональная физико-статистическая модель процесса таяния и стока для множества ледников в бассейнах рек и их отдельных частях.

Предложенная автором модель включает ряд новых теоретических и практических положений и результатов. В частности:

1. Предложена и обоснована статистическая модель гляциальной области для обобщения морфометрических показателей дискретного множества ледников и расчетов режима оледенения. Статистическая модель гляциальной области включает группировку или классификацию множества ледников и определение средних и средних взвешенных по площади характеристик оледенения в каждой из однородных групп ледников.

Предполагается, что такие осредненные показатели как площадь, абсолютные высоты верхнего и нижнего концов ледника, фирновой границы, площадь морены, распределение площади ледника по высоте, экспозиция и уклон поверхности принадлежат некоему условному «среднему леднику». Методической основой определения комплекса перечисленных характеристик является условие равенства объема таяния на «среднем леднике» помноженного на количество ледников — суммарному объему таяния ледников в отдельном районе гляциальной области. Это положение доказано теоретически и подтверждено путем специального численного эксперимента.

Преимущество использования «средних ледников» по сравнению с построением кривых распределения соответствующих показателей заключается в упрощении и уменьшении громоздкой обработки карт, программирования и продолжительности счета на ЭВМ, в возможности применения результатов расчета таяния для анализа специфических вопросов режима ледников, зависящих от формы, соотношения площадей аккумуляции и абляции и т. д.

2. Введено понятие индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях, которое играет важную роль в расчетах и прогнозах суммарного таяния ледников и ледникового стока, установлены закономерности пространственной изменчивости компонентов индекса баланса по территории Средней Азии.

3. На основе понятия индекса баланса разработан метод реконструкции и прогноза многолетнего ряда максимальных высот сезонной снеговой границы для отдельных ледников и их групп.

Сведения о максимальной высоте $Z_{макс}$ сезонной снеговой границы на поверхности ледников в конце абляционного периода являются весьма содержательным показателем, прямо или опосредованно характеризующим различные элементы режима гляциальной области. В региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния этот показатель используется как косвенная характеристика зимней аккумуляции снега в области абляции «среднего ледника», учитывая свойство $Z_{макс}$ маркировать площадь ледника, где зимний снег стаивает полностью.

Определение $Z_{макс}$ в районах произвольной гляциальной области выполняется посредством разработанного автором метода реконструкции многолетнего ряда и прогноза $Z_{макс}$ по данным на-

блюдений за температурой воздуха, осадками и облачностью на метеорологических станциях.

4. Поставленная задача расчета гидрологического режима гляциальных областей предусматривает раздельную оценку таяния зимнего и летнего снега, старого фирна, обнаженного льда и льда под мореной с учетом временной изменчивости площадей перечисленных типов поверхности ледника в течение мая—октября. Для определения этих площадей необходимы морфометрические параметры «среднего ледника» и данные о движении сезонной снеговой границы (ССГ) на поверхности ледника. Методической основой получения таких данных является предлагаемая в работе модель движения сезонной снеговой границы на леднике. В этой модели учтена возможность выпадения на произвольных высотах и таяния летнего снега.

5. С целью оптимизации и обоснования состава аргументов в формулах интенсивности таяния снега и льда детально проанализированы различные варианты уравнения теплового баланса и многофакторная зависимость таяния от метеорологических элементов (солнечной радиации, температуры воздуха, общей облачности, относительной и абсолютной влажности воздуха и др.).

6. Определены и тщательно проверены на независимом материале параметры двухфакторных и однофакторных локальных и региональных формул интенсивности таяния снега и льда в условиях Средней Азии и Кавказа.

7. Получена универсальная функция ослабления таяния снега и льда под мореной различной толщины и предложен способ расчета среднего слоя морены на концах ледников.

8. Получены практические региональные решения и формулы для определения дат начала и конца периода абляции, пространственно-временной изменчивости альбедо различных типов поверхности снега и льда, времени восхода и захода солнца на ледниках, прямой радиации и суммарной радиации в реальных условиях облачности.

9. Разработаны региональные методы расчета интегрального за период абляции коэффициента стока с учетом максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках и раздельного определения объема ледникового стока, формирующегося на языках и в фирновых областях ледников.

Расчеты многолетних рядов объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока были выполнены в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Алаарча, Талас, Пскем, Исфара, Зеравшан (Матча), Коксу (ледник Абрамова), Сарыджас, Муксу, Сельдара. Сопоставление непосредственных измерений отдельных составляющих и суммарного таяния в целом в группе Туюксуйских ледников за 1957—1974 гг. и на леднике Абрамова за 1968—1975 гг. с результатами расчета показало хорошее их совпадение.

С целью изучения возможностей применения разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников за пределами горной территории Средней Азии было выполнено опреде-

ление месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терек за 1950—1974 гг. и Ингури за 1951—1975 гг. Анализ полученных результатов показал в обоих случаях хорошее согласование между объемами таяния и ледникового стока в отдельных районах гляциальных областей бассейнов рек Терек и Ингури.

Итогом анализа и обобщения полученных автором данных о внутригодовом и многолетнем ходе суммарного таяния ледников V_M и ледникового стока $W_{гл}$ являются следующие новые результаты.

а) Получены региональные зависимости и аналитические выражения для определения доли ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа, а также для расчетов коэффициента вариации ледникового стока и продолжительности периода таяния льда, определена величина отношения коэффициентов асимметрии и вариации.

В общем виде рассмотрены закономерности пространственной изменчивости коэффициента вариации многолетних рядов ледникового стока $C_v(W_{гл})$ в бассейнах рек Средней Азии. Показано, что зависимость $C_v(W_{гл})$ от высоты местности является возрастающей функцией.

С помощью перечисленных формул нетрудно рассчитать кривую распределения ледникового стока в любом бассейне Средней Азии, что существенно упрощает региональные исследования гидрологического режима оледенения. Эти же формулы использованы для построения карт распределения по площади бассейнов рек Памиро-Алая доли ледникового питания в годовом стоке и коэффициентов вариации ледникового стока.

б) Определены ординаты нормированных интегральных разностных кривых для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлена продолжительность маловодной и многоводной фаз в многолетнем режиме V_M и $W_{гл}$, выявлена синхронность резких пиков в гидрологическом режиме оледенения.

в) Расчет многолетних рядов такой важнейшей характеристики режима гляциальных областей как максимальная высота $Z_{макс}$ сезонной снеговой границы на ледниках впервые позволил разработать методику долгосрочного прогноза $Z_{макс}$.

В общем виде поставлена и решена задача долгосрочного прогноза суммарного таяния ледников и ледникового стока. Определены бассейны рек Средней Азии, где эффективным предиктором для прогноза ледникового стока является сумма зимне-весенних осадков. Получены зависимости и формулы для раздельного прогноза ледниковой и снеговой составляющих стока вегетационного периода. Рассмотрены возможности прогноза V_M и $W_{гл}$ на основе уравнений авторегрессии и множественной регрессии.

г) Разработана численная модель оптимального искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне с целью увеличения объема стока. В модели предусматривается

минимизация отрицательных последствий от воздействия для естественного режима ледников, использован ряд новых зависимостей, обеспечивающих повышение экономической эффективности мероприятия. Реализация модели в бассейнах рек Средней Азии позволила впервые разработать метод долгосрочного прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока при искусственном усилении таяния ледников.

Для выполнения всех численных процедур автором разработан комплекс программ и алгоритмов для ЭВМ, обеспечивающих автоматизированное определение внутригодового (май—октябрь) и многолетнего режима декадных и месячных объемов таяния зимнего и летнего снега, фирна, обнаженного льда и льда под мореной в произвольной гляциальной области Средней Азии. Особенности климата, рельефа и оледенения в каждом конкретном бассейне учитываются на стадии подготовки данных для ЭВМ.

Для придания методу расчета таяния ледников большей универсальности предусмотрено, что входной информацией являются в основном данные стандартных измерений температуры воздуха, облачности, осадков на сети метеорологических станций и материалы по морфометрии ледников, содержащиеся в Каталоге ледников СССР. Все дополнительные параметры, необходимые для выполнения счета на ЭВМ, определяются заранее и составляют часть входной информации с тем, чтобы полностью исключить зависимость вычислительного процесса от любых параллельных измерений на ледниках.

Ab — процесс и годовой объем абляции (единицы объема или массы)

Ak — процесс и годовой объем аккумуляции на ледниках (единицы объема или массы)

$A_к$ — альбедо поверхности льда или снега в коротковолновой части спектра солнечной радиации (проценты или доли единицы)

$A_{кз}$ — альбедо искусственно запыленной поверхности льда или снега

$\Delta A_к$, εf — эффект изменения альбедо снега или льда в результате запыления поверхности (проценты или доли единицы)

B — годовой баланс аккумуляции и абляции на ледниках (единицы объема или массы)

$B_к$ — дневная сумма или интенсивность коротковолновой солнечной радиации, поглощенной поверхностью

$B_д$ — дневная сумма или интенсивность баланса длинноволнового излучения поверхности и противоизлучения атмосферы

$\Delta B_к$ — изменение поглощенной радиации $B_к$ после искусственного запыления поверхности

$C_н$ — балл нижней облачности

$C_о$ — балл общей облачности

C_v — коэффициент вариации

C_s — коэффициент асимметрии

$C_v(W_{гл})$ — коэффициент вариации ледникового стока

$C_v(T_л)$ — коэффициент вариации продолжительности периода таяния льда на ледниках

c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении

c_* — удельная теплота плавления льда

D — дневная сумма или интенсивность рассеянной радиации

$d_{нр}$ — календарная дата начала расчетного периода

$d_{кр}$ — календарная дата конца расчетного периода

$d_{нл}$ — календарная дата начала периода таяния льда

$d_{кл}$ — календарная дата конца периода таяния льда; в региональной модели процесса суммарного таяния ледников $d_{нл}$ и $d_{кл}$ выражаются числом дней с начала гидрологического года

$\frac{\partial T}{\partial z}$ — вертикальный градиент абсолютной температуры воздуха

$\frac{\partial q^*}{\partial z}$ — вертикальный градиент удельной влажности воздуха

E — суточная величина или интенсивность испарения

E_a — длинноволновое излучение атмосферы, направленное к поверхности земли

$E_з$ — длинноволновое излучение земли

$E_{эф}$ — эффективное излучение

e — упругость водяного пара

F_c — площадь сезонного снежного покрова на леднике

$F_{лф}$ — площадь льда и фирна на леднике

$f_1(C)$ — функция ослабления суммарной солнечной радиации в зависимости от баллов облачности

$f_2(C)$ — функция прироста эффективного излучения в зависимости от баллов облачности

$\overline{H_c}$ — средняя толщина сплошной морены на конце ледника

$h_л$ — изменение высоты поверхности ледника вследствие таяния

h_c — толщина слоя морены на поверхности ледника

$h_\odot$ — угловая высота солнца

h — относительная влажность воздуха

I_{Ab} — индекс абляции — некоторая характеристика, имеющая генетическую и статистическую связь с годовой абляцией на ледниках (например, аномалия суммы температур воздуха за летние месяцы)

I_{Ak} — индекс аккумуляции — некоторая характеристика, имеющая генетическую и статистическую связь с годовой аккумуляцией на ледниках (например, аномалия суммы зимне-весенних осадков)

I_B — индекс баланса. Равен алгебраической сумме индексов аккумуляции и абляции

J — прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность

J' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность

J_0 — метеорологическая солнечная постоянная

K_Θ, K_e — коэффициенты турбулентного переноса тепла (Θ) и влаги (e)

$K_{W_{гл}}$ — модульный коэффициент годового объема ледникового стока

L — удельная теплота фазового перехода

l — толщина деятельного слоя на поверхности

ледника

M — интенсивность таяния

$M(B_к, \Theta)$ — интенсивность таяния как функция поглощенной радиации и температуры воздуха

$M(\mathbf{r}, t)$ — интенсивность таяния как функция вектора $\mathbf{r}$, характеризующего пространственное положение точки на леднике

$\widetilde{M}_{10}$ — определенная по эмпирической формуле средняя за декаду интенсивность таяния

$\widetilde{M}_{30}$ — то же в среднем за месяц

$M_з$ — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника

$M(h_c)$ — интенсивность таяния льда под слоем морены толщиной h_c

$\overline{M}_{лс}(\Delta z, t)$ — средняя интенсивность таяния летнего снега на леднике в интервале Δz

$N_{гл}$ — множество ледников, расположенное в пределах некоторого речного бассейна

Q_R — радиационный баланс деятельного слоя

Q_Θ — турбулентный поток тепла в приледниковом слое воздуха

Q_e — турбулентный перенос тепла с водяным паром

Q_p — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника

Q_g — кондуктивный перенос тепла из деятельного слоя вглубь ледника

Q_f — расход тепла на нагревание деятельного слоя до точки плавления

$Q_\odot$ — суммарная радиация при отсутствии облачности

q — сумма атмосферных осадков

$\bar{q}_{лс}(\Delta z, t)$ — средний слой свежевыпавшего летнего снега в интервале высот Δz

q_* — слой твердых атмосферных осадков

R — радиационный баланс на поверхности ледника

$\mathbf{r}$ — вектор, характеризующий положение точки на поверхности ледника

r_{xx} — автокорреляционная функция процесса $x(t)$

S — площадь ледника

$s(z)$ — функция распределения площади ледника в зависимости от высоты

S_c, $S_{лм}$ — площадь сплошной морены на поверхности ледника

$S_л$ — площадь открытого льда

$S_ф$ — площадь фирна

$S_{зс}$ — площадь поверхности ледника покрытая зимним снегом

$S_{лс}$ — площадь поверхности ледника покрытая летним снегом

$S_{гл}$ — общая площадь ледников в пределах некоторого речного бассейна

$S_{бас}$ — площадь бассейна, расположенная выше замыкающего гидроствора

$S_{д}$ — площадь языка ледника, расположенная между высотами конца ледника и средней границы питания

$S_{п}$ — площадь области питания ледника, расположенная между высотами начала ледника и средней границы питания

$T_{п}$ — абсолютная температура поверхности ледника (°К)

T_{200} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см

T_{1} — продолжительность суток, равная 1440 мин

T_{2} — продолжительность года, равная 365 сут

$T_{\odot}$ — дневная продолжительность солнечного сияния

$T_{з}$ — период суммирования осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза суммарного таяния и ледникового стока

$T_{л}$ — продолжительность периода таяния льда

t — время в течение года

t_{1} — время в течение суток

u — скорость ветра

$f(u)$ — ветровая функция

$V_{М}$ — суммарный объем таяния за период май—октябрь для всего множества ледников в некотором бассейне реки. Включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда, старого фирна, зимнего и летнего снега

$V_{М_1}$, $W_{гл}$ — суммарный объем ледникового стока за период май—октябрь, что почти эквивалентно годовому стоку. Включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна

$V_{М_д}$ — суммарный объем таяния на площади $S_{д}$ языка ледника

$V_{М_п}$ — суммарный объем таяния на площади $S_{п}$ области питания

$\tilde{V}_{М}$, $\tilde{V}_{М_1}$ — прогнозируемые величины суммарного таяния ледников и ледникового стока

$V_{лм}$, $V_{л}$ — суммарные за период май—октябрь объемы таяния

$V_{ф}$, $V_{зс}$, $V_{лс}$ — льда под мореной (лм), открытого льда (л), старого фирна (ф), зимнего (зс) и летнего снега (лс)

$v_{с_1}$ — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от максимума аккумуляции до начала таяния льда на конце ледника

v_{c_2} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от начала до окончания периода таяния льда на конце ледника

v_{c_3} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от окончания периода таяния льда до конца расчетного периода

$V_M(t)$, $V_{M_1}(t)$ — суммарные объемы таяния для всего множества ледников. Размерность — объем в единицу времени

$v_M(t)$, $v_л(t)$, $v_{лм}(t)$, $v_ф(t)$, $v_{зс}(t)$, $v_{лс}(t)$ — отдельные составляющие суммарных объемов $V_M(t)$ и $V_{M_1}(t)$. Размерность — объем в единицу времени

W, $W_{бас}$ — объем стока в бассейне за год или сезон

$W_{гл}$ — объем ледникового стока в бассейне

$W_{сн}$ — сезонная снеговая составляющая общего стока

$W_д$ — объем стока с площади языка ледника

$W_п$ — объем стока с площади области питания

W_0 — суммарный объем стока с площади гляциальной области

$Z_{макс}$ — максимальная высота сезонной снеговой границы на леднике

$Z_н$ — абсолютная высота начала ледника

$Z_к$ — абсолютная высота конца ледника

$Z_{фг}$ — средняя многолетняя абсолютная высота фирновой границы на леднике

$Z_{вгм}$ — абсолютная высота верхней границы сплошной морены на леднике

$Z_{зс}(t)$, $Z_{дс}(t)$, $Z_{гсс}(t)$ — текущая абсолютная высота границы сезонного снежного покрова на леднике

$\Delta Z_{макс}$ — максимальное превышение снеговой границы над концом ледника

z — вертикальная координата

$\tilde{z}$ — средняя взвешенная по площади абсолютная высота участка поверхности ледника

z_s — характеристика шероховатости поверхности

α — уклон поверхности ледника

α_r — коэффициент поглощения радиации

α_d — характеристика фракционного состава угольной пыли

β_d — коэффициент, характеризующий увеличение скорости движения снеговой границы на леднике после искусственного запыления его поверхности

β, β_1 — коэффициенты поглощения тепла в слое морены

γ_θ — вертикальный градиент температуры воздуха

δ — склонение солнца

$\delta_{I_{Ab}}$ — вклад индекса абляции в описание дисперсии стока за июнь—сентябрь

$\delta_{I_{Ak}}$ — вклад индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июнь—сентябрь

$\delta_{1W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в годовой сток в бассейне реки

$\delta_{2W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в сезонный сток (VI—IX) в бассейне реки

η — интегральный коэффициент стока для суммарного объема таяния

η_1 — коэффициент стока для суммарного объема таяния на площади языка ледника

η_2 — коэффициент стока для суммарного объема таяния на площади области питания

Θ — температура воздуха

$\theta(z, t)$ — внутригодовой ход температуры воздуха на высоте z

$\varkappa$ — излучательная способность поверхности снега и льда

$\varkappa_1$ — коэффициент, характеризующий относительный вклад потоков тепла (кроме поглощенной радиации $B_к$) в уравнение теплового баланса

λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы

ρ — плотность

$\rho^2_{св}$ — квадрат сводного коэффициента корреляции

σ — среднеквадратическое отклонение

σ^2 — дисперсия

σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана

τ_{01}, $d_{нл}$ — дата начала периода таяния льда на конце ледника

$\tau_{к1}$, $d_{кл}$ — дата окончания периода таяния льда на конце ледника

τ_1 — часовой угол солнца

$\tau_в$ — время восхода солнца над линией горизонта

$\tau_з$ — время захода солнца за горизонт

φ — географическая широта

ψ — средняя ориентация ледника

ω — средний суточный расход воды

ω_{10} — средний декадный расход воды

Φ — функция устойчивости вертикального распределения метеорологического элемента (температура воздуха, влажность воздуха, скорость ветра) в приземном слое

Глава 1

Физико-статистическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки

1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решения

Сформулируем вначале ряд общих положений, необходимых для уточнения постановки задачи моделирования процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1. Ледники представляют собой многолетние цельные природные образования, состоящие из льда и фирна. Лед — это твердое кристаллическое вещество с постоянной плотностью порядка 0,90—0,91 г/см^3. Фирном называется снег возрастом от 1 года и более с широким диапазоном колебаний плотности. На поверхности ледника существует четкая граница между областями преобладающего распространения льда и фирна.

2. Внутригодовой гидрологический режим ледника включает периоды преимущественной аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на поверхности ледника и период абляции льда и фирна. Продолжительность периодов аккумуляции и абляции сезонного снега для любой элементарной площадки на поверхности ледника зависит от ее планово-высотных координат. Во внутригодовом ходе процессов аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на любой элементарной площадке имеет место последовательная смена максимума и минимума этих процессов. Процесс абляции льда и фирна может прерываться в результате образования временного снежного покрова на поверхности ледника. Линией раздела между областями абляции льда и фирна и сезонного снежного покрова является снеговая граница на поверхности ледника.

3. В результате многолетних колебаний интенсивности и продолжительности процессов аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на поверхности ледника площадь, где имеет место абляция льда и фирна, изменяется от нуля до всей поверхности ледника.

4. Ледниковое питание реки формируется в результате таяния льда и фирна в течение интервала времени, когда высота сезонной снеговой границы превышает отметку конца ледника. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к сезонному снеговому питанию реки. Такая трактовка понятия «ледниковый сток» обусловлена тем, что объем таяния льда и фирна не является элементов годового баланса твердых атмосферных осадков на поверхности водосбора.

С учетом сформулированных выше положений запишем общие выражения для определения суммарных объемов таяния сезон-

ного снега v_c и льда и фирна $v_{лф}$ за соответствующие периоды преобладающей абляции:

$$v_c = \int_{\tau_0}^{\tau_к} \int_{F_c} M(\mathbf{r}, t)\, dF_c\, dt \tag{1.2}$$

и

$$v_{лф} = \int_{\tau_{01}}^{\tau_{к1}} \int_{F_{лф}} M(\mathbf{r}, t)\, dF_{лф}\, dt, \tag{1.3}$$

где τ_0 и $\tau_к$ — моменты максимумов аккумуляции, разделенные во времени периодом преимущественной абляции; F_c — площадь сезонного снежного покрова на леднике; M — интенсивность таяния; $\mathbf{r}$ — вектор, характеризующий пространственное положение точки на леднике; τ_{01} и $\tau_{к1}$ — моменты начала и окончания таяния льда на конце ледника; $F_{лф}$ — площадь льда и фирна; dF_c *и* $dF_{лф}$ — элементарные площадки на поверхности снега и льда и фирна.

Поскольку площади F_c и $F_{лф}$ в течение периодов $\tau_к - \tau_0$ и $\tau_{к1} - \tau_{01}$ являются однозначными функциями высоты сезонной снеговой границы $Z_{гсс}$ на леднике, выражения (1.2) и (1.3) можно записать в форме, более удобной для численного интегрирования. Так, для интервала времени, когда $Z_{гсс} < Z_к$, т. е. от момента максимума аккумуляции сезонного снега на леднике до начала периода абляции льда и фирна

$$v_{c_1}(\tau_{01}) = \int_{\tau_0}^{\tau_{01}} \int_{Z_к}^{Z_н} M(z, t) \frac{dF}{dz}\, dz\, dt \tag{1.4}$$

при $Z_к < Z_{гсс}(t) \leqslant Z_н$ или в течение периода абляции льда и фирна

$$v_{c2}(\tau_{к1}) = \int_{\tau_{01}}^{\tau_{к1}} \int_{Z_{гсс}(\tau_{01})}^{Z_н} M(z, t) \frac{dF}{dz}\, dz\, dt, \tag{1.5}$$

$$v_{лф}(\tau_{к1}) = \int_{\tau_{01}}^{\tau_{к1}} \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(\tau_{к1})} M(z, t) \frac{dF}{dz}\, dz\, dt \tag{1.6}$$

и после окончания периода абляции льда и фирна, когда постоянно сохраняется условие $Z_{гсс}(t) < Z_к$

$$v_{c3}(\tau_к) = \int_{\tau_{к1}}^{\tau_к} \int_{Z_к}^{Z_н} M(z, t) \frac{dF}{dz}\, dz\, dt. \tag{1.7}$$

В выражениях (1.4)—(1.7) $Z_к$ и $Z_н$ — абсолютные высоты соответственно конца и начала ледника.

Поскольку интегрирование по z и t для отдельного ледника, а тем более их множества в пределах бассейна реки даже в упрощенных формулах (1.4)—(1.7) возможно только численными методами, замкнутую систему методов определения для множества ледников пространственно-временно́й изменчивости дат начала и конца периода таяния льда и фирна, интенсивности таяния снега, льда и фирна, высот сезонной снеговой границы и площадей различных типов поверхности ледника в течение периода $\tau_{к1}$—τ_{01} будем называть далее физико-статистической региональной моделью процесса таяния и ледникового стока.

Степень приближения модели гидрологического режима оледенения определяется в данном случае объективными причинами: уровнем изученности пространственно-временной изменчивости основных факторов, от которых зависит интенсивность таяния, полнотой и репрезентативностью исходной метеорологической информации об условиях таяния и сведений по морфометрии ледников, образующих гляциальную область.

Хорошо известно, какой сложной и пестрой в условиях резко расчлененного рельефа становится картина распределения осадков, облачности, атмосферной циркуляции, солнечной радиации, температуры воздуха и других метеорологических элементов. Пока что бассейны рек Средней Азии, где сосредоточены основные площади современного оледенения, в метеорологическом отношении освещены крайне недостаточно. Подавляющее большинство станций Госкомгидромета, проводящих режимные метеорологические наблюдения, расположено до высот не более 2000 м над уровнем моря. В диапазоне высот от 2000 до 3000 м таких станций всего лишь около 40 на всю горную территорию Средней Азии, а выше 3000 м количество метеорологических стационаров составляет только 23.

Условия существования оледенения Средней Азии изучены также неравномерно. Если сейчас на равнине и в предгорьях на всех реках и каналах ведется учет стока и водопользования, то о режиме многолетних запасов снега и льда в областях питания рек нередко имеются приближенные, неполные или устаревшие сведения. Недостаток данных непосредственных измерений на ледниках особенно ощущается в бассейне р. Нарын, на восточном и юго-западном Памире, в хребтах Заалайском, Петра Первого, Дарвазском, Язгулемском и др.

Основным источником данных о количестве, расположении и морфометрии ледников Средней Азии являются выпуски 13 и 14 томов «Каталога ледников СССР». При составлении каталогов ледников широко используются аэрофотосъемка и крупномасштабные карты, поэтому они неплохо отражают количественную картину современного оледенения. Весьма существенным недостатком этой картины является ее статичность и ограниченность состава характеристик ледников.

Таким образом, оценки обеспеченности исходной информацией, которая необходима для расчета процесса $M(\mathbf{r}, t)$, показывают,

что для получения решения, пригодного для широкого использования, требуется некоторое упрощение первоначальной постановки задачи.

Качество расчета v_c, $v_{лф}$ и диапазон применимости искомой методики в целом во многом зависят от способа определения интенсивности таяния. Физическая стороны процесса поступления и преобразования энергии на поверхности снега и льда в настоящее время представляется достаточно ясной.

Обобщения результатов непосредственных измерений составляющих теплового баланса на поверхности ледников Средней Азии и других горных стран содержатся в работах [16, 26, 28, 59, 87, 110, 132, 144, 153—156, 165, 181, 197, 201, 232, 244, 245] и многих других, которые невозможно здесь перечислить. Немало исследователей в СССР и за рубежом рассматривают в своих работах способы пространственной экстраполяции метеорологических элементов, необходимых для расчета компонентов теплового баланса в горных условиях.

Анализ этих работ показывает, что использование уравнения теплового баланса для оперативных расчетов таяния в гляциальных областях является нецелесообразным ввиду недостатка или отсутствия исходной метеорологической информации (температура поверхности, влажность и прозрачность воздуха, продолжительность солнечного сияния и т. д.), слабой изученности процесса турбулентного переноса тепла и влаги в приледниковом слое воздуха, исключительной сложности ветрового режима в высокогорных долинах.

В этой ситуации для построения модели режима оледенения вполне очевидной становится необходимость:

а) получения статистическими методами эмпирических формул интенсивности таяния, учитывающих относительную значимость компонентов теплового баланса и пригодных для широкого применения в условиях оледенения Средней Азии;

б) использования при выводе эмпирических формул осредненных значений функции и аргументов с целью гашения случайных ошибок измерений;

в) суммирования рассчитанных значений $V_M(t)$ за интервалы времени от декады до месяца — также для элиминирования погрешностей.

Гляциальные области в бассейнах рек Средней Азии состоят из десятков и сотен ледников самых различных форм, размеров, с произвольным расположением, широким диапазоном микро- и мезоособенностей режима аккумуляции и абляции. В связи с этим важнейшей частью региональной модели гидрологического режима оледенения является совершенно неизученный вопрос о получении суммарных величин таяния для всего множества $N_{гл}$ ледников, образующих гляциальную область. Причем заранее ясно, что раздельное вычисление v_M и последующее накопление результатов — неэффективный и практически нереализуемый путь.

В дополнение к уже упомянутым наиболее крупным новым задачам следует назвать: а) вопросы трансформации объемов суммарного таяния в гляциальных областях в ледниковый сток, б) разработку методов долгосрочного прогноза ледникового стока, в) определение для оледенения Средней Азии статистических параметров (среднее, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии), характеризующих многолетние колебания суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек региона, г) численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников с целью получения дополнительного объема ледникового стока.

Длительное время оценки вклада ледниковых вод как источника питания рек Средней Азии определялись путем анализа составляющих уравнения среднего многолетнего годового водного баланса. Результаты расчетов средних величин ледникового питания и стока приводятся в работах В. Л. Шульца [221], А. О. Кеммериха [93, 94], Б. А. Камалова [88], А. С. Щетинникова [230], А. Н. Кренке [141] и других авторов. Хотя проработки этих исследователей несомненно заслуживают положительной оценки, тем не менее определение одного лишь параметра гидрологического режима оледенения Средней Азии в настоящее время явно недостаточно. Как уже было отмечено ранее, для научных и практических целей необходимы: средние значения V_M и $W_{гл}$ за год и отдельные месяцы абляционного периода, коэффициенты вариации и асимметрии, авто- и кросскорреляционные функции элементов гидрологического режима.

Наиболее перспективным способом изучения и количественной оценки таяния и ледникового стока как элементов режима гляциальной области является разработка математических моделей, учитывающих структуру уравнений теплового и водного баланса в ледниковых бассейнах и пространственно-временную изменчивость интенсивности процессов аккумуляции и таяния снега и льда. Принципиальное отличие математических моделей от упомянутых ранее методов расчета $\overline{V}_M$ и $\overline{W}_{гл}$ состоит в том, что в модели рассматривается замкнутая система уравнений и гипотез, последовательно описывающих основные этапы процесса формирования стока.

1.2. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников

Современное оледенение в бассейнах рек Средней Азии и других горных стран состоит из десятков и сотен ледников разнообразных размеров и форм. Наряду с изучением режима отдельных объектов, основной проблемой гляциогидрологии является получение оценок, характеризующих элементы режима всего множества ледников или гляциальной области в пределах некоторого бассейна реки. Определения внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей естественно должны учитывать все основ-

ные особенности и закономерности процессов аккумуляции и абляции, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников как одного из элементов режима гляциальных областей Средней Азии [119, 121].

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующей исходной информации, решений и методов для описания процесса таяния на всей площади дискретного множества ледников. Независимо от варианта решения в целом проблемы расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния одним из принципиальных вопросов является обобщение морфометрических показателей множества ледников.

Разработанная автором статистическая модель гляциальной области [117, 123] представляет собой количественную форму типизации в однородных районах гляциальной области основных морфометрических показателей множества отдельных объектов: площади ледника и сплошной морены, индивидуального распределения площади в зависимости от высоты, отметок начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного моренного покрова, средних значений ориентации и уклона поверхности ледника.

Метод типизации обеспечивает получение на типичном объекте или «среднем леднике» данных о внутригодовом и многолетнем режиме суммарного таяния, относящихся ко всему множеству ледников в пределах рассматриваемого бассейна реки. Достоинством метода типизации является также возможность применения результатов расчета таяния для анализа характеристик режима ледников, зависящих от соотношения площадей аккумуляции и абляции. Например, процесс ледникового стока.

Рассмотрим далее в общем виде статистическую модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников и результаты численного эксперимента, характеризующего качество модели.

Сначала запишем полное выражение суммарного объема таяния в момент t на поверхности некоторого ледника:

$$v_M(t)_{\mathbf{r}} = \int_F M(\mathbf{r},\ t)\, dF, \tag{1.8}$$

где $v_M(t)$ — суммарный объем таяния, размерность которого — объем в единицу времени; M — интенсивность таяния; $\mathbf{r}$ — вектор, характеризующий пространственное положение точки на леднике (включает планово-высотные координаты, ориентацию и уклон поверхности ледника); F — площадь ледника.

Определение $v_M(t)$ по полному выражению (1.8) невозможно ни аналитически, поскольку функция $M(\mathbf{r},\ t)$ неизвестна, ни численными методами ввиду отсутствия необходимых исходных данных. Для получения практически приемлемого метода расчета

$v_M(t)$ заменим $M(\mathbf{r}, t)$ одномерной функцией высоты местности z. Тогда

$$v_M(t)_z = \int_{Z_к}^{Z_н} M(z, t)\, s(z)\, dz, \tag{1.9}$$

где $Z_н$ — абсолютная высота начала ледника; $Z_к$ — отметка конца ледника; $s(z)$ — функция распределения площади ледника в зависимости от высоты местности.

Применив к интегралу от произведения двух функций $M(z)$ и $s(z)$ обобщенную теорему о среднем [204], получим

$$v_M(t)_z = M(\bar{z}, t) \int_{Z_к}^{Z_н} s(z)\, dz, \tag{1.10}$$

а поскольку

$$\int_{Z_к}^{Z_н} s(z)\, dz = S, \tag{1.11}$$

то

$$v_M(t)_z = M(\bar{z}, t)\, S, \tag{1.12}$$

где z — некоторая высота в интервале $Z_н$, $Z_к$; S — общая площадь ледника.

Перейдем затем от единичного ледника к их однородному подмножеству $n_h \geqslant 1$ из множества $N_{гл} \geqslant 2$. Множество ледников $N_{гл}$, состоящее из одного или нескольких однородных внутри себя подмножеств, называется гляциальной областью в некотором речном бассейне

$$N_{гл} = n_1 + n_2 + \ldots + n_k. \tag{1.13}$$

Общее упрощенное выражение суммарного объема таяния ледников в момент времени t в целом для гляциальной области имеет вид

$$V_M(t) = n_1 \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} M(\bar{z}_i, t)\, S_i + n_2 \frac{1}{n_2} \sum_{i=1}^{n_1} M(\bar{z}_i, t)\, S_i + \\ + \ldots + n_k \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} M(\bar{z}_i, t)\, S_i, \tag{1.14}$$

где

$$\frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} M(\bar{z}_i, t)\, S_i = \overline{M_k(\bar{z}, t)\, S_k} = \overline{W}_k \tag{1.15}$$

представляет собой средний суммарный объем таяния в подмножестве n_k.

В итоге, учитывая (1.15), для определения суммарного объема таяния ледников в гляциальной области получаем:

$$V_M = n_1\overline{W}_1 + n_2\overline{W}_2 + \ldots + n_k\overline{W}_k. \qquad (1.16)$$

Выражение (1.15) для $\overline{W}_k$ является средним произведением двух переменных, которое, согласно известной [21] теореме умножения математических ожиданий, равно:

$$\overline{W}_k = \overline{M}_k\left(\tilde{z}\right)\overline{S}_k + \operatorname{cov} M_k S_k, \qquad (1.17)$$

где $\operatorname{cov} M_k S_k$ — корреляционный момент переменных M_k и S_k. Вполне очевидно, что

$$\operatorname{cov} M_k S_k = 0, \qquad (1.18)$$

поскольку интенсивность таяния $M_k(\tilde{z})$ никоим образом не зависит от размеров площади ледника. Тогда вместо (1.17) запишем

$$\overline{W}_k = \overline{M}_k\left(\tilde{z}\right)\overline{S}_k, \qquad (1.19)$$

где математическое ожидание S_k определяется весьма просто по данным о площадях отдельных ледников:

$$\overline{S}_k = \frac{1}{n_k}\sum_{i=1}^{n_k} S_i. \qquad (1.20)$$

Для нахождения математического ожидания другого сомножителя в формуле (1.19) представим интенсивность таяния на высоте z, как это часто делается в гляциологических расчетах, в виде линейной функции температуры воздуха Θ:

$$M(z) = a\Theta(z) + b, \qquad (1.21)$$

где a и b — параметры. Как известно [21], математическое ожидание Мо линейной функции равно той же линейной функции от математического ожидания аргумента. В данном случае —

$$\operatorname{Mo}[M(z)] = a\operatorname{Mo}[\Theta(z)] + b, \qquad (1.22)$$

а поскольку температура воздуха в свою очередь является линейной функцией высоты местности

$$\Theta(z) = \Theta(z_0) - \gamma(z - z_0) \qquad (1.23)$$

(здесь $\Theta(z_0)$ — известная температура воздуха на высоте z_0, γ — вертикальный градиент температуры), математическое ожидание $\Theta(z)$ находим так же, как для $M(z)$, т. е.

$$\operatorname{Mo}[\Theta(z)] = \Theta(z_0) - \gamma\operatorname{Mo}(z - z_0). \qquad (1.24)$$

Подставим (1.24) в (1.22), получим

$$\operatorname{Mo}[M(z)] = c_M - a\gamma\operatorname{Mo}(z), \qquad (1.25)$$

где параметр c_M является обобщенной характеристикой коэффициентов a, b, γ и заданного значения $\Theta(z_0)$

$$c_M = a[\Theta(z_0) + \gamma z_0] + b. \tag{1.26}$$

Таким образом, вместо (1.14) и (1.16) получено выражение

$$V_M(t) = n_1\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_1\right)\right]\bar{S}_1 + n_2\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_2\right)\right]\bar{S}_2 + \\ + \ldots + n_k\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_k\right)\right]\bar{S}_k, \tag{1.27}$$

$$\operatorname{Mo}[\tilde{z}_k] = \sum_{i=1}^{n_k} \tilde{z}_i p_i \tag{1.28}$$

(p_i — весовой множитель), которое может быть непосредственно использовано для расчетов суммарного таяния ледников за различные интервалы времени, если известно, что $M(z)$ является линейной функцией высоты. В этом случае, как показано в работе [170], $\tilde{z}$ должно быть средней взвешенной высотой ледника в интервале $Z_н$—$Z_к$, что обеспечивает равенство

$$M(\tilde{z}) = \frac{1}{Z_н - Z_к}\int_{Z_к}^{Z_н} M(z)\,dz. \tag{1.29}$$

Параметр c_M в формуле (1.27) определяется сразу для всей гляциальной области применительно к высоте z_0 и в зависимости от параметров в формуле интенсивности таяния и периода осреднения температуры воздуха на высоте z_0.

Итак, первый, самый простой, вариант статистической модели гляциальной области для расчетов суммарного таяния ледников состоит всего лишь из двух характеристик: средней площади ледника в некотором подмножестве n_k гляциальной области и математического ожидания средних взвешенных высот ледников в том же подмножестве n_k. Можно показать также, что параметр c_M включает интенсивность таяния на высоте z_0. Как уже было сказано, формула (1.27) применяется для определения V_M при условии линейности $M(z)$ в интервале $Z_н$—$Z_к$.

В рассматриваемой формуле для определения суммарного таяния ледников невозможно априорно установить, насколько точно выполняется во времени и пространстве условие линейности $M(z)$. Поэтому целесообразно разделить интервал $Z_н$—$Z_к$ на отдельные части, в которых функция $M(z)$ заведомо была бы линейной. Тогда вместо (1.27) напишем

$$V_M(t) = n_1\sum_{j=1}^{m}\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_{1j}\right)\right]\bar{S}_{1j} + n_2\sum_{j=1}^{m}\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_{2j}\right)\right]\bar{S}_{2j} + \\ + \ldots + n_k\sum_{j=1}^{m}\left[c_M - a\gamma \operatorname{Mo}\left(\tilde{z}_{kj}\right)\right]\bar{S}_{kj}, \tag{1.30}$$

где m — число частей в интервале $Z_н$—$Z_к$. Количество этих частей примем равным пяти, чтобы определение суммарного объема таяния ледников включало расчет основных составляющих V_M — объемов таяния: 1) льда под мореной ($v_{лм}$), 2) открытого льда ($v_л$), 3) старого фирна ($v_ф$), 4—5) зимнего ($v_{зс}$) и летнего снега ($v_{лс}$). В формуле (1.30) переменная $\bar{z}_j$ означает среднюю взвешенную высоту в интервале высот для соответствующего типа поверхности ледника.

Для практических определений V_M по формуле (1.30) необходимы [117, 119, 121] следующие сведения по морфометрии ледников: площадь ледника и сплошной морены; распределение площади в зависимости от высоты; абсолютные высоты начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного моренного покрова; средние взвешенные по площади значения ориентации и уклона поверхности ледника. Все обобщенные высотные характеристики ледников должны быть средними взвешенными по площади, данные по площадям — просто средними.

Комплекс морфометрических показателей, получаемых по данным Каталога ледников СССР, образует портрет «среднего ледника» для каждой из однородных групп ледников в некоторой гляциальной области. Затем характеристики средних ледников используются в расчетах суммарного таяния по формуле (1.30). Очевидно, что методический подход к определению V_M, основанный на понятии «среднего ледника», существенно упрощает и облегчает расчеты суммарного таяния в гляциальных областях, включающих сотни и тысячи ледников.

В качестве примеров статистических моделей в табл. 1.1 приведены морфометрические характеристики средних ледников по районам (группам ледников) гляциальных областей в бассейнах рек Пскем, Зеравшан (Матча) и Муксу. Включенные в число этих показателей средние взвешенные значения уклона и ориентации ледников определены по методике А. О. Щетинникова [226, 227] и используются для расчета поглощенной солнечной радиации как аргумента формулы интенсивности таяния. Метод расчета средней толщины морены на концах ледников разработан автором [119] и рассмотрен в разделе 2.4.

Методической основой выделения районов-подмножеств в гляциальных областях является условие однородности отдельных участков бассейна в орографическом и климатическом отношениях. Иногда в бассейнах рек с развитым оледенением необходимо один или несколько своеобразных районов рассматривать как самостоятельные гляциальные области и выделять в них однородные группы ледников. Ярким примером является бассейн ледника Федченко, который для расчетов таяния выделен в самостоятельную гляциальную область в бассейне р. Муксу. В свою очередь, в бассейне ледника Федченко морфометрические характеристики основных стволов ледников Федченко и Бивачного настолько своеобразны, что оба этих объекта входят в статистиче-

Таблица 1.1

Морфометрические характеристики средних ледников по районам гляциальной области в бассейнах рек Пскем, Зеравшан (Матча) и Муксу

№ п/п	Район гляциальной области (группа ледников)	n_k	$\overline{S}(n_k)$ км²	$Z_к$ км	$Z_{фг}$ км	$Z_н$ км	$\overline{S}_с(n_k)$ км²	$Z_{вгм}$ км	$\overline{H}_с(Z_к)$ см	$\overline{\alpha}°$	$\psi°$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Бассейн р. Пскем										
1	ЮВ склон Угамского хребта	42	0,454	3,30	3,53	3,80	0,02	3,38	12	18°3′	123°
2	СЗ склон Майдантальского хребта	34	0,671	3,31	3,62	3,94	0,02	3,34	12	18°7′	166°
3	ЮВ склон Майдантальского хребта	24	0,337	3,34	3,63	3,86	—	—	—	21°7′	118°
4	СЗ склон Пскемского хребта	87	0,654	3,52	3,75	4,07	0,04	3,56	15	20°3′	172°
5	ЮЗ склон Таласского хребта	9	0,376	3,72	3,88	4,07	—	—	—	19°1′	112°
	Бассейн р. Зеравшан										
1	Система ледника Зеравшанского	100	2,19	3,46	4,11	4,88	0,22	3,63	20	18°40′	11°40′
2	Левые притоки р. Матча до устья р. Табаспин	145	0,77	3,53	4,01	4,47	0,10	3,69	23	21°20′	175°30′
3	Левые притоки р. Матча от устья р. Табаспин до устья р. Фандарьи	134	0,28	3,70	3,97	4,27	0,02	3,74	12	24°50′	175°
4	Притоки р. Матча от р. Сабах до л. Зеравшанского	138	0,63	3,76	4,20	4,71	0,07	3,92	22	23°30′	84°
5	Притоки р. Матча ниже устья р. Сабах	59	0,30	4,01	4,24	4,50	—	—	—	22°10′	152°
	Бассейн р. Муксу										
1	Нижние левые притоки р. Муксу от устья до бассейна р. Сугран	64	2,15	3,45	4,54	5,84	0,05	3,58	6,1	24,5	332
2	Левые притоки р. Муксу от конца л. Федченко до бассейна р. Сугран	103	1,88	3,78	4,86	6,11	0,11	4,08	11,7	25,0	341
3	Нижние правые притоки р. Муксу от устья до пер. Терсагар	91	1,40	3,97	4,77	5,42	0,07	4,26	14,1	23,0	153
4	Правые притоки и верховья р. Сауксай	149	1,80	4,31	5,25	6,30	0,09	4,48	9,3	28,0	199
5	Бассейн р. Кызкурган	39	2,68	4,39	4,94	5,58	—	—	—	24,5	26
6	Левые притоки р. Сауксай	198	0,89	4,48	4,99	5,58	—	—	—	27,0	31
7	Бассейн р. Баляндкиик	260	1,01	4,57	5,01	5,50	0,01	4,78	5,3	23,0	24
	Бассейн л. Федченко										
1	Основной ствол л. Федченко	1	214,0	2,88	4,55	6,83	28,7	3,54	25,3	7,0	360
2	Основной ствол л. Бивачного	1	32,0	3,46	4,19	6,38	17,6	4,13	78,9	8,5	45
3	Бассейн р. Малый Танымас	31	1,52	3,96	4,90	6,02	0,43	4,62	53,3	28,0	73
4	Группа ледника Косиненко—Улугбека	36	1,63	4,11	4,87	5,72	0,23	4,56	24,5	22,0	323
5	Левые притоки л. Бивачного	28	2,55	4,24	5,18	6,73	0,61	4,86	43,7	25,5	82
6	Левые притоки л. Федченко выше устья л. Бивачного	42	3,58	4,41	4,87	5,66	0,08	4,40	7,7	20,0	66
7	Правые притоки л. Бивачного	22	1,62	4,53	5,13	6,02	0,09	5,26	13,3	32,0	337
8	Правые притоки л. Федченко	24	3,27	4,71	5,17	6,02	0,07	4,89	6,9	20,0	250

Примечание. n_k — колнчество ледников в группе; $\overline{S}(n_k)$ — площадь среднего ледника в группе (подмножестве) n_k; $Z_к$ — высота конца ледника; $Z_{фг}$ — высота фирновой границы; $Z_н$ — высота начала ледника; $\overline{S}_с(n_k)$ — средняя площадь сплошной морены; $Z_{вгм}$ — верхняя граница сплошной морены; $\overline{H}_с$ — средняя толщина сплошной морены на конце ледника; α — средний уклон; ψ — средняя экспозиция.

скую модель гляциальной области бассейна Федченко как самостоятельные подмножества.

Для оценки качества расчетов V_M в гляциальной области по обобщенным морфометрическим параметрам среднего ледника выполнен следующий численный эксперимент. Сначала по морфометрическим характеристикам каждого ледника были рассчитаны за сорокалетний ряд лет слагаемые суммарного объема таяния 7 ледников в течение мая—октября. Затем для этой группы ледников были определены высотные и площадные показатели сред-

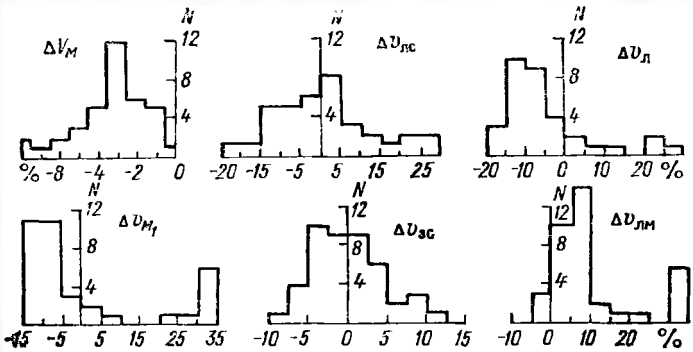


Рис. 1.1. Распределения относительных отклонений объемов $V_м$, $V_{м1}$, $V_{лс}$, $V_{зс}$, $V_л$, $V_{лм}$, полученных на основе статистической модели гляциальной области от аналогичных характеристик, определенных путем суммирования результатов расчета таяния для каждого ледника в группе.

него ледника и расчет слагаемых суммарного объема таяния по модели (1.30) был повторен за те же годы.

На рис. 1.1 показаны распределения относительных отклонений слагаемых объема V_M и их сумм, полученных на основе статистической модели гляциальной области от аналогичных характеристик, определенных путем суммирования результатов расчета для каждого ледника в группе. Сформулируем ряд выводов на основе анализа этих распределений.

1. Распределение повторяемости отклонений относительно модального значения на всех графиках имеет более или менее симметричный характер, что указывает на случайность процесса.

2. Значения моды распределений близки к нулю для относительных отклонений объемов таяния зимнего и летнего снега, равны +7 % и —7 % соответственно для объемов таяния открытого льда и льда под мореной, составляют —10 % для суммы объемов $\upsilon_{лм}+\upsilon_л+\upsilon_ф$ и всего лишь —3 % для суммы всех пяти слагаемых V_M.

3. Вид функций распределения и средние значения относительных отклонений для суммарного объема таяния V_M и его составляющих, полученных с использованием морфометрии сред-

него ледника, подтверждают обоснованность метода статистической модели гляциальной области и вполне удовлетворительное качество расчетов одного из основных элементов режима современного оледенения.

Причины преобладания относительных отклонений с положительными или отрицательными знаками специально не рассматривались. Возможно, наблюдающиеся на рис. 1.1 небольшие систематические завышения или занижения результатов расчета таяния на среднем леднике обусловлены тем, что поглощенная радиация в формуле интенсивности таяния была определена только на одной постоянной высоте, а не для различных значений $\tilde{z}_{hj}$.

Выводы

1. Сформулирована проблема определения основных показателей вещественного баланса оледенения, суммарного таяния ледников (V_M) и ледникового стока ($W_{гл}$) в бассейнах рек Средней Азии. В число этих показателей входят: продолжительность периода таяния льда и формирования ледникового стока; максимальная высота сезонной снеговой границы на ледниках; месячные, годовые и средние многолетние объемы V_M и $W_{гл}$; коэффициенты вариации многолетних рядов V_M, $W_{гл}$ и других характеристик их авто- и кросскорреляционные функции.

2. При современной гляциологической и гидрометеорологической изученности высокогорной территории Средней Азии необходимо упрощение полного выражения суммарного таяния на леднике.

В случаях, когда аккумуляция, абляция и другие показатели гидрологического режима оледенения являются функциями высоты местности, одномерная физико-статистическая региональная модель процесса таяния и ледникового стока предусматривает: обобщение морфометрических характеристик для всего множества ледников в бассейне; определение для этого множества дат начала и конца периода таяния льда и фирна; расчет интенсивности таяния снега, льда и фирна; определение высот сезонной снеговой границы и площадей различных типов тающей поверхности ледника в течение гидрологического года.

Перечисленные показатели имеют также самостоятельное значение для анализа, картирования и прогноза элементов гидрологического режима оледенения.

3. Количественной формой обобщения морфометрических показателей множества ледников, разбитого на однородные группы, является статистическая модель гляциальной области. Модель включает: площадь среднего ледника, функцию распределения площади в зависимости от высоты, средние взвешенные по площади отметки высот начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы морены, средний слой морены на конце ледника, средние значения уклона и ориентации поверхности ледника.

Теоретически доказано, что статистическая модель гляциальной области существенно упрощает расчеты внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения. Точность расчета при этом сохраняется весьма высокой.

Глава 2

Методы расчета интенсивности таяния снега и льда

2.1. Уравнение теплового баланса поверхности ледника и формулы интенсивности таяния

Одним из основных элементов методики расчета внутригодового гидрографа объемов суммарного таяния ледников в бассейне реки является определение интенсивности таяния снега и льда $M = M(z, t)$.

В настоящее время для этой цели применяются два способа расчета M: а) численное решение полного или упрощенного уравнения теплового баланса таяния [47—49, 55, 146, 147, 181, 183, 232, 239, 240, 243, 250]; б) определение M с помощью эмпирических формул, имеющих локальное или региональное назначение (см., например, [1, 10, 25, 65, 70, 81, 100, 103, 110 115, 119, 127, 132, 159, 170, 172, 185, 235, 254, 270, 276].

В качестве исходного выражения для определения расхода энергии на таяние (в кал/см^2) за время Δt в деятельном слое толщиной 10—15 см от поверхности ледника примем уравнение теплового баланса в следующей форме:

$$\rho c_* h_л = Q_R + (Q_\Theta - Q_e) + Q_p - (Q_g + Q_f),$$
$$\rho h_л = M, \qquad (2.1)$$

где ρ — плотность снега или льда; c_* — удельная теплота плавления; $h_л$ — изменение высоты поверхности ледника; Q_R — радиационный баланс деятельного слоя; Q_Θ — поток тепла в приледниковом слое воздуха; Q_e — перенос тепла с водяным паром; Q_p — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника; Q_g — кондуктивный перенос тепла из поверхностного слоя в глубину; Q_f — расход тепла на нагревание деятельного слоя до точки плавления.

В таком составе уравнение теплового баланса используется только при экспериментальных исследованиях процесса таяния на леднике и энерго- и массообмена в снежном покрове на элементарных площадках [146, 147, 216, 232, 255].

Более распространенным в исследовательских работах [48, 147, 237, 266] является сокращенный вариант уравнения (2.1):

$$c_* M = Q_R + (Q_\Theta - Q_e) + Q_p \qquad (2.2)$$

или еще проще [154]

$$c_* M = Q_R + (Q_\Theta - Q_e). \tag{2.3}$$

Исключение из уравнения (2.1) ряда слагаемых вызвано недостатком исходных данных даже в условиях экспериментальных гляциологических работ и тем, что относительная значимость Q_p, Q_g и Q_f в сравнении с другими членами уравнения (2.1) считается пренебрежимо малой.

В связи с необходимостью выбора оптимального способа определения интенсивности таяния снега и льда на основе ограниченной исходной информации рассмотрим некоторые практические способы расчета составляющих правой части уравнения (2.2).

Радиационный баланс деятельного слоя снега и льда

Включает компоненты коротковолновой и длинноволновой частей спектра излучения за вычетом радиации Q_l, проникающей ниже деятельного слоя:

$$Q_R = B_к + B_д - Q_l, \tag{2.4}$$

где $B_к$ — баланс коротковолновой радиации; $B_д$ — баланс длинноволновой радиации.

Установлено [48, 110, 147, 231, 232, 266 и др.], что вполне приемлемое качество определений радиационного баланса в исследованиях процесса таяния снега и льда обеспечивают следующие выражения:

$$B_к = Q_\odot f_1(C)(1 - A_к), \tag{2.5}$$

$$Q_\odot = J + D, \tag{2.6}$$

$$J = \frac{J_0 \sin^2 h_\odot}{\sin^2 h_\odot + \lambda}, \tag{2.7}$$

$$D = b_r (J_0 - J) \sin h_\odot, \tag{2.8}$$

$$f_1(C) = 1 - k_1 C_o - k_2 C_o^2 \tag{2.9}$$

или

$$f_1(C) = 1 - k_3 (C_o - C_н) - k_4 C_н, \tag{2.10}$$

$$B_д = E_a - E_з, \tag{2.11}$$

$$E_з = \varkappa \sigma_1 T_п^4, \tag{2.12}$$

$$E_a = \varkappa A \sigma_1 T_{200}^4 f_2(C), \tag{2.13}$$

$$A = a_1 + b_1 \sqrt{e}, \tag{2.14}$$

$$f_2(C) = 1 + k_5 C_н + k_6 (C_o - C_н), \tag{2.15}$$

$$Q_l = B_к e^{-\alpha_r l}. \tag{2.16}$$

Условные обозначения в формулах (2.5)—(2.16) следующие: $Q_\odot$ — суммарная радиация при отсутствии облачности; J — прямая

радиация; D — рассеянная радиация; $f_1(C)$ — функция ослабления $Q_\odot$ в зависимости от баллов облачности; $A_к$ — альбедо; J_0 — солнечная постоянная; $h_\odot$ — высота солнца; λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы; $C_о$ — общая облачность; $C_н$ — нижняя облачность; $E_з$ — длинноволновое излучение поверхности ледника; $\varkappa$ — излучательная способность ($\varkappa \approx 1$); σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана; $E_А$ — длинноволновое излучение атмосферы; $T_п$ — абсолютная температура поверхности; T_{200} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см; $f_2(C)$ — функция прироста $E_А$ в зависимости от баллов облачности; A — функция Брента; e — упругость водяного пара, 10^2 Па; α_r — коэффициент поглощения; l — толщина деятельного слоя; b_r, $k_1 \div k_6$, a_1, b_1 — эмпирические параметры.

Для определения альбедо в гляциологических расчетах применяются способы: а) характерных средних значений $A_к$ с учетом их пространственно-временной изменчивости [48, 105, 109, 110]; б) математическое моделирование временного хода $A_к(t)$ в зависимости от суточной интенсивности таяния [170, 202, 217]; в) локальных эмпирических зависимостей альбедо от плотности снежного покрова и времени [70, 72, 98, 110, 119, 221, 232, 268].

При использовании этих способов и формул (2.5)—(2.16) для региональных расчетов радиационного баланса на ледниках необходимо описание или в крайнем случае оценка пространственно-временной изменчивости соответствующих эмпирических параметров. В первую очередь это относится к интегральному показателю прозрачности атмосферы λ, коэффициентам $k_1 \div k_6$ в функциях влияния облачности на $B_к$ и $B_д$, параметрам в формулах для расчета альбедо.

Турбулентные потоки тепла над ледником

Как известно, исходными для расчета потоков Q_Θ и D_e («активное» и «скрытое» тепло по зарубежным [232, 237, 241, 250, 255] и другим гляциометеорологическим работам) в приледниковом слое воздуха являются следующие выражения:

$$Q_\Theta = -\rho c_P K_\Theta \frac{\partial T}{\partial z} \tag{2.17}$$

и

$$Q_e = -\rho L K_e \frac{\partial q^*}{\partial z}, \tag{2.18}$$

где ρ — плотность воздуха; c_P — удельная теплоемкость воздуха; L — удельная теплота фазового перехода; K_Θ и K_e — коэффициенты турбулентного переноса; $\frac{\partial T}{\partial z}$ и $\frac{\partial q^*}{\partial z}$ — градиенты абсолютной температуры воздуха и его удельной влажности. В многочисленных работах по расчетам турбулентного переноса в приледниковом слое воздуха аналитические выражения для коэффи-

циентов K_Θ и K_e выводятся на основе понятий скорости трения (u_*), шероховатости поверхности (z_s), условия логарифмичности вертикального профиля ветра над поверхностью ледника, функции устойчивости (Φ_χ) логарифмического профиля ветра, температуры воздуха и влажности.

Применительно к задаче определения $M(z, t)$ из всех способов расчета Q_Θ и Q_e на основе (2.17) и (2.18) имеет смысл рассматривать только такие, в которых: а) используется массовая исходная информация, б) параметры формул либо достаточно устойчивы, либо могут быть представлены в виде функций координат z, t.

Согласно [48], соответствующие рабочие формулы получаем после замены в (2.17)—(2.18) частных производных конечными разностями. Например,

$$Q_\Theta = \rho c_P \frac{K_\Theta}{\Delta z} (T - T_0) \tag{2.19}$$

или

$$Q_\Theta = \rho c_P f(u)(T - T_0), \tag{2.20}$$

а

$$Q_e = \frac{0{,}622L\rho}{P} f(u)(e_0 - e), \tag{2.21}$$

полагая, что $K_\Theta = K_e$, $K_\Theta/\Delta z = f(u)$ является линейной функцией скорости ветра

$$f(u) = a + bu, \tag{2.22}$$

где a и b — эмпирические параметры; в (2.21) P — атмосферное давление. Если определять эти параметры [77, 147, 151, 232] путем одновременных измерений испарения, скорости ветра и упругости водяного пара e на высотах z_2 и z_s (для тающей поверхности ледника $e(z_s) = 6{,}1 \cdot 10^2$ Па, а $u(z_s) = 0$, то a и b оказываются зависимыми [232] от функции устойчивости Φ_e и разности высот $\Delta z = z_2 - z_s$.

Аналогичные (2.20)—(2.21) выражения для расчета Q_Θ и Q_e получены [147, 232, 250, 255, 256, 266] путем интегрирования (2.17), (2.18) от z_s до z_2 и при условиях, что

$$K_\Theta(z) = \frac{u_* k_0 (z + z_s)}{\Phi_\Theta(z)}, \tag{2.23}$$

$$u_* = u(z)\, k_0 / \ln(z/z_s), \tag{2.24}$$

$$z \gg z_s; \quad K_\Theta(z) = K_e(z) = \text{const}, \quad \Phi_\Theta(z) = \Phi_e(z) = \text{const}. \tag{2.25}$$

Тогда

$$Q_\Theta = \alpha_\Theta (T - T_0), \tag{2.26}$$

где

$$\alpha_\Theta = \frac{\rho c_P u_* k_0}{\Phi_\Theta \ln(z/z_s)}. \tag{2.27}$$

Подставив (2.24) в (2.27), учитывая (2.25) и принимая $\overline{\Phi}_\Theta = \overline{\Phi}_e = 1$, получим

$$Q_\Theta = \frac{\rho c_p k_0^2 u(z)}{[\ln(z/z_s)]^2}(T - T_0), \tag{2.28}$$

Считая, что в этом выражении член

$$\frac{k_0^2 u(z)}{[\ln(z/z_s)]^2} = f_1(u)$$

также является линейной функцией скорости ветра [232], получаем для расчета Q_Θ и Q_e

$$Q_\Theta = \rho c_P f_1(u)(T - T_0), \tag{2.29}$$

$$Q_e = \frac{0{,}622L\rho}{P} f_1(u)(e - e_s), \tag{2.30}$$

т. е. такие же выражения, как (2.20) и (2.21). В формулах (2.23)—(2.28) k_0 — константа Кармана.

Практически важным для расчетов Q_Θ и Q_e является их отношение [235]

$$\frac{Q_\Theta}{Q_e} = \frac{c_P P}{0{,}622L}\frac{(T - T_0)}{(e - e_s)}, \tag{2.31}$$

которое позволяет определить один из этих потоков тепла, если независимо задан другой [147], или получить [232, 266] простую формулу для расчета Q_Θ:

$$Q_\Theta = L\beta_0 f_1(u)(T - T_0), \tag{2.32}$$

$$\beta_0 = \frac{c_P P}{0{,}622L} \tag{2.33}$$

— параметр, имеющий локальное значение.

Все рассмотренные здесь упрощенные способы расчета потоков Q_Θ и Q_e получены в предположении нейтральной стратификации температуры воздуха в приземном слое. В течение периода таяния над поверхностью ледника в подавляющем большинстве случаев наблюдается инверсия. Для учета влияния инверсии на коэффициенты K_Θ и K_e применяются [86, 232, 237, 255 и др.] поправочные формулы, полученные на основе теории подобия Монина—Обухова [174]. Так, при $\Phi_\Theta = \Phi_e$ в работе [232] рекомендованы:

$$f(u) = f_1(u)(1{,}0 + a\,\mathrm{Ri}_B)^2, \tag{2.34}$$

где

$$\mathrm{Ri}_B = \frac{2gz(T - T_0)}{(T + T_0)u^2} \tag{2.35}$$

— основное число Ричардсона; g — ускорение свободного падения; a — эмпирический коэффициент, равный 5. В той же работе [232] показано, что вычисление поправочного члена в (2.34) существенно усложняется при $\Phi_\Theta \neq \Phi_e$.

Относительно значимости в энергетическом балансе таяния тепловыделения жидких осадков на поверхности ледника существует вывод [146, 147], что вклад Q_p пренебрежимо мал. Этот вывод использован в настоящей работе при моделировании суммарного таяния ледников Средней Азии. При необходимости расчет Q_p может быть выполнен по приближенной формуле Е. Андерсона [232]

$$Q_p = c_w l_p (T_w - 273{,}16), \tag{2.36}$$

где c_w — теплоемкость воды; l_p — слой жидких осадков; T_w — температура смоченного термометра (К) в метеорологической будке.

Как видно, использование для расчета интенсивности таяния, согласно уравнениям (2.1)—(2.3), возможно более простых и не слишком грубых способов связано с определением значительного числа эмпирических коэффициентов. Соответствующие локальные численные характеристики приведены во многих работах [16, 20, 48, 119, 147, 158, 170, 235, 239, 242, 256, 278]. Например, для ледника Хинтерайсфернер по градиентно-балансовым измерениям определен [255] коэффициент α_Θ в формуле (2.26), который на одной и той же высоте оказался довольно устойчивым для различных интервалов времени в течение сезона абляции. При анализе высотной вариации α_Θ установлено, что реальная ошибка на 10 % в экстраполяции градиента альбедо вызывает 20 %-ную ошибку коэффициента α_Θ.

По поводу изменчивости эмпирических параметров ветровой функции нет единого мнения. Ряд авторов [48, 147, 151, 165] считают их малоизменчивыми, а из сводки измерений в работе [232] следует существенная пространственная вариация этих параметров.

Таким образом, возможность региональных определений Q_Θ и Q_e в гляциальных областях на основе самых простых выражений является сомнительной, по крайней мере из-за отсутствия методов экстраполяции скорости ветра в горах, и поэтому вынужденного принятия грубых допущений $\Phi_\Theta = \Phi_e = 1$ и $f(u) = \text{const}$.

Рассмотрим далее ряд формул и методов расчета интенсивности таяния снега и льда, где для определения составляющих правой части уравнения (2.3) использованы различные приемы. Уравнения вида:

$$M = B_к f(C) + f(\Theta^4_{200},\ e_{200},\ C) + f(\Delta\Theta,\ \Delta e,\ u).$$

Формула П. П. Кузьмина

Для расчета суточной интенсивности таяния изотермического снега при отсутствии жидких осадков в работе [147] рекомендуется выражение

$$M = 0{,}125\left[(Q+i)_0(1-A_к)(1-0{,}20C_о - 0{,}47C_н) - 1440\varkappa\sigma T_п^4 + \right.$$
$$\left. + 1440\left(0{,}62 + 0{,}05\sqrt{e_{200}}\right)(1 + 0{,}12C_о + 0{,}12C_н)\varkappa\sigma T_а^4\right] + a_с\gamma_а u_{1000}, \tag{2.37}$$

где $\varkappa=0{,}99$; $\sigma=8{,}26\cdot10^{-11}$ кал/см$^2\cdot$мин$\cdot$град^4; $T_п=273\text{ К}+\Theta_п$; $T_а=273\text{ К}+\Theta_{200}$; $Q+l$ — суммарная и рассеянная радиация при безоблачном небе; $A_к$ — альбедо; $C_о$ — балл общей облачности; $C_н$ — балл нижней облачности; Θ_{200} и e_{200} — температура воздуха и упругость водяного пара на высоте 200 см; u_{1000} — скорость ветра на уровне 1000 см; $\Theta_п$ — температура тающей поверхности,

$$a_с=0{,}878\frac{1+0{,}547u_{1000}}{u_{1000}}\ \text{мм/сут}^{-1}\cdot\text{град}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{с}, \qquad (2.38)$$

$$\gamma_а=(\Theta_{200}-\Theta_п)+1{,}75\,(e_{200}-e_п)\ \text{град}. \qquad (2.39)$$

Эмпирические коэффициенты в формулах (2.37)—(2.39) определены П. П. Кузьминым по данным соответствующих локальных измерений на равнине. Помимо основного выражения (2.37), П. П. Кузьмин [147] предложил также ряд приближенных способов определения интенсивности снеготаяния, в том числе с использованием ветровой функции $f(u)$.

Формулы Ю. М. Денисова

Формула Ю. М. Денисова [48] для расчета интенсивности таяния изотермического снега (мм/сут) при $\Theta_п=0°$ и $e_п=6{,}1\cdot10^2$ Па имеет вид

$$M=\mu_1\Theta+\mu_2Q+\mu_3, \qquad (2.40)$$

где

$$\mu_1=1{,}17Af(C)+2{,}21e^{-0{,}125z}, \qquad (2.41)$$

$$\mu_2=0{,}125\,(1-A_к), \qquad (2.42)$$

$$\mu_3=3{,}81\left(1-0{,}118\frac{\varepsilon}{\varepsilon_н}\right)e_{200}-23{,}2\left(1-0{,}118\frac{\varepsilon}{\varepsilon_н}\right)-$$

$$-80{,}2\,[1-Af(C)], \qquad (2.43)$$

причем $\Theta_{200}=\Theta(z,\ t)$; $e_{200}=e(z,\ t)$; $Q=Q(C,\ z,\ t)$; $A_к=\bar{A}_к(z,\ t)$; ε — доля жидкой фазы, содержащаяся в снеге, от общего запаса воды; $\varepsilon_н$ — наибольшая водоудерживающая способность снега. В формулах (2.41)—(2.43) μ_1 в мм/(град$\cdot$сут), μ_2 в мм$\cdot$см^2/кал; μ_3 в мм/сут.

Полученные Ю. М. Денисовым [48] рабочие выражения для определения турбулентного теплопотока [кал/(см$^2\cdot$сут)]

$$П_1=\left[0{,}0133P\,(\Theta_{200}-\Theta_п)+23{,}3\left(1-0{,}118\frac{\varepsilon}{\varepsilon_н}\right)(e_{200}-e_п)\right]f(u) \qquad (2.44)$$

и испарения (мм/сут)

$$E=0{,}343\,(e_{200}-e_п)\,f(u) \qquad (2.45)$$

с учетом изменчивости аргументов (P, Θ, e) на высоте z и во времени t по своей структуре и природе эмпирических параметров в принципе аналогичны формулам (2.38), (2.39). Отличие со-

стоит только в том, что в уравнении (2.44) скрытая теплота фазового перехода введена раздельно для возгонки и испарения. Значение ветровой функции $f(u)$ в формулах (2.44), (2.45) задано постоянным и равным 1,31 м/с, расчет поступления суммарной радиации Q выполняется с учетом крутизны и ориентации склона. При определении эффективного излучения и в функциях облачности Ю. М. Денисов использовал эмпирические параметры, полученные П. П. Кузьминым [147].

Кроме того, для различных вариантов внутрисуточного хода таяния в работе [48] получены формулы интенсивности таяния, приближенно учитывающие суточный ход температуры воздуха и суммарной радиации. Для применения этих формул необходимы максимальная и минимальная температура воздуха за сутки и сведения о фактической продолжительности таяния в течение суток.

Впоследствии в формулу (2.40) Ю. М. Денисовым с соавторами [55] были внесены некоторые усовершенствования: уточнены выражения, аппроксимирующие внутрисуточный ход температуры воздуха и суммарной радиации, получены эмпирические зависимости для суточной амплитуды температуры воздуха от высоты местности и баллов облачности, снято условие $f(u)=\text{const}$. Однако, как показали совместные расчеты интенсивности таяния по усовершенствованной формуле Денисова, ее первоначальному варианту (2.40) и формулам автора (см. раздел 2.3 монографии и работы [55, 254]), усложнение методики и увеличение объема расчетов не привело к заметному улучшению точности определения M.

Формула Э. Андерсона

При выводе рабочего выражения интенсивности таяния снега Э. Андерсон [232] практически без изменений заимствовал методику П. П. Кузьмина [147]. Поэтому формула M для изотермического тающего снега в отсутствие жидких осадков

$$M = 0{,}125Q_{ir} - 3{,}37\,\Delta t_h - 8{,}5f(u)\left[(e_{200} - 6{,}11) + \right.$$

$$\left. + \frac{c_P P}{0{,}622L}(T_{200} - 273{,}16)\right] \text{ мм}/\Delta t_h, \qquad (2.46)$$

$$Q_{ir} = Q(1 - A_к) - E_{эф} \qquad (2.47)$$

вполне аналогична выражению (2.37) при $C_н = C_0 = 0$.

После сравнения результатов применения в модели формирования снежного покрова уравнения интенсивности таяния (2.46) и простейшего выражения, представляющего собой температурный индекс таяния типа $M = k\bar{\Theta}$, Э. Андерсон [232] пришел к выводу об отсутствии заметного и систематического улучшения качества моделирования за счет усложнения методики расчета M. Важно

отметить, что это заключение получено в условиях исследовательской станции, где проводилась обширная программа наблюдений за составляющими баланса массы и энергии снежного покрова.

К группе выражений вида

$$M = B_к f(C) + f(\Theta_{200}^4,\ e_{200},\ C) + f(u,\ \Delta\Theta,\ \Delta e), \qquad (2.48)$$

которое в общем виде характеризует рассмотренную выше методику и численную схему решения уравнения (2.3), относятся также локальные формулы интенсивности таяния снега и льда, приведенные в работах Л. Дерикса [239], Л. Готлиба [241], Р. Хедрика, Б. Филгейта и В. Адамса [243], Ч. Килера [250]. Формулы этих авторов практически отличаются только численными коэффициентами и эмпирическими параметрами в функции облачности или ее аналогах, ветровой функции, других дополнительных характеристиках.

В обзорной работе Г. Крауса [255], посвященной энергообмену на поверхности раздела воздух—лед, обобщены известные методы оценки составляющих уравнения теплового баланса (2.1). По мнению Г. Крауса, метод определения турбулентных потоков тепла Q_Θ и Q_e должен быть основан на теории подобия Монина—Обухова.

При определении составляющих Q_Θ и Q_e уравнения (2.1) на леднике Свердрупа (Арктика, о. Девон) Ч. Килер [250] использовал метод турбулентной диффузии, учитывая стратификацию приземного слоя воздуха и применяя гипотезу о равенстве коэффициентов K_Θ и K_e. Как оказалось, вычисленные за сутки величины таяния отличаются от данных аблятометра на 30—43 %. При этом наибольшие положительные отклонения имели место при малых значениях радиационного баланса. С увеличением вклада радиации в тепловой баланс отклонения уменьшались и становились отрицательными. Аналогичная зависимость между вкладом радиации в тепловой баланс таяния и ошибками расчета M была обнаружена в период детальных балансовых работ на леднике Ловенглетчер, Шпицберген [270].

Формула Е. Г. Попова

Для расчета интенсивности снеготаяния за 12 ч светлого времени суток (мм/12 ч) получено [183] следующее выражение:

$$M = 7{,}1\left[(1 - A_к)(\Theta_{макс} - \bar{\Theta} - 0{,}2) - 0{,}2(\bar{\Theta} - \Theta_{мин}) + \right.$$
$$\left. + 0{,}1u_{1000}(\bar{\Theta}_д - 0{,}5)\right], \qquad (2.49)$$

где $\Theta_{макс}$ — максимальная температура воздуха за дневные часы; Θ — средняя температура воздуха; $\Theta_{мин}$ — минимальная температура воздуха за сутки; $\bar{\Theta}_д$ — средняя температура воздуха за дневные часы; u_{1000} — средняя скорость ветра за дневные часы на высоте флюгера в м/с.

Методической основой для этой формулы явились установленные Е. Г. Поповым [183] локальные эмпирические связи $Q =$

$=f(\Theta_{макс}, \Theta)$, $E_{эф}=f(\overline{\Theta}, \Theta_{мин})$, а член $0{,}1u_{1000}(\overline{\Theta}_{д}—0{,}5)$ представляет собой дальнейшее упрощение выражения (2.39), где вместо абсолютной влажности e использована эмпирическая зависимость e от температуры воздуха.

Параметры перечисленных связей определяются по соответствующим наблюдениям в конкретном географическом районе и подлежат уточнению в иных природных условиях. Кроме того, необходимость данных о скорости ветра затрудняет массовое использование формулы (2.49) для расчета таяния на ледниках.

Обобщая результаты разработки различными авторами формул интенсивности таяния снега и льда, представляющих собой упрощенные варианты уравнения теплового баланса, отметим следующее.

1. Все рассмотренные формулы вида (2.48) содержат немало эмпирических параметров, которые за пределами пункта, где они были определены, вынужденно приходится считать неизменными. Принятие такого грубого условия несомненно ухудшает качество расчетов таяния, поскольку существование в горах пространственно-временной вариации многих параметров вполне очевидно.

К их числу относятся: интегральная характеристика прозрачности атмосферы в формуле (2.7), коэффициент b_r в формуле (2.8), коэффициенты в функциях облачности $f_1(C)$ и $f_2(C)$, эмпирические параметры в формуле Брента (2.14), параметры ветровой функции $f(u)$, коэффициенты α_Θ и β_0 в формулах (2.26) и (2.32), ряд произвольно заданных коэффициентов в формулах Л. Дерикса [239], Л. Готлиба [240] и др.

2. Необходимые условия широкого применения упрощенных вариантов уравнения теплового баланса по существу весьма противоречивы. С одной стороны это принятие заведомо приближенного допущения о постоянстве эмпирических коэффициентов в широком диапазоне природных условий, с другой — наличие в составе формул таких характеристик как скорость ветра, продолжительность солнечного сияния, внутрисуточный ход температуры поверхности снега и льда и др., которые могут быть получены только непосредственными измерениями.

Из этого следует, что требования в исходной информации и эмпирическим параметрам в упрощенных вариантах уравнения (2.1) несбалансированы в отношении точности. А это приводит к ухудшению качества расчетов суточной интенсивности таяния и возможностей широкого применения рассмотренных выше формул в условиях ограниченности исходных данных и отсутствия метода пространственной экстраполяции в горах такого важного компонента всех формул типа (2.48), как скорость ветра.

Наряду с формулами интенсивности таяния типа (2.48), гляциологи и гидрологи различных стран (например, [1—3, 10, 25, 48, 89, 100, 110, 119, 235, 239] и многие другие) уже давно для расчетов интенсивности таяния с успехом применяют линейные одно- и двухфакторные эмпирические уравнения регрессии. Наиболее распространенными и вполне надежно определяемыми аргумен-

тами этих формул являются поглощенная радиация $B_к$ и температура воздуха Θ.

Несмотря на стохастический характер эмпирических уравнений $M=f(B_к, \Theta)$, включение этих переменных в состав формул интенсивности таяния имеет ясный физический смысл. Очевидно, что в этом случае $B_к$ и Θ следует рассматривать как индексы соответственно радиационного баланса (см. табл. 8 в работе автора [110]) и турбулентного потока тепла из воздуха.

Для характеристики вклада Q_R, Q_Θ и Q_e в тепловой баланс абляции на ледниках Средней Азии рассмотрим сводные данные автора и других исследователей [9, 37, 38, 60, 63, 84—86, 110, 144, 150, 165, 176], представленные в табл. 2.1. Необходимо отметить, что относительные характеристики роли Q_Θ и Q_e в тепловом балансе абляции получены неодинаковыми расчетными методами. Однако сведения о Q_R, Q_Θ, Q_e и c_*M на разных ледниках Средней Азии считаем возможным рассматривать как сравнительно однородную выборку, учитывая, что почти во всех случаях авторы отмечают удовлетворительную сходимость измеренной и вычисленной величин абляции.

Еще одна оговорка необходима в связи с тем, что большинство примеров теплового баланса в табл. 2.1 относится к суточному интервалу времени. Это приводит к преуменьшению вклада поглощенной радиации в тепловой баланс таяния, поскольку ночью таяния нет, радиационный баланс отрицателен, а поток тепла Q_Θ направлен к поверхности ледника круглосуточно.

Учитывая сделанные замечания, можно с большой вероятностью считать, что на поверхности языков ледников Средней Азии приходную часть дневного теплового баланса в период абляции, как правило, не менее чем на 85 % составляет радиационная энергия. Дневной вклад другого источника внешней энергии — турбулентного потока тепла из воздуха — колеблется в пределах 10—15 %. А в начале и конце абляционного сезона доля Q_Θ становится еще меньше. Что касается тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности области абляции, то, судя по табл. 2.1, в большинстве случаев эта статья приходной части либо вообще отсутствует (точнее преобладает испарение), либо крайне незначительна.

Расходная часть дневного баланса тепла на языках ледников на 85—95 % состоит из затрат внешней энергии на таяние, на испарение с поверхности здесь уходит несравненно меньше.

Сходные данные о соотношениях в дневное время между Q_R и Q_Θ и c_*M и Q_e приводит А. П. Волошина [26] для ледников района Эльбруса, где Q_R и c_*M равны 93 %, а Q_Θ и Q_e — 7 %. Показательно, что в целом за сутки радиационное тепло в общем поступлении энергии на ледниках Эльбруса составляет 65 %, а турбулентный поток тепла — 35 %. Причина здесь, как уже было отмечено выше, заключается в том, что радиационный баланс после захода солнца уменьшается до нуля и становится отрицательным, а турбулентный поток тепла в течение суток по-

стоянно направлен к поверхности ледника. Учитывая это обстоятельство, А. П. Волошина [26] считает необходимым рассматривать структуру теплового баланса за определенные периоды суток с тем, чтобы получить реальное представление о роли в абляции радиационной энергии и притока тепла из воздуха.

Хотя изученность структуры теплового баланса абляции в областях питания ледников Средней Азии значительно уступает аналогичным сведениям для языков глетчеров, все же можно отметить тенденцию к сокращению затрат энергии на таяние и увеличению доли испарения в общей величине теплового эквивалента абляции. Как уже упоминалось, возрастание Q_e в сумме c_*M+Q_e способствует сохранению вещества ледника. Что касается приходной части теплового баланса абляции, то ведущую роль там попрежнему играет поглощенная солнечная радиация.

2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния

Для любого момента и интервала времени соотношение между источниками прихода и расхода тепла на поверхности ледника может быть выражено следующим образом:

$$c_*M = B_к + B_д + Q_Θ + LE + \Delta, \qquad (2.50)$$

где c_* — удельная теплота плавления льда; M — слой таяния; $B_к$ — поглощенная коротковолновая солнечная радиация; $B_д$ — баланс длинноволнового излучения; $Q_Θ$ — турбулентный поток тепла в приледниковом воздухе; L — удельная теплота фазового перехода, расходуемая на испарение воды с тающей поверхности или выделяемая при конденсации водяного пара; E — турбулентный поток влаги в приледниковом слое воздуха; Δ — невязка теплового баланса, обусловленная как погрешностями измерений или расчетов, так и неучитываемыми вследствие малости членами уравнения (2.50).

Основываясь на обобщении непосредственных полевых определений составляющих приходной и расходной частей уравнения теплового баланса в течение периода абляции, выполненном в работе [110], можно утверждать, что в большинстве случаев на ледниках Средней Азии в широком диапазоне абсолютных высот на долю баланса солнечной радиации приходится от 80 до 95 % внешней энергии, поступающей на поверхность ледника. Положительный вклад турбулентного потока тепла из воздуха ($Q_Θ$) колеблется в пределах 5—20 %, причем, в начале и в конце абляционного сезона для $Q_Θ$ становится еще меньше. Что касается тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника, то рассмотренные в [110] оценки направления и интенсивности турбулентных потоков влаги позволяют, во-первых, считать случаи $+LE$ редкими и крайне незначительными (3—5 %) по величине, а во-вторых, сделать вывод о преобладании расхода тепла на испарение. Из этого следует, что наличие в уравнении

Таблица 2.1

Процентное соотношение между составляющими теплового баланса на ледниках Средней Азии в период абляции

Ледник и место его расположения; высота пункта наблюдений, м	Период измерений	Соотношение между составляющими уравнения теплового баланса абляции, %						Методы расчета Q_Θ и Q_e	Интервал времени
		Приходная часть			Расходная часть				
		Q_R	Q_Θ	$+Q_e$	c_*M	$-Q_e$	Q_g+Q_f		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Область абляции									
Имат; 3300 Гиссарский хр.	25.VII—8.IX 1934 г.	62	38	—	86	14	—	Б	с
Шокальского; 3410 Заилийский Алатау	26.VII—10.IX 1962 г.	90 86	10 14	— —	98 99,5	2 0,5	— —	ТБ КМ	д д
Центральный Туюксу; 3470 Заилийский Алатау	16.VI—28.VIII 1957 г.	80	20	—	73	10	—17	КМ	с
	29.VII—11.IX 1958 г.	80	20	—	66	20	—14	КМ	с
	2.VII—5.IX 1959 г.	85	15	—	77	19	—4	КМ	с
Корженевского; 3560 Заилийский Алатау	19.VII—17.VIII 1965 г.	95 88	5 12	— —	80 91	7 9	—13 —		д д
Баркрак Средний; 3540 Пскемский хребет	Август 1963 г.	67	33	—	93	7	—	КМ	с
Зеравшанский; 3600 Туркестаиский хребет	Август 1961 г.	75	25	—	91	9	—	ТБ	с
Парах; 3600 Туркестанский хребет	Август, 1961 Август, 1962	72 66	28 34	— —	91 81	9 19	— —	ТБ ТБ	с с
Ортотер; 3680 Терскей Алатау	3—25.VIII 1963 г. 10.VII—31.VIII	85 72 65	12 23 26	3 5 9				КМ КМ КМ	д с с
Федченко; 3880 хр. Академии Наук То же; 4000	Август, 1958 Август, 1959	72 71	22 25	— —	85 90	15 10	+6 +4	ТБ ТБ	с с
Бакалак; 4000 хр. Кичик-Алай	VII—VIII 1964 г.	56	44	—	95	5	—	КМ	с
Дугава, 4200 Алайский хребет	20.VII—20.VIII 1962 г.	87	13	—	94	3	—3	КМ	с
Ленина; 4200 Заалайский хребет	26.VII—20.VIII 1964 г.	82	18	—	85	15	—	КМ	с
Область аккумуляции									
Баркрак Средний; 3560	Август, 1963	62	38	—	57	43	—	КМ	с
Центральный Туюксу; 3750	1—31.VIII 1963 г.	66	34	—	93	7	—	КМ	с
Парах; 3850	Август, 1962	64	35	—	91	9	+1	ТБ	с
То же; 4000	Август, 1962	66	32	—	98	2	+2	ТБ	с
Бакалак; 4100	VII—VIII—1964	67	33	—	86	14	—	КМ	с
Федченко; 4880	VIII—IX, 1957	—17	99	—		83	+1	ТБ	с
То же; 4900	1.VII—20.VII, 1958	53	47	—	40	60	—	КМ	с

Примечания: 1) ДТ — метод турбулентной диффузии; ТБ — уравнение теплового баланса; Б — отношение Боуэна; КМ — формулы Казанского—Монина, с (сутки) и д (день) — исходные периоды, за которые производились расчет и измерение составляющих теплового баланса абляции. 2) Q_R = —17 % — расход тепла на длинноволновое излучение при отсутствии таяния. 3) Данные о теплообмене в деятельном слое на ледниках Центральном Туюксу и Корженевского относятся к десятиметровой толще льда.

(2.50) членов, близких по модулю (Q_Θ и LE) и противоположных по знаку, дополнительно акцентирует роль радиационной составляющей в приходной части теплового баланса.

Пока что в производственном масштабе строгая оценка всех потоков тепла в правой части уравнения (2.50) не может быть выполнена ввиду несовершенства расчетных методов и недостатка исходных данных (главным образом это относится к членам Q_Θ, $B_д$, LE). В связи с этим массовые расчеты таяния снега и льда приходится выполнять по эмпирическим формулам, аргументами которых служат метеорологические элементы либо адекватные одному из компонентов теплового баланса (поглощенная солнечная радиация), либо используемые при определении того или иного потока тепла (например, температура воздуха). Назовем указанные варианты расчета n-факторными корреляционными зависимостями первого и второго типов. Возможен также смешанный тип, когда в эмпирическое уравнение множественной регрессии входят потоки тепла и метеорологические элементы.

В принципе на основе любого из этих типов зависимостей могут быть получены аналитические выражения для расчета таяния снега и льда при условии достаточности и репрезентативности выборок исходных данных и корректности генетической и статистической интерпретации результатов численного анализа.

Перечень метеорологических элементов, потенциально пригодных для получения эмпирических формул интенсивности таяния первого, второго и смешанного типов, представляется следующим: $R=B_к+B_д$ — дневная сумма баланса коротковолнового и длинноволнового потоков излучения; Θ — средняя суточная температура воздуха; C — средний балл общей облачности за сутки; h — средняя суточная относительная влажность воздуха; e — средняя за сутки упругость водяного пара (10^2 Па).

Очевидно, что при любом составе регрессионной модели для расчета таяния, принятой в качестве замены уравнения теплового баланса (2.1), соотношение между функцией и независимыми переменными (одной или несколькими) устанавливается уже на стохастической основе. При этом роль каждого аргумента в описании дисперсии зависимой переменной безусловно является отражением его относительного вклада в уравнении (2.50). Учитывая важность соответствующих численных оценок для объективного выбора оптимального варианта расчетной формулы, рассмотрим корреляционные связи между таянием и основными метеорологическими элементами.

На первом этапе этого исследования по данным ежедневных измерений M, R, $B_к$, Θ, C, h, e на 26 ледниках Средней Азии за периоды 10, 20, 30, 40 дней были вычислены коэффициенты парной корреляции для всех возможных сочетаний из указанного набора. Результаты этой обработки приведены в работе [119] в виде гистограмм распределения коэффициентов парной корреляции. Общую характеристику взаимосвязи для всех семи переменных на уровне моды распределений корреляции ежедневных

измерений за 10 и 30 дней дают соответствующие корреляционные матрицы (табл. 2.2). Довольно широкий диапазон изменения корреляции в каждом из рассматриваемых распределений объясняет причины порой противоречивых оценок роли одной и той же переменной для расчета таяния, полученных на ограниченном эмпирическом материале.

Таблица 2.2

Матрицы модальных значений взаимной корреляции по ежедневным измерениям переменных за 10 (верхняя половина таблицы) и 30 дней (нижняя половина таблицы)

	Индексы переменных						
	M	R	$B_к$	Θ	C	h	e
	1	0,95	0,85	0,60	—0,50	—0,45	—0,45
R	0,95	1	0,95	0,45	—0,55	—0,75	—0,62
$B_к$	0,85	0,95	1	0,50	—0,80	—0,75	—0,70
Θ	0,50	0,45	0,45	1	—0,37	—0,62	—0,62
C	—0,50	—0,55	—0,75	—0,30	1	0,54	0,70
h	—0,45	—0,45	—0,65	—0,62	0,62	1	0,95
e	—0,45	—0,39	—0,70	—0,55	0,62	0,95	1

Примечание. M — таяние, R — раднационный баланс, $B_к$ — поглощенная солнечная радиация, Θ — температура воздуха, C — общая облачность, h — относительная влажность воздуха, e — упругость водяного пара.

В целом, можно полагать, что модальные значения распределений коэффициентов корреляции ежедневных измерений M, R, $B_к$, Θ, C, h, e вполне правильно и объективно отражают картину причинно-следственных связей между этими переменными, другими словами являются физически обусловленными.

Анализ использования средних значений метеорологических элементов в эмпирических формулах для расчета таяния снега и льда представляет собой следующий этап после изучения взаимной корреляции рассматриваемых переменных по ежедневным данным.

Корреляция с таянием средних значений метеорологических элементов, которая детально рассмотрена в работе [119], в некоторых случаях существенным образом отличается от оценок, полученных ранее по гистограммам корреляции ежедневных измерений. Речь здесь идет о резком возрастании тесноты связей таяния с такими переменными, как температура воздуха, относительная влажность воздуха, продолжительность солнечного сияния.

Следовательно, каждый из названных метеорологических элементов наравне с другими может претендовать на роль индекса правой части уравнения (2.50). Однако пригодность их в качестве аргументов эмпирических формул для расчета M выявляется только по мере возрастания периода осреднения. Важно подчеркнуть здесь, что трансформация перечисленных корреляционных зависимостей не является следствием объединения данных по

различным ледникам. Аналогичное изменение тесноты связей с ростом периодов осреднения установлено также [119] по измерениям таяния и температуры воздуха на леднике Голубина (бассейн р. Алаарча). Там же в общем виде показано, что причиной возрастания коэффициентов парной корреляции таяния с температурой и относительной влажностью воздуха, общей облачностью и продолжительностью солнечного сияния при условии осреднения функции и аргумента является трансформация переменных к виду:

$$x_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} x_{ij}, \tag{2.51}$$

$$y_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} y_{ij}, \tag{2.52}$$

где n — длина подвыборки, по которой выполняется осреднение каждого i-го значения x и y.

Анализ и объяснение полученных для условий Средней Азии значений коэффициентов корреляции между таянием, потоками тепла и метеорологическими элементами является необходимым этапом разработки и обоснования формул для расчета интенсивности таяния. Дальнейшими действиями должны быть определения оптимальных вариантов состава расчетных формул и численная оценка их параметров, а в заключение — проверка полученных уравнений на независимом фактическом материале.

При определении состава формул интенсивности таяния следует руководствоваться не только статистической значимостью аргументов для описания дисперсии функции, но и учитывать возможности их пространственной интерполяции — экстраполяции в условиях сложной орографии.

В условиях ограниченности исходных данных целесообразно также использование упрощенных методов расчета таяния по однофакторным формулам, аргументами которых могут служить, как показал предыдущий анализ, средние значения различных метеорологических элементов.

Физический смысл замены уравнения множественной регрессии типа

$$M = a_1 R + a_2 \Theta + a_3 C + a_4 e + a_5 h \tag{2.53}$$

однофакторной формулой рассмотрим на примере зависимости $\overline{M} = f(\overline{\Theta})$.

Для того чтобы перейти от (2.53) к однофакторному уравнению $\overline{M}(\overline{\Theta})$, где суммарный вклад всех переменных, кроме температуры воздуха, заменен эмпирическим параметром, преобразуем (2.53) к виду

$$\widetilde{M} = \left(\frac{a_1\overline{R} + a_3\overline{C} + a_4\overline{e} + a_5\overline{h}}{\overline{\Theta}} + a_2\right)\overline{\Theta}. \tag{2.54}$$

Это выражение представляет собой искомую однофакторную формулу

$$\widetilde{M} = a\bar{\Theta} + b \tag{2.55}$$

при условии, что коэффициент

$$a_2 \sim a = \text{const} \tag{2.56}$$

и отношение

$$\frac{\alpha_1\bar{R} + \alpha_3\bar{C} + \alpha_4\bar{e} + \alpha_5\bar{h}}{\bar{\Theta}} \sim b = \text{const} \tag{2.57}$$

остаются постоянными в достаточно широком диапазоне значений R, C, e, h и Θ.

Очевидно, что выполнение условий (2.56) и (2.57) определяет также возможность трактовки температуры воздуха или другой переменной из правой части уравнения (2.53) как универсального индекса приходной части теплового баланса поверхности ледника.

Методика решения этого вопроса предложена Р. Брайтуэйтом [235], который рассмотрел вклады радиационного баланса, активного и скрытого тепла, потока тепла вглубь ледника в тепловой баланс абляции и параметры a и b формулы интенсивности абляции типа (2.55). По мнению этого автора, слабая корреляция таяния с радиацией на ледниках Канадской Арктики, несмотря на основной вклад R в тепловой баланс, обусловлена малой изменчивостью радиационного баланса.

Удовлетворительная связь абляция — температура воздуха ($r = 0{,}49 \div 0{,}84$) была получена в этом районе вследствие достаточно тесных зависимостей между абляцией и активным теплом и, в свою очередь, между активным теплом и температурой воздуха. Р. Брайтуэйт считает также, что температура воздуха не является индексом приходной части теплового баланса абляции.

Результаты, изложенные в работе [235], позволяют выдвинуть гипотезу о связи между вкладами источников внешней энергии в приходную часть теплового баланса абляции и их значимостью для описания дисперсии абляции. В условиях Средней Азии следствием подавляющей роли радиации в тепловом балансе поверхности ледников (см. табл. 2.1) является преобладание коэффициентов корреляции зависимостей $M(R)$ и $M(B_к)$ над $M(\Theta)$ и другими.

Для массовых расчетов по формулам типа (2.55) большое значение имеет размер ареала, где выполняются условия (2.56) и (2.57). В зависимости от этого соответствующая эмпирическая формула может быть использована для расчетов интенсивности таяния на отдельном леднике в конкретной гляциальной области или на всей площади оледенения Средней Азии. Во всех случаях, если позволяют исходные данные, следует также установить и описать пространственно-временные закономерности изменения коэффициентов a и b.

2.3. Локальные и региональные эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии

В настоящее время на нескольких ледниках в пределах Средней Азии путем непосредственных стационарных или полустационарных гляциологических исследований накоплены достаточные для статистического анализа ряды измерений таяния и отдельных метеорологических элементов. По таким данным могут быть получены статистически обоснованные локальные эмпирические формулы для расчета таяния (подобно тому, как это делается, например, для прогноза стока рек Средней Азии в отдельных гидрометрических створах), и этим формулам следует отдавать предпочтение при определении таяния на соответствующих ледниках или в условиях географически однородного района.

Локальными формулами в дальнейшем будем называть такие аналитические выражения, параметры которых получены применительно к условиям таяния на свободной от сплошной морены поверхности снега и льда в пределах одного ледника или их группы в климатически однородном районе. В зависимости от состава исходных данных локальные формулы могут иметь вид уравнений регрессии первого, второго или смешанного типов.

Принимая во внимание хорошо известные достоинства температуры воздуха как удобного аргумента для расчетов таяния, рассмотрим результаты эмпирической оценки параметров a и b формулы

$$\widetilde{M}_{10} = a\bar{\Theta}_{10} + b, \qquad (2.58)$$

анализа этих коэффициентов, проверки качества расчета $\widetilde{M}$ на независимом материале.

В табл. 2.3 приведены полученные автором параметры уравнений регрессии для расчета средней за декаду интенсивности таяния на отдельных ледниках или их группах в пределах Средней Азии.

Весма важным этапом создания методики расчета таяния является проверка локальных эмпирических формул $\widetilde{M}(\bar{\Theta})$ на независимом материале. Итоги такой проверки, которые также представлены в табл. 2.3, свидетельствуют о достаточно удовлетворительном качестве результатов контроля и, следовательно, временной (а по ледникам р. Пскем и пространственной) устойчивости исходных параметров регрессии. Здесь же отметим неизбежный недостаток формул, приведенных в табл. 2.3 и вообще выражений типа $\widetilde{M}(\bar{\Theta})$ — большие относительные ошибки расчета M при низких температурах, когда величины таяния становятся сравнимыми и меньше вероятной ошибки вычислений.

Проанализируем численные значения коэффициентов a и b в табл. 2.3, относящихся к довольно разнообразному диапазону условий оледенения Средней Азии. На наш взгляд, наиболее

Таблица 2.3

Локальные эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках Средней Азии

Ледник (район)	Формула	N	Θ_{min}; max исходной выборки, °С	r	$s_{\widetilde{M}}$ см	$\frac{s_{\widetilde{M}}}{\sigma_{\widetilde{M}}}$	Итоги проверки формул				
							N^*	Δ мм	P %	Θ_{min}; max контрольной выборки
Медвежий	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}53\bar{\Theta} + 1{,}10$	30	1,5; 11,5	0,92	0,66	0,38	17	12	77	5,9; 12,9
Федченко	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}45\bar{\Theta} + 2{,}16$	40	−2,2; 7,9	0,77	0,96	0,64	27	10	92	−3,3; 5,7
Якарча	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}75\bar{\Theta} + 1{,}00$	25	0,5; 8,4	0,87	0,88	0,49		12		
Абрамова	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}69\bar{\Theta} + 2{,}72$	24	−2,6; 5,5	0,92	0,64	0,40	33	11	73	−3,5; 5,0
Ледники бассейна р. Пскем	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}54\bar{\Theta} + 0{,}43$	27	1,4; 7,5	0,81	0,85	0,58	17	7	71	2,7; 8,6
Карабаткак	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}40\bar{\Theta} + 1{,}44$	31	3,6; 8,3	0,65	0,62	0,75	31	6	74	3,8; 7,5
Голубина	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}73\bar{\Theta} + 0{,}25$	35	1,4; 7,3	0,84	0,67	0,54	34	8	74	1,5; 6,5
Центральный Туюксу	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}60\bar{\Theta} + 0{,}40$	24	1,4; 7,9	0,71	0,88	0,70	17	8	71	1,4; 7,9

Примечания: 1. N — количество элементов исходной выборки; r — коэффициент корреляции; s_M — среднеквадратическая ошибка расчета по формуле $\widetilde{M}(\bar{\Theta})$; $s_{\widetilde{M}}/\sigma_M$ — относительная среднеквадратическая ошибка; N^* — количество элементов контрольной выборки; $\Delta = 0{,}674\sigma_M$ — вероятная ошибка расчета; P — оправдываемость проверочного расчета при $M_{расч} - M_{изм} \leqslant \Delta$; M, $\bar{\Theta}$ — средние за декаду таяние (см) и температура воздуха.

2. Контроль локальной формулы для ледника Медвежьего частично выполнен по материалам измерений таяния на соседнем леднике РГО, где работали экспедиции Института геологии и геофизики АН УзССР под руководством А. А. Крейтера.

интересными и важными с точки зрения методики расчета таяния являются следующие обобщения:

— параметр b во всех случаях имеет положительный знак, что вполне соответствует его роли представителя остальных, кроме Θ, аргументов основной формулы (2.53);

— пространственная вариация b во много раз больше изменчивости параметра a, что препятствует получению единой для Средней Азии формулы типа $\widehat{M}(\overline{\Theta})$. Выходом из такого затруднения могло бы служить установление закономерностей пространственного изменения b, однако имеющийся у автора к настоящему времени материал не позволяет сделать это;

— статистическая значимость радиационного баланса и других компонентов уравнения (2.1) для расчета таяния, которую символизирует в общем виде коэффициент b, во всех случаях становится все более заметной по мере убывания температуры воздуха. А на ледниках Федченко, Абрамова, Карабаткак отношение $b/a\Theta$ составляет от 40 до 70 % даже при максимальных значениях $\overline{\Theta}$.

Результаты определения параметров локальных эмпирических формул интенсивности таяния, где аргументами являются элементы баланса солнечной радиации и температура воздуха, представлены в табл. 2.4.

Высокая точность расчетов суточных значений таяния по локальным формулам $\widehat{M}(B_к, \Theta)$ и $\widehat{M}(B_к)$ хорошо согласуется с результатами корреляционного анализа общего линейного уравнения регрессии (2.51) в разделе 2.2. Однако, по мнению автора, для массовых расчетов таяния целесообразно использовать осредненные значения переменных $B_к$ и Θ из-за недостаточной точности определения их пространственной вариации.

Несомненным достоинством ряда достаточно обоснованных и проверенных локальных формул, приведенных в табл. 2.3 и 2.4, является хорошее приближение к фактическим значениям таяния. Однако существует и оборотная сторона этого преимущества, а именно: неуверенность в результатах расчета для неизученных районов, необходимость проведения длительных полевых измерений таяния и метеорологических элементов в каждом новом районе, для которого потребовалось рассчитать таяние ледников.

В связи с этим для выполнения массовых расчетов интенсивности таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии необходимы универсальные формулы, имеющие достаточно широкие возможности использования. В дальнейшем будем называть такие формулы региональными.

Для получения региональной в условиях Средней Азии однофакторной формулы $\widehat{M}_{10}=f(\overline{\Theta})$ была предпринята попытка объединить локальные уравнения регрессии из табл. 2.3 путем проверки гипотезы однородности параметров a и b в этих формулах. Соответствующие вычисления показали, что гипотеза об однородности параметров на 5 %-ном уровне значимости не удовлетворяется

Таблица 24

Локальные эмпирические формулы для расчета средней за декаду интенсивности таяния на ледниках Средней Азии (см/сут)

Ледник; высота	Формула	N	r	$s_{\widetilde{M}}$ см
Медвежий;	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}013R - 0{,}14$	29	0,99	0,21
3,0—3,25 км	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}013B_к - 0{,}12$	29	0,87	0,76
	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0075B_к + 0{,}29\Theta - 0{,}07$	29	0,96	0,45
Абрамова;	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0098R + 0{,}50$	28	0,70	1,30
3,85 км	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0108B_к - 1{,}11$	28	0,85	0,93
	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0081B_к + 0{,}35\Theta - 0{,}71$	28	0,91	0,73
Ледники бассейна	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0125R - 0{,}68$	13	0,84	0,61
р. Пскем;	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}011B_к - 0{,}63$	13	0,69	0,82
3,23—3,62 км	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}014B_к + 0{,}087\Theta - 2{,}11$	13	0,70	0,80
Карабаткак;	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0063B_к + 1{,}36$	25	0,80	0,41
3,42 км	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0055B_к + 0{,}084\Theta + 1{,}13$	25	0,81	0,40
Центральный Ту-	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}01R + 0{,}34$	32	0,98	0,25
юксу;	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0086B_к + 0{,}05$	31	0,79	0,54
3,47—3,75 км	$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0087B_к + 0{,}20\Theta - 0{,}82$	18	0,84	0,53

Примечание. R — радиационный баланс, $B_к$ — поглощенная радиация (размерность R и $B_к$ в кал/см²·сут), N — количество декад, r — коэффициент парной или множественной корреляции, $s_{\widetilde{M}}$ — среднеквадратическая ошибка расчета интенсивности таяния.

в целом для уравнений в табл. 2.3 и может быть принята только для таких сочетаний ледников, как Федченко—Абрамова, Центральный Туюксу—Голубина.

По сравнению с аргументами Θ, h и C элементы баланса солнечной радиации (R или $B_к$) представляются более подходящими для получения универсальной эмпирической одно- или двухфакторной формулы. Основанием для этого вывода является преобладающая роль потока радиации в приходной части теплового баланса.

Характерно также, что коэффициенты корреляции зависимостей $\widetilde{M}(\overline{R})$ и $\widetilde{M}(\overline{B}_к)$ при осреднении переменных за интервалы времени от 10 до 60 дней совпадают или очень близки к модам распределения корреляции ежедневных данных. Следовательно, пригодность для расчета таяния формул с этими аргументами обусловливается не статистическими, а физическими причинами.

Несмотря на высокие коэффициенты корреляции однофакторных зависимостей $\widetilde{M}(\overline{R})$ или $\widetilde{M}(\overline{B}_к)$, определенная доля дисперсии

функции остается необъясненной. Например, корреляция порядка 0,85—0,95 описывает дисперсию зависимой переменной на 72—90 %. Учитывая это, рассмотрим целесообразность добавления к R или $B_к$ другого аргумента (из числа рассматриваемых здесь) и расчета таяния по n-факторному уравнению регрессии. Определение параметров множественной линейной регрессии произведено на ЭВМ по программе, составленной автором.

В этой программе предусмотрены: нормализация переменных по Г. А. Алексееву [7], возможность перебора всех сочетаний аргументов при расчете сводного коэффициента корреляции для уравнений 2-го и 3-го порядков, введен ряд критериев, обеспечивающих включение в уравнение переменных, значимых для повышения порядка регрессии.

Сводные результаты многофакторного регрессионного анализа осредненных за декаду и месяц значений функции и аргументов, которые приведены в работе [119], позволяют сделать следующие выводы.

1. Нормализация переменных не дает существенного изменения коэффициентов корреляции. Следовательно, связи между таянием и метеорологическими элементами близки к линейным.

2. Включение второй переменной в уравнение регрессии, если первая R или $B_к$, приводит к значимому эффекту только для $B_к$.

3. Добавление в уравнение регрессии к R или $B_к$ в качестве второй переменной относительной влажности воздуха дает сводный коэффициент корреляции такой же или ненамного меньше, чем при использовании температуры воздуха. Аналогичный вывод для суточных величин поглощенной радиации, абсолютной влажности и скорости ветра приводится в работе [278].

4. Исключение R или $B_к$ из анализа регрессии существенно ухудшает сводный коэффициент корреляции, получающийся для оставшихся переменных.

В результате многофакторного линейного регрессионного анализа переменных M, R, $B_к$, Θ и h получена содержащаяся в табл. 2.5 сводка региональных формул для расчета средней за декаду и месяц интенсивности таяния на ледниках Средней Азии.

В качестве исходных данных для регрессионного анализа использованы измерения таяния и метеорологических элементов на ледниках Медвежьем, Абрамова, Имат, Райгородского, Пахтакор, Голубина, Корженевского, Центральном Туюксу. В состав выборок были включены также данные измерений в бассейне р. Кызылча (Западный Тянь-Шань) метеорологических характеристик и таяния сезонного снежного покрова в течение марта—апреля.

Наличие региональных формул для вычисления $\bar{M}_{10}$ и $\bar{M}_{30}$ с вполне приемлемой относительной погрешностью расчета является необходимым, но еще недостаточным этапом разработки методики определения суммарного таяния гляциальных областей Средней Азии. Окончательное заключение о пригодности формул из табл. 2.5 для расчетов таяния в широком диапазоне условий

Таблица 2.5

Региональные формулы для расчета таяния льда и снега в горах Средней Азии

Период осреднения, дни	Формула	$\frac{s_{\widetilde{M}}}{\sigma_{\widetilde{M}}}$
10	$\widetilde{M}=0{,}014R-0{,}45$	0,290
	$\widetilde{M}=0{,}014B_к-0{,}77$	0,463
	$\widetilde{M}=0{,}492\Theta+1{,}31$	0,561
	$\widetilde{M}=0{,}0094B_к+0{,}27\Theta-0{,}74$	0,290
	$\widetilde{M}=0{,}012B_к-0{,}032h+1{,}65$	0,427
	$\widetilde{M}=0{,}40\Theta-0{,}038h+3{,}85$	0,522
30	$\widetilde{M}=0{,}014R-0{,}35$	0,290
	$\widetilde{M}=0{,}014B_к-0{,}94$	0,440
	$\widetilde{M}=0{,}51\Theta+1{,}13$	0,518
	$\widetilde{M}=0{,}0094B_к+0{,}29\Theta-0{,}85$	0,240
	$\widetilde{M}=0{,}011B_к-0{,}048h+2{,}97$	0,329
	$\widetilde{M}=0{,}38\Theta-0{,}038h+4{,}0$	0,490

Примечания: 1. $s_{\widetilde{M}}/\sigma_M$ — относительная среднеквадратическая ошибка расчета. 2. Размерности переменных: M — в см/сут; R и $B_к$ — в кал/см²; Θ — в °С; h — в %.

может быть сделано только после проверки эмпирических уравнений на независимых данных.

Контроль региональных формул в табл. 2.5 выполнен по фондовым и опубликованным материалам [144, 146, 153, 154, 165] измерений таяния снега и льда, элементов баланса солнечной радиации, температуры и относительной влажности воздуха.

В качестве верхнего предела допустимой ошибки расчета по каждой из проверяемых формул принята величина, равная $0{,}674\sigma_M$, где σ_M — среднеквадратическое отклонение функции в исходной выборке, по которой получена формула. Оправдавшимся считался каждый случай расчета таяния, для которого разница между вычисленным и измеренным значениями не превышала $0{,}674\sigma_M$.

Сведения, необходимые для оценки результатов авторской проверки региональных формул для расчета таяния в гляциальной области Средней Азии, представлены в табл. 2.6. Обобщая итоги проверки, сделаем следующие выводы:

а) количество контрольных расчетов таяния по всем региональным формулам, кроме $\widetilde{M}_{10}=f(\overline{B}_к, \overline{h})$, следует признать вполне достаточным, а состав соответствующих выборок репрезентативным для надежной оценке качества полученных формул;

б) наиболее высокий и устойчивый процент оправдываемости имеют формулы $\widetilde{M}_{10}(\overline{R})$ и $\widetilde{M}_{10}(\overline{B}_к, \overline{\Theta})$. Учитывая трудность

Таблица 2.6

Результаты проверки на независимом материале региональных формул

$\widetilde{M}_{10}(\overline{R})$, $\widetilde{M}_{10}(\overline{B}_к)$, $\widetilde{M}_{10}(\overline{B}_к, \overline{\Theta})$, $\widetilde{M}_{10}(\overline{B}_к, \overline{h})$

Ледник	$\widetilde{M}_{10}=0,14R-0,45$				$\widetilde{M}_{10}=0,14B_к-0,77$				$\widetilde{M}_{10}=0,0094B_к+0,27\Theta-0,74$				$\widetilde{M}_{10}=0,012B_к-0,032h+1,65$				Количество декад в отдельные месяцы			
	N*	P %	аргумент min	аргумент max	N*	P %	аргумент min	аргумент max	N*	P %	аргумент min	аргумент max	N*	P %	аргумент min	аргумент max	VI	VII	VIII	IX
Карабаткак	29	80	160	490	29	69	220	540	29	72	220 3,7	540 8,8	29	70	220 35	540 73	—	13	14	2
Абрамова	56	71	10	450	56	50	140	610	56	91	140 —2,5	610 5,3	56	54	140 45	610 79	13	15	16	12
Группа ледников	49	82	60	480	55	73	120	550	38	89	170 —1,1	540 11,5					—	12	41	4
Ледники Кавказа									18	89	190 4,4	570 13,3					—	9	9	—

Примечание. Верхний предел вероятной ошибки расчета ($0,674\sigma_M$) для формул $\widetilde{M}(\overline{R})$ и $\widetilde{M}(\overline{B}_к)$ равен 11 и 13 мм, для формул $\widetilde{M}(\overline{B}_к, \overline{\Theta})$ и $\widetilde{M}(\overline{B}_к, \overline{h})$ — 13 мм. На леднике Карабаткак измерения таяния и метеорологических элементов выполнены сотрудниками Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции АН КиргССР, на леднике Абрамова — сотрудниками САНИИ и УГКС УзССР, по ледникам Кавказа использованы материалы [27].

определения такого аргумента, как радиационный баланс, считаем наиболее целесообразным расчеты таяния снега и льда (см/сут) в условиях Средней Азии выполнять по региональным формулам:

$$\widetilde{M}_{10} = 0{,}0094\bar{B}_{к} + 0{,}27\bar{\Theta} - 0{,}74 \qquad (2.59)$$

и

$$\widetilde{M}_{30} = 0{,}0094\bar{B}_{к} + 0{,}29\bar{\Theta} - 0{,}85. \qquad (2.60)$$

Высокий процент оправдываемости (89 %) расчетов таяния по формуле (2.59) был получен даже для Кавказских ледников. Что касается региональной формулы $\widetilde{M}_{10} = f(\bar{B}_{к}, \bar{h})$, то недостаток независимых данных не позволяет пока сделать определенного заключения о ее качестве;

в) успешный результат разработки и контроля региональной двухфакторной формулы $\widetilde{M}(B_{к},\Theta)$ обеспечен прежде всего наличием в составе аргументов такой статистически и генетически значимой переменной, как поглощенная солнечная радиация. Это является дополнительным основанием для уверенного использования уравнений (2.59) и (2.60) в массовых расчетах суммарного таяния гляциальных областей Средней Азии.

С целью сравнения определений $\widetilde{M}$ по упрощенному уравнению теплового баланса таяния и с помощью эмпирических формул были выполнены также расчеты интенсивности таяния на нескольких ледниках Средней Азии по формуле (2.40) Ю. М. Денисова и региональной двухфакторной формуле (2.59), полученной автором. Кроме того, Ю. М. Денисов с соавторами [56] провели по материалам наблюдений на леднике Медвежьем [110] сравнение результатов расчета интенсивности таяния (см/сут) по усовершенствованному варианту формулы (2.40), региональной $\widetilde{M}(B_{к}, \Theta_{рег})$ и локальным формулам $\widetilde{M}(B_{к}, \Theta)_{лок}$ и $\widetilde{M}(\Theta)_{лок}$

$$\widetilde{M} = 0{,}0075B_{к} + 0{,}29\Theta - 0{,}07, \qquad (2.61)$$

$$\widetilde{M} = 0{,}53\Theta + 1{,}1, \qquad (2.62)$$

полученных автором для ледника Медвежьего. Расчет интенсивности таяния по усовершенствованному варианту формулы Денисова проводился с использованием непосредственных измерений скорости ветра.

Результаты названных проработок представлены в табл. 2.7—2.8 и на рис. 2.1. Для удобства дальнейшего изложения обозначим: D_1 — первый вариант формулы (2.40) при $f(u)$=const и D_2 — усовершенствованный вариант формулы (2.40), в котором используются данные по скорости ветра.

Как видно, из 11 случаев сравнения результатов расчета интенсивности таяния на различных ледниках Средней Азии в 7 более тесные связи измеренных и рассчитанных значений M получены с применением двухфакторной региональной формулы

Таблица 2.7

Сравнение результатов расчета по различным формулам суточной интенсивности таяния на леднике Медвежьем

Характеристика качества расчета	Формулы интенсивности таяния				
	D_1	D_2	$M(B_к, \Theta)_{лок}$	$M(B_к, \Theta)_{рег}$	$M(\Theta)_{лок}$
Среднеквадратическое отклонение для $\Delta M = M_р - M_ф$	7,8	8,3	7,5	8,5	11,2

Примечание. $M_р$ — рассчитанная и $M_ф$ — фактическая суточная интенсивность таяния.

$M(B_к, \Theta)$. Сравнение $\bar{M}_ф$ с $\bar{M}_d$ и $\bar{M}_K$ тоже оказалось в пользу формулы автора с таким же результатом.

Учитывая не очень существенную разницу коэффициентов корреляции в табл. 2.8, можно считать, что использование региональной эмпирической формулы (2.59) обеспечивает при значительно меньшем объеме исходных данных и вычислений такое же или

Таблица 2.8

Сравнение результатов расчета интенсивности таяния на ледниках с фактическими измерениями M

Название ледника	Количество случаев	Коэффициент корреляции		Средняя интенсивность таяния, мм			Среднеквадратичное отклонение, мм		
		M_{D_1}, $M_ф$	M_K, $M_ф$	$M_ф$	M_D	M_K	Ф	D_1	K
В среднем за сутки									
Пахтакор	30	0,92	0,89	44,5	44,1	39,8	12,6	12,5	11,3
Аютор-2	28	0,40	0,45	43,0	40,8	41,8	17,8	9,9	11,8
Баркрак	61	0,77	0,80	30,9	37,3	35,9	27,1	17,4	18,5
Абрамова	391	0,80	0,82						
Медвежий	100	0,92	0,90	51,1	51,9	49,2	19,3	21,1	21,2
Северцова	39	0,66	0,72	51,3	48,0	51,1	13,7	16,4	16,5
Райгородского	141	0,69	0,62	52,3	57,0	51,0	26,1	18,1	18,8
Имат	27	0,79	0,81	68,2	47,4	44,6	23,6	14,8	15,5
В среднем за декаду									
Абрамова	55	0,84	0,88	29,3	40,3	33,0	16,3	18,7	16,6
Медвежий	10	0,99	0,96	51,1	51,8	49,3	14,8	15,8	14,8
Туюксу	22	0,70	0,78	25,3	36,5	30,4	10,0	10,3	9,0

Примечание. ф — фактические данные, D_1 — расчет по формуле (2.40) Ю. М. Денисова при $f(u) = \text{const}$, K — расчет по двухфакторной $M(B_к, \Theta)$ региональной формуле (2.59) В. Г. Коновалова, M — интенсивность таяния.

даже лучшее качество расчета интенсивности таяния в сравнении с вариантом D_1 упрощенного уравнения теплового баланса.

Аналогичное заключение вполне справедливо и для сравнения на леднике Медвежьем вариантов D_1 и D_2 с локальной и регио-

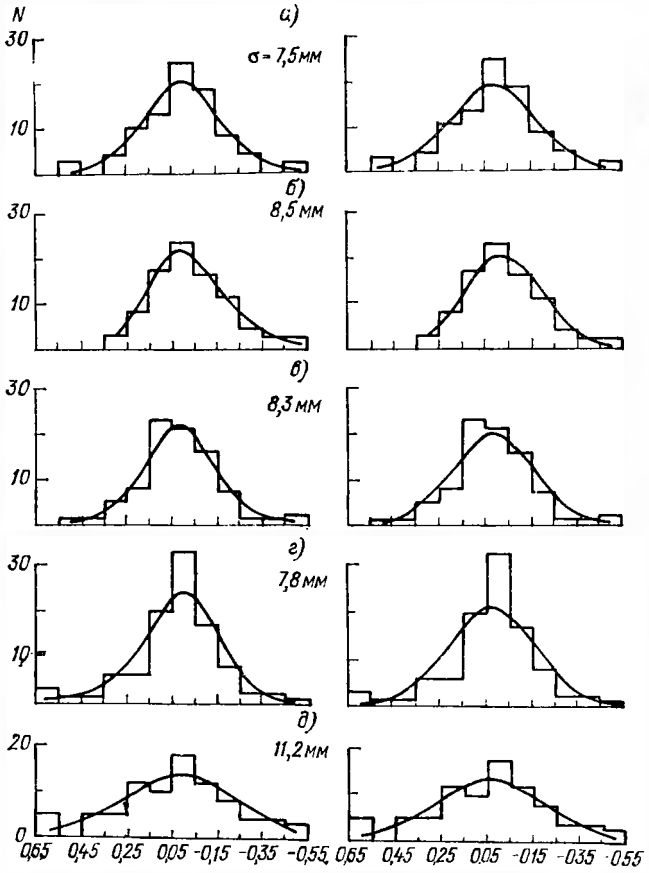


Рис. 2.1. Распределения относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежьем.

а) $M(B_к, \Theta)_{лок}$ — формула (2.68), *б*) $M(B_к, \Theta)_{рег}$ — формула (2.66), *в*) $M(D_2)$ — формула Денисова (D_2), *г*) $M(D_1)$ — вариант формулы Денисова, *д*) $M(\Theta)_{лок}$ — формула (2.69).

нальной двухфакторными формулами $M(B_к, \Theta)$, где наименьшее среднеквадратичное отклонение величин ΔM получено [55] для формулы $M(B_к, \Theta)_{лок}$, а точность расчета M по эмпирической региональной формуле (2.59) практически такая же, как для вариантов D_1 и D_2.

Вывод о сравнительной точности расчетов на леднике Медвежьем хорошо согласуется с гистограммами и подобранными

к ним функциями распределения относительных ошибок расчета $\delta_{\widetilde{M}} = \frac{\Delta M}{M_\Phi}$ по различным формулам, представленным на рис. 2.1.

Как видно, для характеристики формы распределения относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежьем по формулам (2.59), (2.61), (2.62) и вариантам D_1 и D_2 вполне подходящей является нормальная кривая распределения с значением параметра $\sigma \approx 8$ мм. Заметное возрастание величины этого параметра для формулы $M(\Theta)_{\text{лок}}$ и, следовательно, ухудшение качества расчетов таяния указывает на необходимость определения таяния по формулам, где аргументами являются поглощенная радиация и температура воздуха. В данном случае некоторое усложнение методики расчета вполне оправдывается существенным повышением точности результатов.

Выявленное при сопоставлении оценок точности расчетов таяния (табл. 2.7—8, рис. 2.1) отсутствие преимущества у принципиально более обоснованных и универсальных вариантов D_1 и D_2 уравнения теплового баланса (2.1) обусловлено, на наш взгляд, наличием в составе расчетных формул большого числа эмпирических коэффициентов, пространственно-временная изменчивость которых в условиях оледенения Средней Азии не описана.

В заключение рассмотрим еще одну универсальную формулу интенсивности таяния снега и льда, учитывающую полученные на ледниках Средней Азии соотношения между компонентами уравнения теплового баланса (2.1).

Простейшим вариантом однофакторной формулы интенсивности таяния является физически обоснованное безразмерное соотношение

$$\varkappa_1 = \frac{c_* M}{B_к}, \tag{2.63}$$

которое характеризует затраты тепла на таяние в долях от поглощенной радиации $B_к$, поскольку уравнение теплового баланса (2.50) можно записать в виде [262]

$$\frac{M}{B_к} = 1 + \frac{x}{B_к}, \tag{2.64}$$

где символом x обозначена алгебраическая сумма всех прочих, кроме $B_к$, компонентов правой части уравнения (2.50). Тогда, при $0 < \varkappa_1 < 1$

$$x = B_к (1 - \varkappa_1), \tag{2.65}$$

а для $\varkappa_1 > 1$

$$x = B_к (\varkappa_1 - 1). \tag{2.66}$$

На рис. 2.2 показано полученное автором распределение параметра $\varkappa_1$ для условий оледенения Средней Азии. Для расчетов интенсивности таяния по формуле

$$\widetilde{M} = \varkappa_1 B_к \tag{2.67}$$

в качестве первого приближения $\varkappa_1$ может быть принято среднее значение этого распределения ($\varkappa_1$=0,75=const).

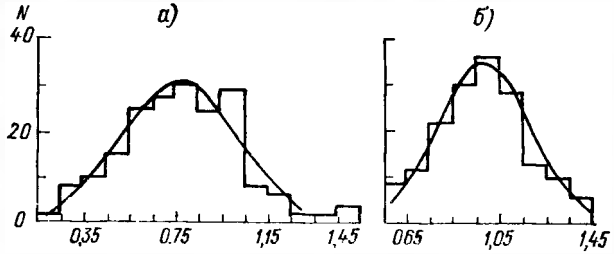


Рис. 2.2. Распределения отношений $M/B_к$ (*а*) и M/R (*б*) по измерениям интенсивности таяния (M), радиационного баланса (R) и поглощенной радиации ($B_к$) на ледниках Средней Азии.

Анализ осредненных за месяц значений таяния и поглощенной радиации на ледниках Средней Азии показывает (рис. 2.3) наличие в июле, августе и сентябре достаточно тесных зависимостей $\varkappa_1(z)$ вида

$$\varkappa_1(z) = a_0 + b_0 z, \tag{2.68}$$

в которой параметры a_0 и b_0 имеют внутригодовой ход.

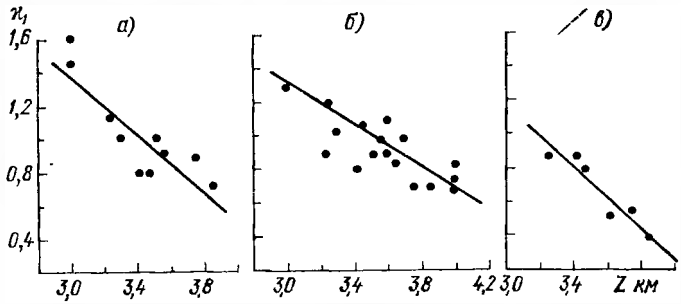


Рис. 2.3. Зависимость коэффициента $\varkappa_1$ в формуле (2.70) от высоты местности в июле (*а*), августе (*б*) и в сентябре (*в*).

Для расчета $a_0(t)$ и $b_0(t)$ получены следующие выражения:

$$a_0(t) = 87{,}67 - 0{,}525t + 0{,}000841t^2, \tag{2.69}$$

$$b_0(t) = 0{,}179t - 0{,}00028t^2 - 29{,}29, \tag{2.70}$$

где t — номер дня внутри гидрологического года, начинающегося с 1 октября.

В итоге формулы (2.63)—(2.70) позволяют рассчитывать по упрощенному варианту уравнения (2.50) интенсивность таяния

на ледниках Средней Азии с учетом пространственно-временной изменчивости параметра $\varkappa_1$.

Результаты раздельных оценок качества расчета M по формулам (2.67) — (2.70) и выражению

$$\widetilde{M} = \frac{\varkappa_1 (z,\ t)\, B_к + x}{c_*} \qquad (2.71)$$

приведены в табл. 2.9. Как видно, применение для определения M более точной формулы (2.71) в ряде случаев заметно уменьшает среднеквадратичную ошибку расчета ($\sigma_{\Delta M}$). Если сравнить значения $\sigma_{\Delta M}$ для ледника Медвежьего в табл. 2.7—2.8, полученные для всех рассмотренных в данной работе формул интенсивности таяния, то оценки качества расчета M по уравнению (2.71) оказываются наилучшими.

Таблица 2.9

Оценки качества расчетов M по формулам (2.67)—(2.70)

Характеристика	Название ледника						
	Медвежий	Пахтакор	Северцова, 1975 г.	Северцова, 1976 г.	Имат	Райгородского	Абрамова
z км	3.250	3.520	3.450	3.450	3.000	3.050	3.850
N	100	30	14	24	27	81	37
σ_{Δ_1} мм	8,10	7,63	8,19	9,58	16,01	12,37	14,22
σ_{Δ_2} мм	7,24	6,44	7,53	9,05	15,85	12,19	13,93

Примечание. z — высота пункта измерений таяния на леднике, N — количество случаев расчета M, σ_{Δ_1} — среднеквадратичное отклонение расчетов M по формуле (2.67), σ_{Δ_2} — среднеквадратичное отклонение расчетов M по формуле (2.71).

Вывод

В условиях массовых расчетов интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии формулы, основанные на уравнении теплового баланса, не дают улучшения качества расчетов M.

Равную или даже лучшую точность региональных расчетов по сравнению со сложными выражениями (2.37), (2.40), (2.46) и другими обеспечивают формулы (2.59), (2.67) и (2.70), полученные автором для условий оледенения Средней Азии.

2.4. Расчет таяиия льда и снега под мореной

В соответствии с основным уравнением (1.30) процесса суммарного таяния на ледниках для определения объема таяния льда под мореной необходимы:

а) сведения о площади сплошного моренного покрова $S_{лм}$ и внутригодовой изменчивости $S_{лм}(t)$ в связи с движением сезонной снеговой границы по леднику,

б) универсальная или локальные функции

$$f(h_c) = M(h_c)/M \tag{2.72}$$

ослабления таяния льда в зависимости от толщины h_c сплошного моренного покрова,

в) данные о средней толщине морены $\bar{h}_c$ в интервале высот от $Z_к$ до $Z_{гсс}(t)$ на площади $S_{лм}$ или $S_{лм}(t)$.

При $Z_{гсс}(t) \geqslant Z_{вгм}$

$$\bar{h}_c = \frac{1}{\Delta Z_c} \int_{Z_к}^{Z_{вгм}} h_c(z)\, dz, \tag{2.73}$$

а при $Z_к < Z_{гсс}(t) < Z_{вгм}$

$$\bar{h}_c(t) = \frac{1}{\Delta Z_c(t)} \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} h_c(z)\, dz, \tag{2.74}$$

$$\Delta Z_c = Z_{гсс}(t) - Z_к$$

Величина $S_{лм}$ является одной из обобщенных морфометрических характеристик «среднего ледника» и определяется по данным Каталога ледников СССР. Для оценки внутригодовой изменчивости $S_{лм}(t)$, согласно выражению

$$S_{лм}(t) = \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\, dz, \tag{2.75}$$

используются данные об изменении высоты сезонной снеговой границы $Z_{гсс}(t)$ в течение абляционного периода и морфометрические показатели «среднего ледника»: $Z_к$ — высота конца ледника, $s(z)$ — распределение площади ледника в зависимости от высоты.

Методы определения $Z_к$ и $s(z)$ изложены в разделе 1.2, а $Z_{гсс}(t)$ в разделе 3.3. Рассмотрим далее способы описания $f(h_c)$ и $h_c(z)$ применительно к региональной модели процесса суммарного таяния ледников в бассейне.

К настоящему времени в пределах Средней Азии экспедиционные измерения таяния под мореной выполнены примерно на полутора десятках ледников — Федченко, Медвежьем, Русского Географического общества (РГО), Ленина, Имат, Райгородского, Пахтакор, Аютор-2, и Аютор-3, Баркрак, Карабаткак, Голубина, Шокальского, Сатпаева, Центральном Туюксу [24, 59, 88, 110, 165, 225]. Аналогичные данные имеются также по ряду ледников других горных территорий Советского Союза (Кавказ, Алтай) [68, 69, 155, 185, 211].

После осреднения такого рода исходных данных и представления их в виде относительных значений таяния $\frac{M(h_c)}{M}$ на графике связи

$$\frac{M(h_c)}{M} = f(h_c), \tag{2.76}$$

как правило, вырисовывается функция, имеющая максимум при некотором $h_c > 0$, а затем убывающая с возрастанием h_c. Обобщенные численные значения $f(h_c)$ для различных толщин моренного покрова приведены ниже в табличном виде:

h_c см . . .	0	0,2	0,5	0,8	1,0	2,0	5,0	10	20	30	50	100	150	200	250	300
$f(h_c)$ % . .	100	106	110	105	102	86	60	43	26	17	12	8	5	3	1	1

Рассмотрим далее значения $f(h_c)$, полученные по измерениям M и $M(h_c)$ на отдельных ледниках Средней Азии.

Разброс точек на графиках $f(h_c) = [M(h_c)]/M$, объединяющих относительные значения таяния под мореной на различных ледниках, показывает, что пространственно-временная изменчивость параметров этой зависимости несомненно значительна.

В первом приближении вариацию относительных значений таяния льда при одной и той же толщине морены в условиях Средней Азии характеризуют данные в табл. 2.10. Частично изменчивость относительных значений таяния в табл. 2.10 можно объяснить отсутствием количественных признаков «чистой» поверхности ледника, однако основные причины резких колебаний $f(h_c)$, к сожалению, изучены недостаточно.

В связи с этим в расчетах таяния льда под мореной различной толщины использовались [89, 208, 209, 210] обобщенные эмпирические зависимости $f(h_c)$.

Проанализируем в общем виде возможные варианты аналитического представления $f(h_c)$, принимая во внимание экспериментальные оценки относительной интенсивности таяния льда под мореной, в соответствии с которыми функция (2.76) имеет максимум при $h_c > 0$ и две характерные точки, где $f(h_c) = 1$. Одна из этих точек представляет собой показатель относительной интенсивности таяния льда в отсутствии морены, другая объясняется полным усвоением в слое h_c дополнительного тепла, поглощенного поверхностью морены вследствие уменьшения альбедо.

В расчетах интенсивности таяния под мореной толщины h_c удобнее использовать такую форму зависимости (2.76), которая при $h_c = 0$ дает относительное значение таяния льда, свободного от моренного покрова. Для решения этой задачи рассмотрим потоки тепла, поступающие за день на поверхность чистого льда $P_л$, поверхность морены $P_c(0)$ и на поверхность раздела морена—лед $P(h_c)$ при $h_c > 0$.

Предположим, что процесс поглощения тепла, поступающего на поверхность морены, в слое толщиной h_c может быть описан простейшим дифференциальным уравнением

$$\frac{dP_c}{dh_c} = -\beta P_c, \tag{2.77}$$

$$P_c = P_c(0) - P(h_c). \tag{2.78}$$

После интегрирования (2.77) получим

$$P(h_c) = P_c(0)\, e^{-\beta h_c} \tag{2.79}$$

Таблица 2.10

Ослабление таяния льда $f(h_c)$ в условиях Средней Азии под моренным покровом различной толщины (в процентах от таяния открытой поверхности леднпка)

Месяц	Декада	Толщина моренного покрова, см									
		5		10		20		30		50	
		предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее
	I	69		41		26		16			
Июль	II	61—72	66	33—42	38	18—28	23	16			
	III	57—88	72	33—74	49	24—50	34	12—19	16	15	
За месяц			70		44		29		16		
	I	48—94	64	35—93	50	17—82	33	16—21	18	6—14	11
Август	II	52—93	72	38—85	67	22—44	36	16—36	28	30	
	III	51—88	67	35—60	48	21—63	37	11—32	21	15	
За месяц			67		53		35		22		16
	I	51—83	67	38		21—53	37	13			
Сентябрь	II	43		30		21		10			
	III	40—42	41	17—27	22	4—13	8	0—7	4		
За месяц			52		28		22		8		
За июль—сентябрь			68		49		34		22		16

Примечания: 1) Результаты измерений таяния под моренным покровом относятся к интервалу высот 3000—3400 м. В таблице приведены данные наблюдений [112, 162, 173, 188, 203, 211, 233] на ледниках Медвежьем, Центральном Туюксу, Райгородского, Красовского, Аютор-2, Голубина, Федченко, Сатпаева, Аксу Восточном, Скогач (данные ТаджУГКС).

2) При определении сводных за июль—сентябрь значений $f(h_c)$ учтены также данные, которые не были использованы для расчета средних месячных значений $f(h_c)$.

или, разделив обе части (2.80) на $P_c(0)$ и ограничившись первыми двумя членами разложения $e^{-\beta h_c}$ в степенной ряд,

$$\frac{P(h_c)}{P_c(0)} \approx \frac{1}{1+\beta h_c}, \qquad (2.80)$$

где β — коэффициент поглощения.

Как видно, формула (2.79) и ее приближенный вариант (2.80) характеризуют экспоненциальное убывание потока тепла, приходящего при $h_c > 0$ на границу раздела морена—лед, относительно потока, поступающего на поверхность морены.

Соотношение между потоками тепла $P_л$ и $P_c(0)$ можно записать в виде

$$P_c(0) = P_л + \Delta P, \qquad (2.81)$$

где ΔP обусловлено увеличением поглощенной радиации в связи с изменением альбедо поверхности. Тогда в зависимости от того,

какой поток в (2.79) принять как исходный, заменяющие (2.79) приближенные формулы представим следующим образом:

$$\frac{P(h_c)}{P_л} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{P_л}}{1 + \beta h_c} \tag{2.82}$$

или

$$\frac{P(h_c)}{P_c(0)} = \frac{1 - \frac{\Delta P}{P_c(0)}}{1 + \beta h_c}. \tag{2.83}$$

Хотя каждый из этих вариантов пригоден для оценки поглощающей способности морены относительно $P_л$ или $P_c(0)$, оба они неудобны в расчетах таяния, поскольку при $h_c=0$ правая часть отношений (2.82) и (2.83) не равна единице.

Для расчетов таяния льда под мореной целесообразно использовать формулу (2.82), которую необходимо преобразовать так, чтобы она удовлетворяла заданным ранее условиям.

Очевидно, что выполнение условий $f(h_c)=1$ при $h_c=0$ и $f(h_c)=\max$ при $h_c>0$ возможно, если аргумент уравнения (2.82) представить в виде

$$\xi = (h_c - h_0)^2, \tag{2.84}$$

где h_0 — некоторый параметр, имеющий размерность длины. Замена h_c степенным выражением необходима, чтобы сохранить положительный знак произведения в знаменателе формулы (2.82) при $h_c<h_0$.

Таким образом, вместо (2.82) предлагается выражение

$$\frac{P(h_c)}{P_л} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{P_л}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \tag{2.85}$$

откуда, используя условие $f(h_c)=1$ при $h_c=0$, находим

$$h_0 = \sqrt{\frac{\Delta P}{\beta_1 P_л}}. \tag{2.86}$$

Из (2.86) следует, что параметр h_0 обеспечивает приведение $P_c(0)$ к $P_л$ и устраняет отмеченное выше, нежелательное для расчетов таяния, свойство формулы (2.82) при $h_c=0$.

Исследование $f(h_c)$ в форме (2.85) показывает, что эта функция имеет максимум при $h_c=h_0$ и две характерные точки, в которых при $h_c=0$ и $h_c=2h_0$, $f(h_c)=1$. Следовательно, предлагаемая формула (2.85) удовлетворяет всем условиям, необходимым для корректного расчета таяния льда под мореной с помощью зависимости (2.75), если в (2.85), как это обычно делается, потоки тепла $P(h_c)$ и $P_л$ заменить величинами $M(h_c)$ и M, т. е.

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{c_* M}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \tag{2.87}$$

где c_* — удельная теплота фазового перехода.

Для приближенной оценки $\frac{\Delta P}{c_* M}$ используем предположение $\Delta P = \Delta B_к$, где

$$\Delta B_к = B_{км} - B_{кл} \tag{2.88}$$

— разница в значениях поглощенной радиации на поверхностях морены и льда. Представим $\Delta B_к$ в виде

$$\Delta B_к = Q_\odot (1 - A_{км}) - Q_\odot (1 - A_{кл}) = Q_\odot (A_{кл} - A_{км}), \tag{2.89}$$

где $Q_\odot$ — суммарная радиация; $A_{км}$ — альбедо морены; $A_{кл}$ — альбедо льда. Из (2.89) и (2.82) следует

$$\frac{B_{км}}{B_{кл}} = 1 + \frac{Q_\odot (A_{кл} - A_{км})}{Q_\odot (1 - A_{кл})} = \frac{1 - A_{км}}{1 - A_{кл}} \tag{2.90}$$

или

$$B_{км} = B_{кл} \frac{1 - A_{км}}{1 - A_{кл}}.$$

Безразмерное отношение (2.90), представляющее коэффициент увеличения поглощенной радиации, было введено в [102, 110] при рассмотрении вопросов искусственного воздействия на таяние ледников.

Таким образом, вместо (2.88) напишем

$$\Delta B_к = B_{кл} \left(\frac{1 - A_{км}}{1 - A_{кл}} - 1 \right) \tag{2.91}$$

и подставим это выражение в (2.87), тогда

$$\frac{M(h_с)}{M} = \frac{1 + \frac{B_{кл}}{c_* M} \left(\frac{1 - A_{км}}{1 - A_{кл}} - 1 \right)}{1 + \beta_1 (h_с - h_0)^2}. \tag{2.92}$$

Используя численные характеристики $\frac{B_{кл}}{c_* M} = 0{,}80$; $A_{км} = 0{,}12$; $A_{кл} = 0{,}38$, полученные в предыдущих разделах работы и в [105, 109, 110], приведем формулу (2.92) к виду

$$\frac{M(h_с)}{M} = \frac{K_с}{1 + \beta_1 (h_с - h_0)^2}, \tag{2.93}$$

где $K_с = 1{,}34$, а значения β_1 и h_0 можно установить по экспериментальным измерениям $M(h_с)$, M и уравнению (2.86).

В общем случае задачу о расчете таяния под мореной следует рассматривать относительно любого из типов поверхности, встречающейся на леднике. Тогда достаточно очевидно, что величина $K_с$ в формуле (2.93) должна варьировать в зависимости от значений альбедо естественной поверхности $A_к$, относительно которой определена функция $M(h_с)$. Поскольку эта поверхность может представлять собой лед, фирн или снег с широким диапазоном альбедо для каждого из типов [105, 109, 110], в расчетах таяния под мореной следует учитывать зависимость $K_с = f(A_к)$, которую

иллюстрирует рис. 2.4. Эта зависимость установлена путем подстановки в выражение

$$K_c = 1 + \frac{B_к}{c_* M}\left(\frac{1 - A_{км}}{1 - A_л} - 1\right) \qquad (2.94)$$

средних значений $A_к$ снега, фирна и льда, полученных автором ранее в работах [105, 109, 110].

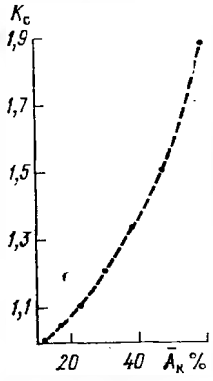


Рис. 2.4. Зависимость коэффициента K_c в формуле (2.101) от средних значений альбедо $A_к$ снега, фирна и льда. Значения альбедо заданы в соответствии с классификацией $A_к$ в работе [112].

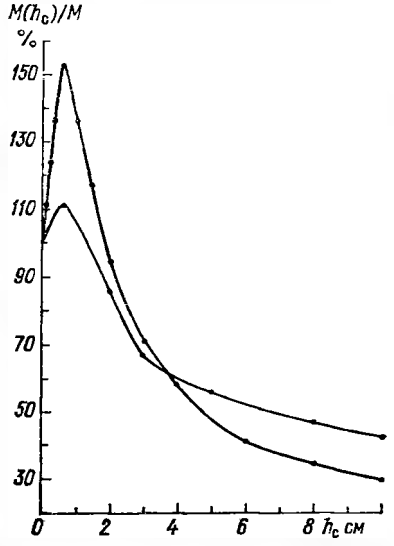


Рис. 2.5. Эмпирические кривые относительной интенсивности таяния льда под мореной различной толщины, лежащей на поверхности снега (*1*) и льда (*2*).

Графики построены по данным [89, 112, 233, 280].

Методом наименьших квадратов зависимость $K_c = f(A_к)$ аппроксимирована в виде

$$K_c = 0{,}97 + 0{,}000145 A_к^{2{,}18}. \qquad (2.95)$$

Подставив (2.95) в (2.93), получим формулу

$$M(h_c) = M\,\frac{0{,}97 + 0{,}000145 A_к^{2{,}18}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2} \qquad (2.96)$$

для расчетов таяния под мореной в зависимости от толщины слоя h_c и интенсивности таяния M на свободной от моренного покрова поверхности снега, фирна или льда с альбедо $A_к$. Значения $A_к$ в (2.96) задаем в соответствии с классификацией альбедо в [110].

Если построить графики функции (2.93) для нескольких значений $A_к$, то получающееся при этом семейство кривых отличается

положением максимума $M(h_c)$ и скоростью изменения функции в его окрестности. Анализ такого рисунка интересен и полезен тем, что, во-первых, объясняет разброс точек на эмпирических графиках $f(h_c)$ и, во-вторых, позволяет выбрать оптимальный вариант запыления ледника для численного моделирования искусственного воздействия на таяние.

В качестве примера графиков функций $f(h_c)$ приведен рис. 2.5, где по данным [88, 110, 225, 273] построены эмпирические кривые относительной интенсивности таяния под мореной, лежащей на поверхности снега и льда. По этим графикам нетрудно определить значение h_0 для каждой из функций и найти коэффициент β_1 в формуле (2.93) при условии $h_c = 2h_0$ и $f(h_c) = 1$, тогда

$$\beta_1 = \frac{K_c - 1}{h_0^2}. \tag{2.97}$$

При $\bar{A}_к$ для снега 76 % $\beta_1 = 6{,}0$ см$^{-2}$, а для льда при $\bar{A}_к = 30$ % $\beta_1 = 0{,}58$ см$^{-2}$.

Что касается необходимых для расчета $M(h_c)$ массовых сведений о распределении среднего слоя морены $h_c(z)$ по поверхности ледника, то такие данные в настоящее время отсутствуют и вряд ли будут получены в дальнейшем путем непосредственных измерений.

Для косвенной оценки вида функции $h_c(z)$ используем предложенное Г. Е. Глазыриным [32] уравнение изменения массы морены вдоль ледника

$$\frac{dm}{dz} = -\frac{\Phi_m B(z)}{v_{гл} \sin \alpha}, \tag{2.98}$$

где $B(z)$ — баланс аккумуляции и абляции льда; Φ_m — коэффициент, характеризующий среднее многолетнее поступление морены на ледник извне; $v_{гл}$ и α — соответственно скорость движения ледника и его уклон также на высоте z.

Учитывая принятый в настоящей работе способ определения площади моренного покрова на «средних ледниках» и полагая не очень значительным ($\leqslant 0{,}1$—$0{,}2$ км) превышение $Z_{вгм}$ над нижним концом ледника, примем для интервала высот $\Delta Z_c = Z_{вгм} - Z_к$ осредненные значения B, $v_{гл}$ и α. Тогда вместо правой части формулы (2.98) напишем

$$\frac{\Phi_m \bar{B}}{\bar{v}_{гл} \sin \bar{\alpha}} = \chi_c = \text{const} \tag{2.99}$$

и, интегрируя по z упрощенный вариант уравнения (2.98)

$$\frac{dm}{dz} = -\chi_c, \tag{2.100}$$

получим

$$m(z) = m(z_0) - \chi_c (z - z_1), \tag{2.101}$$

где $z_1 = Z_к$, а $z \in \Delta Z_с$. Из очевидного условия $m(z) = 0$ при $z = Z_{вгм}$ найдем

$$\chi_с = \frac{m(Z_к)}{Z_{вгм} - Z_к} \tag{2.102}$$

и подставим это выражение в (2.101), тогда

$$m(z) = m(Z_к) - \frac{m(Z_к)}{Z_{вгм} - Z_к}(z - Z_к), \tag{2.103}$$

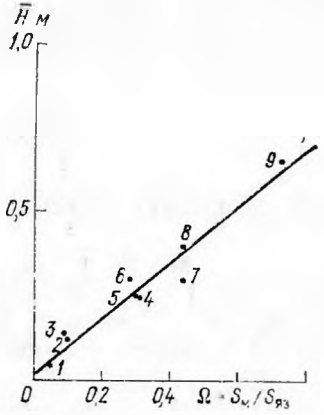


Рис. 2.6. Зависимость среднего слоя морены на конце ледника от относительной площади моренного покрова ($\Omega = S_м/S_{яз}$) по измерениям автора и данным [59, 97, 111, 185, 186] на ледниках: *1* — Пахтакор, *2* — Аманауз, *3* — Аютор-2, *4* — Медвежий, *5* — Инильчек, *6* — Федченко, *7* — Шхельды, *8* — Карабаткак, *9* — Бивачный.

что после деления обеих частей на плотность морены дает искомую функцию распределения средней толщины морены в зависимости от абсолютной высоты поверхности ледника

$$h_с(z) = H_с(Z_к) - \frac{H_с(z)}{Z_{вгм} - Z_к}(z - Z_к), \tag{2.104}$$

которую можно записать также в виде

$$h_с(z) = H_с(Z_к) - \frac{H_с(Z_к)}{\Delta Z_с}\Delta z, \tag{2.105}$$

если принять, что Δz — превышение над нижним концом ледника.

Для расчета $h_с(z)$ по формуле (2.105) необходимы данные о $H_с(Z_к)$ на «средних ледниках». В настоящей работе приближенное решение этого вопроса основано на зависимости $H_с(Z_к) = f(\Omega)$, где Ω — отношение площадей сплошного моренного покрова и области абляции. Вид зависимости $H_с(Z_к) = f(\Omega)$, построенной по измерениям автора и данных других исследователей, иллюстрирует рис. 2.6.

При подготовке исходных данных для расчета суммарного таяния ледников (см) в качестве аппроксимации полученной связи применяется эмпирическая формула

$$H_с(Z_к) = 80\Omega + 2{,}9. \tag{2.106}$$

После того как найден способ определения $H_с(Z_к)$, вычисление среднего слоя морены $\bar{h}_с(\Delta z)$ в интервале высот $\Delta z = z - Z_к$

трудностей не представляет и, учитывая линейный вид функции $h_c(z)$, выполняется по формуле

$$h_c(\Delta z) = \frac{H_c(Z_к) + \left[H_c(Z_к) - \frac{H_c(Z_к)}{\Delta Z_c}\Delta z\right]}{2} = \frac{H_c(Z_к)\,2(\Delta Z_c - \Delta z)}{2\Delta Z_c}, \quad (2.107)$$

где $\Delta z \leqslant \Delta Z_c$ — некоторая высота в пределах площади сплошного моренного покрова на «средних ледниках».

Более детальный анализ вида зависимостей $h_c(z, t)$ может быть выполнен для отдельных ледников, где получены соответствующие экспериментальные данные или аналитические выражения функций $B(z, t)$, $v_{гл}(z, t)$ и др. В частности, пример описания $h_c(z, t)$ для ледника Колка на основе конечно-разностной аппроксимации решения одномерного уравнения неразрывности, осложненного источником, изложен в работе В. Г. Ходакова [209, 210]. Как и следовало ожидать, зависимости $h_c(z, t)$ оказываются нелинейными. Однако, судя по графикам $h_c(z, t)$ в работе [209, 210] и учитывая стохастический характер использованных В. Г. Ходаковым функций $M(z)$ и $v_{гл}(z)$, зависимости $h_c(z, t)$ для ледника Колка в интервале от 10 до 40 лет вполне удовлетворительно могут быть описаны линейными формулами.

Таким образом, вместо использования сложных и требующих большого количества информации способов оценки $h_c(z, t)$ достаточно по крайней мере через 10 лет уточнить единственный морфометрический параметр моренного покрова $\Omega = S_{лм}/S_{яз}$, необходимый для расчета $h_c(\Delta z)$ по формулам (2.105)—(2.107). Учитывая интенсивное развитие аэрокосмических методов измерения, решение этой задачи представляется несомненно осуществимым.

Выводы

1. Отсутствие исходной информации, необходимой для применения полного уравнения теплового баланса, приводит всех авторов к необходимости использования в расчетах интенсивности таяния сокращенных вариантов этого уравнения.

Даже в сокращенном виде уравнение теплового баланса содержит большое количество эмпирических коэффициентов. Для массовых региональных расчетов интенсивности таяния на основе уравнения теплового баланса необходимы методы пространственно-временной экстраполяции этих коэффициентов. В большинстве случаев удовлетворительное решение данного вопроса в настоящее время отсутствует. Кроме того, широкому использованию уравнения теплового баланса для определения интенсивности таяния снега и льда препятствует отсутствие методов экстраполяции скорости ветра в высокогорных условиях.

2. Широкое применение изложенной в 1-й главе модели процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассей-

нах рек Средней Азии обеспечивают полученные автором локальные и региональные формулы интенсивности таяния снега и льда. Основой для оптимизации состава и количества аргументов в этих формулах является уравнение множественной регрессии, в котором таяние выражено как стохастическая функция радиационного баланса или поглощенной радиации, температуры воздуха, общей облачности, абсолютной и относительной влажности воздуха.

3. Аргументами оптимальных эмпирических формул для массовых расчетов интенсивности таяния ледников Средней Азии являются поглощенная солнечная радиация и температура воздуха (при условии их осреднения не менее чем за декаду). Наличие $B_к$ в составе двухфакторных локальных и региональной формулы, как правило, существенно (в 1,3—1,5 раза) увеличивает объяснимую долю дисперсии функции, позволяет выполнить расчет таяния с учетом ориентации и уклона поверхности и, следовательно, получать наилучшее приближение к естественным условиям.

4. В результате проверки установлено, что полученные автором двухфакторные локальные и региональная формулы $M(B_к, \Theta)$ обеспечивают такое же или лучшее качество расчета интенсивности таяния снега и льда, как и варианты уравнения теплового баланса таяния, предложенные Ю. М. Денисовым [48, 55]. При этом в формулах автора используется существенно меньше исходной информации и экстраполяционных зависимостей.

Проверка на независимом материале показала устойчивость параметров эмпирических уравнений, а также приемлемость региональной двухфакторной формулы автора $M(B_к, \Theta)$ для расчетов интенсивности таяния на ледниках Кавказа. Статистическая надежность параметров в формулах интенсивности таяния обусловлена весьма представительным составом выборок исходных данных для многофакторного регрессионного анализа, которые включали более 2500 результатов измерений таяния и метеорологических элементов на 26 ледниках, расположенных в бассейнах рек Заилийского, Таласского, Кунгея и Терская Алатау, хребтов Киргизского, Пскемского, Угамского, Зеравшанского, Гиссарского, Алайского, Заалайского, Дарвазского и Академии Наук.

5. Наряду с локальными и региональными эмпирическими формулами для расчетов интенсивности таяния может быть использован предложенный в работе вариант уравнения теплового баланса. Он включает поглощенную радиацию $B_к$ и некоторый параметр, полученный путем свертки остальных, кроме $B_к$, членов полного уравнения теплового баланса.

6. Полученная автором универсальная функция ослабления таяния в зависимости от толщины сплошной морены h_c и альбедо поверхности ледника имеет максимум при $h_c > 0$ и две характерные точки, где $f(h_c) = 1$. Функция $f(h_c)$ возрастает от единицы при $h_c = 0$ до максимума, затем асимптотически убывает по мере увеличения толщины морены. Скорость изменения $f(h_c)$ при $0 \leqslant h_c \leqslant 10$ см зависит от альбедо поверхности ледника, свободной от сплошной морены.

7. Средняя толщина моренного покрова на концах ледников Средней Азии и Кавказа является линейной функцией отношения площади морены к площади языка ледника.

Если площадь морены на леднике находится в пределах 200-метровой высотной зоны, распределение толщины морены в зависимости от высоты местности является убывающей линейной функцией. Нижний предел этой функции равен нулю, а верхний — средней толщине морены на конце ледника.

Глава 3

Сезонная снеговая граница и внутригодовой режим аккумуляции и таяния на ледниках

3.1. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на ледниках

Сведения о движении сезонной снеговой границы по поверхности ледников и в особенности о ее максимальной высоте $Z_{макс}$ в конце абляционного периода являются весьма содержательным гляциологическим показателем. Как видно из табл. 3.1 и 3.2, коэффициент корреляции линейной зависимости между максимальной высотой снеговой границы и годовым балансом ($в$) аккумуляции и абляции почти равен единице. Достаточно высока также ($r=0{,}70+0{,}95$) теснота связи между $Z_{макс}$ и годовой абляцией. Большое практическое значение имеют зависимости (см. например, [119, 156, 165, 238, 260] между $Z_{макс}$ и ледниковым стоком.

Таким образом, наличие тесных зависимостей между основными элементами водно-ледового баланса ледника и легко определяемой характеристикой $Z_{макс}$ существенно упрощает режимные гляциологические расчеты. Покажем это на примере зависимости

Таблица 3.1

Теснота зависимости между максимальной высотой снеговой границы на ледниках $Z_{макс}$ и годовым балансом аккумуляции и абляции

Ледник	Коэффициент корреляции	Ледник	Коэффициент корреляции
Уайттлетчер	—0,97	Силвретта	—0,98
Девон Айс Кап	—0,98	Южный Каскадный	—0,88
Гулкана	—0,95	Лиммерглетчер	—0,91
Вулверин	—0,98		

Примечание. Определено автором по данным, опубликованным в [248, 249, 263, 264, 274, 275].

Таблица 3.2

Коэффициенты взаимной корреляции между максимальной высотой снеговой границы на ледниках ($Z_{макс}$), составляющими годового баланса ледников, индексами баланса и его компонентов

Функция	Аргумент	Ледник									
		Хинтерайсферернер	Стур	Центральный Туюксу	Абрамова	Джанкуат	Сентинел	Рэм Ривер	Пейто	Кларидейфири	Алечский
$Z_{макс}$	B	—0,97	—0,91	—0,87	—0,90	—0,97	—0,95	—0,98	—0,99		
	Ak	—0,88	—0,62	—0,43	—0,50	—0,55	—0,68	—0,69	—0,61		
	Ab	—0,95	—0,73	—0,84	—0,86	—0,92	—0,67	—0,81	—0,90		
	I_B	—0,83	—0,83	—0,83	—0,88	—0,96					
	I_{Ak}	—0,82	—0,62	—0,76	—0,91	—0,66					
	I_{Ab}	0,63	0,81	0,62	0,65	0,93					
B	Ak	0,95	0,59	0,65	0,69	0,54	0,74	0,67	0,63		
	Ab	0,95	0,85	0,84	0,93	0,95	0,68	0,88	0,90		
	I_B	0,86	0,89	0,83	0,88	0,93				0,82	0,96
	I_{Ak}	0,83	0,57	0,81	0,84	0,56				0,84	0,82
	I_{Ab}	—0,69	—0,90	—0,55	—0,90	—0,97				—0,64	—0,83
Ak	Ab	0,82	—0,06	—0,13	0,28	0,27	0,01	0,39	0,22		
	I_B	0,76	0,80	0,45	0,37	0,50					
	I_{Ak}	0,73	0,70	0,56	0,42	0,97					
	I_{Ab}	0,61	—0,26	—0,10	—0,15	—0,33					
Ab	I_B	0,87	—0,56	—0,72	0,85	0,90					
	I_{Ak}	0,82	0,50	0,61	0,80	0,25					
	I_{Ab}	—0,74	0,92	0,60	—0,93	—0,95					
I_B	I_{Ak}	0,80	0,80	0,90	0,98	0,80				0,78	0,80
	I_{Ab}	—0,81	—0,80	—0,72	—0,78	—0,90				—0,93	—0,80
I_{Ak}	I_{Ab}	—0,52	—0,26	—0,37	—0,69	—0,24				—0,49	—0,36

Примечание. $B=Ak-Ab$ — годовой баланс, Ak — объем аккумуляции, Ab — объем абляции, I_B — индекс баланса ($I_B=I_{Ak}-I_{Ab}$), I_{Ak} — индекс аккумуляции, I_{Ab} — индекс абляции. Определено автором, по материалам, опубликованным в [39, 42, 155, 156, 165, 224, 248, 249, 263, 264, 274, 275].

$Z_{макс} = f(B)$, общим аналитическим видом которой является линейное уравнение

$$Z_{макс} = a_z B + b_z, \tag{3.1}$$

где a_z и b_z — локальные или региональные эмпирические коэффициенты.

Подставив в (3.1) вместо годового баланса ледника B разность годовых значений аккумуляции Ak и абляции Ab, получим

$$Z_{макс} = a_z (Ak - Ab) + b_z, \tag{3.2}$$

откуда следует, что

$$Ak = \left(\frac{Z_{макс} - b_z}{a_z}\right) + Ab, \tag{3.3}$$

т. е. сложные и трудоемкие определения суммарной аккумуляции на леднике заменены более простыми измерениями или расчетами $Z_{макс}$ и суммарной абляции.

Весьма велико значение зависимостей типа (3.1) и (3.3) в расчетах внутригодового и многолетнего режима таяния и ледникового стока для гляциальных областей и их отдельных районов, где невозможны прямые оценки годовой аккумуляции и ее распределения по ледникам. Единственный практически приемлемый способ, хотя и косвенной, но надежной оценки Ak и $Ak(z)$ заключается в использовании замечательного свойства $Z_{макс}$, которая ежегодно маркирует площадь ледника, где зимние и летние твердые осадки стаивают полностью.

Непосредственное построение и использование уравнений типа (3.1) для локальных или региональных определений $Z_{макс}$ и $Ak(z)$ в гляциальных областях требует прямых измерений B, которые должны были бы выполняться на сотнях и тысячах ледников в пределах отдельных речных бассейнов. Естественно, такой путь совершенно нереален.

В связи с этим было предложено [112, 113] недоступный для массовых расчетов режима ледника аргумент зависимости $Z_{макс} = f(B)$ заменить его индексом, который, во-первых, имеет очевидную генетическую связь с годовым балансом ледника (B), во-вторых, легко может быть рассчитан по данным метеорологических станций.

Таким образом, вместо $Z_{макс} = f(B)$ запишем

$$Z_{макс} = f(I_B), \tag{3.4}$$

$$I_B = \frac{q_i - \bar{q}}{\bar{q}} - \frac{\Theta_i - \bar{\Theta}}{\bar{\Theta}}, \tag{3.5}$$

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} q_i, \tag{3.6}$$

$$\bar{\Theta}_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \Theta_i. \tag{3.7}$$

Условные обозначения в (3.4)—(3.7) следующие: I_B — индекс годового баланса ледника, q_i — сумма осадков на метеорологической станции в конкретном бассейне реки за период зимне-весенней аккумуляции (например, октябрь—май) в i-том году, N — длина временного ряда, Θ_i — средняя температура воздуха за период летней абляции (июнь—сентябрь) на той же метеорологической станции в i-ом году.

Периоды суммирования осадков и температуры воздуха должны соответствовать характерной продолжительности периодов зимней аккумуляции и летней абляции в конкретной гляциальной области. Как видно, безразмерная аномалия $I_q = (q_i - \overline{q})/\overline{q}$ осадков в i-том году является индикатором аккумуляции, а $I_\Theta = (\Theta_i - \overline{\Theta})/\overline{\Theta}$ — индикатором абляции. Тогда их безразмерная разность

$$I_B = I_q - I_\Theta \tag{3.8}$$

приобретает смысл относительной оценки годового баланса отдельного ледника или района гляциальной области.

В состав индекса баланса I_B могут входить также в виде безразмерных аномалий, другие метеорологические элементы, уточняющие или дополняющие относительные характеристики основных статей баланса вещества гляциальной области. К числу таких элементов следует отнести облачность, абсолютную и относительную влажность воздуха. Несомненно, полезным было бы включение в состав I_B суммарной радиации и показателя прозрачности атмосферы, однако количество пунктов измерений солнечной радиации, действующих в горах Средней Азии, представляет для этой цели весьма ограниченные возможности.

Целесообразно также не только расширение состава индекса баланса, но и более глубокий анализ некоторых его компонентов, например, отдельное рассмотрение аккумуляции снега в общем количестве атмосферных осадков.

Аналитический вид зависимости $Z_{\text{макс}} = f(I_B)$ для конкретного ледника или группы ледников обусловлен априорно неизвестными локальными особенностями климата и рельефа гляциальной зоны, поэтому уравнение (3.4) необходимо получить в форме, заранее исключающей эти особенности.

Эта задача решается путем ранжирования исходных переменных, вычисления вероятности превышения $P(X > x)$ в зависимости от ранговых номеров упорядоченных величин и определения для каждого i-того значения квантиля $u = F(P_i)$ выбранной стандартной функции распределения.

В частности, выравнивание монотонных нелинейных корреляционных связей производится путем нормализации переменных. Выполнив над составляющими формулы (3.4) процедуру нормализации, общие принципы которой детально описаны в работе [7], получим последовательно

$$P_i(Z_{\text{макс}}) = f[P_i(I_B)] \tag{3.9}$$

и

$$F[P_i(Z_{\text{макс}})] = f[F(P_i(I_B))]. \quad (3.10)$$

Приведение уравнения (3.4) к формулам (3.9) и (3.10) имеет решающее значение для реконструкции $Z_{\text{макс}}$ в гляциальных областях Средней Азии за период наличия там же данных об осадках и температуре воздуха, поскольку зависимости (3.9) и (3.10) всегда линейны и при отсутствии случайных ошибок повторяющихся величин аргумента и функции и коэффициента корреляции для (3.9) порядка 0,90 и выше почти не отличаются от биссектрисы координатного угла.

Этот вывод следует из формулы ранговой линейной регрессии, полученной Г. А. Алексеевым [7]:

$$\widetilde{P}_y = \overline{P}_y + r_{P_yP_x}(P_x - \overline{P}_x), \quad (3.11)$$

где для переменных P_x и P_y, которые после ранжирования распределены равномерно в интервале $0 \leqslant P_i \leqslant 1$, $\overline{P}_x = \overline{P}_y = P_j$

$$\overline{P}_j = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} P_{ji} = \int_0^1 P\,dp = 0{,}5 \quad (3.12)$$

и

$$\widetilde{P}_y = 0{,}5 + r_{P_xP_y}(P_x - 0{,}5), \quad (3.13)$$

где $r_{P_xP_y}$ — коэффициент линейной ранговой корреляции.

Столь же очевидно равенство квантилей u_x и u_y в случае нормализованной регрессии (3.10), когда $\overline{u}_x = \overline{u}_y = 0$, а коэффициент корреляции $>0{,}90$:

$$\widetilde{u}_y = r_{u_xu_y}u_x; \quad (3.14)$$

здесь $r_{u_xu_y}$ — коэффициент линейной корреляции для нормализованных переменных. В работе [7] показано, что несмотря на различия регрессионных функций (3.13) и (3.14) коэффициенты корреляции этих уравнений практически равны друг другу.

Из уравнений (3.13)—(3.14) следует, что при $r_{P_{I_B}P_{Z_{\text{макс}}}} = 1$ $P_{Z_{\text{макс}}} \cong P_{I_B}$, а при $0{,}90 \leqslant r_{P_{I_B}P_{Z_{\text{макс}}}} \leqslant 1$ $P_{Z_{\text{макс}}} = P_{I_B}$. Таким образом, теснота зависимости (3.10) порядка $0{,}80 \div 0{,}95$ обеспечивает достаточно надежное определение $\Phi(\bar{u}_{Z_{\text{макс}}})$ — вероятности непревышения квантиля нормальной интегральной функции распределения $Z_{\text{макс}}$.

В табл. 3.2 приведены полученные автором путем обработки непосредственных измерений на ледниках СССР, Австрии, Канады, Швеции, Швейцарии коэффициенты взаимной линейной корреляции для $Z_{\text{макс}}$, баланса, индекса баланса и его компонентов — индексов аккумуляции и абляции. Эти данные не оставляют

сомнений в том, что безразмерный индекс баланса аккумуляции и абляции (таяния) и его компоненты, определяемые по наблюдениям внеледниковых метеорологических станций, являются простыми, удобными и вполне обоснованными относительными характеристиками важнейших показателей (B, $Z_{макс}$, Ak, Ab) режима гляциальных областей.

Используя указанное свойство I_B и вычислив по имеющемуся ряду $P(I_B)$, мы тем самым сразу же получаем ориентировочную оценку $P(Z_{макс})$. Теперь для того чтобы перейти от $P(Z_{макс})$ или «выборочной обеспеченности $Z_{макс}$ «к абсолютной максимальной высоте снеговой границы в i-том году, необходимо знать $\Delta Z = \sup(Z_{макс}) - \inf(Z_{макс})$ — вероятный предел варьирования $Z_{макс}$ за многолетний период.

Полагая, что значения ΔZ известно, $Z_{макс}$ в i-том году определяем по формуле

$$\widetilde{Z}_{макс} = \inf(Z_{макс}) + \Delta Z P_i(I_B) \qquad (3.15)$$

или

$$\widetilde{Z}_{макс} = \sup(Z_{макс}) - \Delta Z\,[1 - P_i(I_B)], \qquad (3.16)$$

где $\inf(Z_{макс})$ и $\sup(Z_{макс})$ — соответственно самое низкое и самое высокое положение $Z_{макс}$ на леднике, $P_i(I_B)$ — выборочная обеспеченность индекса баланса в i-том году.

Надежность восстановления ряда $Z_{макс}$ за прошедший период в N лет по имеющимся рядам q и Θ, естественно, зависит от того, насколько обоснованно назначено или получено значение ΔZ. Для этого необходимы всего два наблюдения над $Z_{макс}$, но только в экстремальные годы по условиям накопления и расходования осадков.

Анализ материалов аэровизуальных наблюдений за снеговой границей в конце периода абляции, данных экспедиционных и стационарных гляциологических работ на территории Средней Азии в годы различные по условиям накопления осадков показал, что гипотеза о совпадении генеральных экстремумов $Z_{макс}$ с отметками начала и конца ледников хорошо согласуется с фактическими данными для глетчеров с наиболее часто встречающимися размерами площади: от 1 до 3 км^2.

Случаи полного освобождения поверхности ледников от сезонного снега (т. е. $Z_{макс} \geqslant Z_н$) отмечены неоднократно в самых различных климатических условиях и для широкого диапазона морфологических типов оледенения. Например, ледники Федченко, Иныльчек, Зеравшанский, Абрамова, ледники в бассейнах рек Пскем, Чу и др. Даже на северном склоне хр. Заилийский Алатау, где для внутригодового распределения осадков в гляциальной области характерны интенсивные летние снегопады, сотрудниками сектора Географии АН КазССР отмечен случай полного освобождения Центрального Туюксуйского ледника от сезонного снега [186]. Реализация условия $Z_{макс} \leqslant Z_к$ в годы с максимальной

аккумуляцией для крупных и дендритовых ледников пока не подтверждалась.

Из этого следует, что предположение о совпадении в условиях оледенения Средней Азии генеральных экстремумов $Z_{макс}$ с высотами начала и конца ледников вполне согласуется с фактическими данными.

Тогда заменим в формулах (3.15) и (3.16) inf ($Z_{макс}$) на $Z_к$ — высоту конца ледника, а sup ($Z_{макс}$) на высоту начала ледника — $Z_н$. Соответственно для относительного диапазона варьирования $Z_{макс}$ в течение многолетнего периода получим $\Delta Z = Z_н - Z_к$.

В результате для реконструкции многолетнего ряда $Z_{макс}$ на основе данных Каталога ледников и наблюдений метеорологических станций имеем

$$\widetilde{Z}_{макс} = Z_к + \Delta Z P_i (I_B) \tag{3.17}$$

или

$$\widetilde{Z}_{макс} = Z_н - \Delta Z [1 - P_i) I_B)]. \tag{3.18}$$

Определение $P(I_B)$ и соответственно $P(Z_{макс})$ в зависимости от ранговых номеров упорядоченного ряда I_B приводит к тому, что добавление очередного года в выборке изменяет количественные оценки всей ранее вычисленной цепочки $P(I_B \rightarrow P(Z_{макс}) \rightarrow \rightarrow Z_{макс}$. В связи с этим перед расчетом обеспеченностей по имеющейся выборке целесообразно проверить гипотезу нормальности распределения для q и Θ — составляющих этого индекса. При незначимых отличиях $F(q)$ и $F(\Theta)$ от нормальной функции распределения такое же распределение в соответствии с теоремой теории вероятностей о законе распределения суммы двух нормально распределенных величин должно быть и у I_B. Тогда надобность в нормализации аргумента отпадает, и менее зависимые от длины ряда, особенно если выборка включает экстремумы, оценки $P(I_B)$ могут быть получены по известным таблицам интегральной функции нормального распределения для нормированных элементов выборки.

Большинство рядов наблюдений над осадками и температурой воздуха на метеорологических станциях чрезвычайно редко достигают 50 лет и более. Для выборок такого объема, как указано в работе [206], хорошие результаты по оценке возможности аппроксимации эмпирической функции нормальным законом распределения дает применение критерия W_N, разработанного Шапиро—Уилком [206].

Расчет эмпирического значения критерия W_N по материалам измерений температуры воздуха и осадков в бассейне р. Пскем и на метеорологической станции Мынжилки дал положительные результаты для принятия гипотезы о незначимых отличиях от нормального закона соответствующих выборочных функций распределения. Аналогичный вывод был получен также [112] для ряда измерений $Z_{макс}$ на леднике Центральном Туюксуйском.

Таким образом, изложенный выше способ реконструкции $Z_{макс}$ является достаточно обоснованным и позволяет восстанавливать многолетние ряды $Z_{макс}$ на ледниках Средней Азии. А реконструированные ряды $Z_{макс}$, в свою очередь, представляют собой основу для косвенных оценок годовой аккумуляции и ее распределения на ледниках, которые необходимы при разработке метода расчета таяния и ледникового стока для бассейнов рек и их отдельных участков.

Что касается качества восстановленного ряда $Z_{макс}$, то прежде всего оно зависит от методики выбора и оценки значимости относительных показателей приходной (Ak) и расходной (Ab) статей годового баланса ледников. В частности, очевидным условием является репрезентативность для бассейна метеорологических характеристик, используемых в составе индекса баланса. Количественным критерием репрезентативности сумм зимних осадков и летних температур воздуха как индикаторов Ak и Ab принято наличие достаточно тесной зависимости между летним стоком в бассейне и составляющими индекса баланса. Подробно эта задача рассматривается в следующем разделе главы 3.

Проанализируем далее возможность прогноза $Z_{макс}$ с трех-, четырехмесячной заблаговременностью, т. е. в начале абляционного периода.

Поскольку заранее известно, что в состав индекса баланса должны входить относительные показатели годовых сумм аккумуляции и абляции, нетрудно сформулировать предварительные условия, выполнение которых является основой для разработки прогностического метода.

1. Внутригодовое распределение месячных сумм осадков в бассейне и на ледниках должно иметь ярко выраженный максимум в зимне-весенний период и минимум в летнее время.

2. Если рассматривать индексы аккумуляции (I_{Ak}) и абляции (I_{Ab}) как аргументы линейного уравнения второго порядка $I_B = f(I_{Ak}, A_{Ab})$, то преобладающий вклад в описание дисперсии функции должен принадлежать индексу аккумуляции или сезонной сумме осадков.

3. Для гляциальной области, где необходим прогноз $Z_{макс}$, должен быть восстановлен многолетний ряд $Z_{макс}$.

Очевидно, достаточно выполнения первых двух условий, чтобы суммы осадков за периоды октябрь—март, октябрь—апрель, октябрь—май и октябрь—июнь рассматривать как один из потенциальных предикторов для прогноза $Z_{макс}$. Предварительно восстановленный многолетний ряд значений $Z_{макс}$ в данном случае необходим для проверки этой гипотезы и получения эмпирической прогностической формулы.

Первое приближение о возможности прогноза $Z_{макс}$ можно получить по материалам табл. 3.2. Как видно, на ряде ледников коэффициенты корреляции зависимостей $Z_{макс} = f(I_{Ak})$ достаточно высоки ($0{,}80 \div 0{,}90$), чтобы прогнозы максимальной высоты снеговой границы имели хорошую оправдываемость.

Рассмотрим далее на примере отдельных ледниковых районов результаты практической реализации общих принципов реконструкции и прогноза $Z_{макс}$.

1. Для независимой проверки среднего значения ($\overline{Z}_{макс}$) восстановленного ряда $Z_{макс}$ достаточно сравнить этот параметр с оценкой средней многолетней высоты фирновой границы $\overline{Z}_{фг}$ на ледниках, полученной одним из гляциологических методов. Такое сравнение было выполнено для рядов $Z_{макс}$, восстановленных за 1937—1970 гг. в пяти районах гляциальной области бассейна р. Пскем, где $\overline{Z}_{фг}$ была вычислена А. С. Щетинниковым по методу Куровского. Разница между $\overline{Z}_{макс}$ и $\overline{Z}_{фг}$ составила для этих районов: +22, —13, —23, +50, +18 м, что является весьма удовлетворительным результатом, если учесть неопределенность временного интервала при расчетах $\overline{Z}_{фг}$ гляциологическими методами и вероятностный в целом характер сравниваемых способов.

2. Многолетние ряды значений индекса баланса и восстановленные с их помощью соответствующие ряды $Z_{макс}$ следует использовать для получения эмпирических формул $Z_{макс}=f(I_B)$. Такие формулы необходимы для последующих расчетов $Z_{макс}$ за пределами исходной выборки. В частности, для определения $Z_{макс}$ (км) в районах гляциальной области бассейна р. Пскем получены следующие выражения:

район 1: $Z_{макс}=3{,}539-0{,}524I_B$; (3.19)

район 2: $Z_{макс}=3{,}614-0{,}622I_B$; (3.20)

район 3: $Z_{макс}=3{,}593-0{,}553I_B$; (3.21)

район 4: $Z_{макс}=3{,}784-0{,}574I_B$; (3.22)

район 5: $Z_{макс}=3{,}819-0{,}375I_B$. (3.23)

Коэффициенты корреляции для всех формул равны 0,94, а среднеквадратичные ошибки расчета $Z_{макс}$ соответственно: 0,048, 0,060, 0,050, 0,052, 0,034 км. Формулы (3.19)—(3.23) можно применять при условии: $-0{,}5\leqslant I_B\leqslant 0{,}5$. За пределами этого диапазона $Z_{макс}$ определяется непосредственно по графику зависимости $Z_{макс}=f(I_B)$. Индекс годового баланса ледников в бассейне р. Пскем включает разность аномалий суммы осадков за октябрь—июнь и средней месячной температуры воздуха за май—сентябрь по данным метеостанции Пскем.

3. Восстановленные ряды $Z_{макс}$ по пяти районам гляциальной области бассейна р. Пскем были использованы далее для выяснения возможности долгосрочного прогнозирования максимальной высоты снеговой границы. В качестве последовательных дат выпуска и уточнения прогнозов $Z_{макс}$ приняты — 1 апреля, 1 мая и 1 июня, которые замыкают нарастающие периоды суммирования значений предиктора, а именно осадков на метеостанции Пскем за октябрь—март, октябрь—апрель и октябрь—май.

В сводном коэффициенте корреляции уравнения множественной линейной регрессии $I_B=f(q_{X-VI}, \Theta_{V-IX})$ детерминированный вклад

q_{X-VI}, определенный по Г. А. Алексееву [7], составляет 92 %. На этом основании сезонные суммы осадков за нарастающие периоды были испытаны в качестве предикторов $Z_{макс}$. Для зависимостей $Z_{макс}=f(q_{X-III})$, $Z_{макс}=f(q_{X-VI})$, $Z_{макс}=f(q_{X-V})$ получены такие коэффициенты корреляции: 0,90, 0,95 и 0,97.

В той же последовательности, как это видно на рис. 3.1, нарастает теснота связи $Z_{макс}=f(q)$, построенной по восстановленному

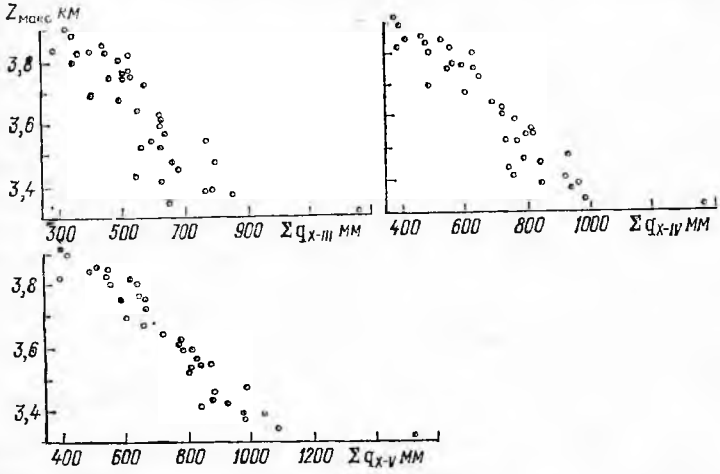


Рис. 3.1. Зависимость рассчитанных высот $Z_{макс}$ в одном из районов гляциальной области бассейна р. Пскем от сумм осадков на метеорологической станции Пскем.

ряду $Z_{макс}$ в одном из районов гляциальной области бассейна р. Пскем.

Критерий прогностической ценности — относительная ошибка расчета для зависимостей на рис. 3.1 — равен 0,56, 0,43 и 0,39 соответственно для периодов суммирования осадков октябрь—март, октябрь—апрель и октябрь—май. Следовательно, каждая из этих зависимостей вполне удовлетворяет стандартам, принятым в службе прогнозов.

В целом результаты реализации на конкретных примерах общих принципов реконструкции и прогноза $Z_{макс}$ можно признать положительными и на этом основании с уверенностью использовать восстановленные ряды $Z_{макс}$ в расчетах суммарного таяния гляциальной области.

3.2. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии

Для восстановления многолетних рядов максимальной высоты снеговой границы на ледниках зависимость $Z_{макс}$ от балансовых значений аккумуляции и абляции в гляциальных областях была получена автором [119, 121] в виде функции (3.17) безразмерных

аномалий сезонных значений осадков и средней температуры воздуха, которые легко определяются по данным метеорологических станций. Эти безразмерные характеристики осадков (q) и температуры воздуха (Θ) представляют собой индексы сезонных значений аккумуляции (Ak) и таяния (Ab) в гляциальных областях, поскольку многократно подтвержденное существование зависимостей $q(z)$ и $\Theta(z)$ в горах Средней Азии позволяет в конечном счете при определенных условиях получить сами величины $Ak(z)$ и $Ab(z)$.

В задачу исследования двухфакторной зависимости $Z_{\text{макс}}$ от суммы индексов аккумуляции (I_{Ak}) и таяния (I_{Ab}) входят следующие вопросы:

1) определение критерия репрезентативности пункт-элементов, т. е. метеорологических характеристик, связанных с конкретным местом их измерения, для оценки составляющих индекса баланса;

2) выявление оптимальных периодов суммирования осадков в I_{Ak} и температуры воздуха или другой характеристики условий таяния в I_{Ab};

3) определение вкладов I_{Ak} и I_{Ab} в дисперсию их суммы, что равнозначно выявлению причин изменчивости $Z_{\text{макс}}$ в многолетнем разрезе;

4) описание пространственной вариации вкладов I_{Ak} и I_{Ab} по территории Средней Азии.

Известно [221], что в абсолютном большинстве бассейнов рек Средней Азии сток за вегетационный период (апрель—сентябрь) и отдельные летние месяцы зависит от аккумуляции и интенсивности таяния твердых атмосферных осадков, т. е. определяется теми же метеорологическими факторами, что и $Z_{\text{макс}}$ на ледниках. Следовательно хорошим доказательством репрезентативности пункт-элементов, характеризующих аккумуляцию и таяние в конкретной гляциальной области, является возможность представления многолетней вариации объемов весенне-летнего стока W в виде стохастической функции метеорологических индексов аккумуляции и таяния снега в том же бассейне

$$W = f(q, \Theta, C, \ldots, x_{n-1}, x_n). \qquad (3.24)$$

Исходными данными для установления репрезентативных компонентов в составе индекса баланса гляциальной области являются полученные на гидрологических постах и метеорологических станциях выборочные реализации временных рядов W, q, Θ, C, ..., x_{n-1}, x_n, которые образуют n-мерную систему случайных величин. Распространенным способом описания одной из составляющих этой системы посредством остальных служит условная n-мерная функция распределения вероятностей. В частности,

$$f(W/q, \Theta, C, \ldots, x_n) = \frac{f(W, q, \Theta, C, \ldots, x_n)}{f_a(q, \Theta, C, \ldots, x_n)}, \qquad (3.25)$$

где $f(W, q, \Theta, C, x_n)$ — плотность распределения системы случайных величин; $f_a(q, \Theta, C, \ldots, x_n)$ — плотность распределения подсистемы аргументов.

Как правило, вместо построения (3.25) ограничиваются определением параметров этого распределения, к которым относятся условное математическое ожидание $\mathrm{Mo}(y/x=x)$ и второй смешанный центральный момент, представляющий собой парный или сводный коэффициент корреляции.

Таким образом, выявление и оценка репрезентативности пункт-элементов для индекса баланса достигается путем поиска регрессии $W=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ с максимальным коэффициентом корреляции, который служит практическим критерием при отборе наиболее информативных аргументов в уравнение (3.24).

Выявление в бассейнах рек Средней Азии репрезентативных пункт-элементов и оценки вкладов индекса аккумуляции и индекса абляции в дисперсию их суммы выполнены на ЭВМ по составленной автором программе многофакторного регрессионного анализа нормированных или нормализованных переменных. Для получения в конкретном бассейне уравнений регрессии $W=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ или $W=f(I_{Ak}, I_{Ab}, I_x)$ *, имеющих наивысший сводный коэффициент корреляции, рассмотрены все возможные сочетания пункт-элементов, образующих индексы аккумуляции и таяния. В результате регрессионного анализа определены также периоды суммирования осадков и осреднения температуры воздуха для расчетов I_{Ak} и I_{Ab}.

В исходных выборках для установления I_{Ak} и I_{Ab} в гляциальных областях Средней Азии зависимыми переменными были величины стока в бассейнах рек за апрель—сентябрь, май—сентябрь, июнь—сентябрь, июль—сентябрь, август—сентябрь, июль—август, а независимыми переменными суммы осадков за октябрь—март, октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июнь, октябрь—сентябрь, май—сентябрь, суммы средних месячных температур воздуха и баллов общей облачности за май—сентябрь, июнь—сентябрь, июль—сентябрь по данным метеорологических станций в тех же бассейнах.

Регрессионный анализ пункт-элементов сопровождался оценками значимости вкладов δ_j индексов аккумуляции и таяния в дисперсию их суммы или, что то же самое, в квадраты сводных коэффициентов корреляций $(\rho^2_{св})$ искомых уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков. Согласно Г. А. Алексееву [7]:

$$\rho^2_{св} = r_{01}a_{01} + r_{02}a_{02} + \ldots + r_{0n}a_{0n}; \tag{3.26}$$

$$\delta_j = \frac{r_{0j}a_{0j}}{\sum_{j=1}^{n} r_{0j}a_{0j}}; \tag{3.27}$$

$$\sum_{j=1}^{n} \delta_j = 1, \tag{3.28}$$

* I_x — индекс метеорологического элемента, который является значимой дополнительной характеристикой условий аккумуляции или таяния (например, средний за лето балл общей облачности).

где $r_{0j}\alpha_{0j}$ — произведение коэффициентов парной корреляции и нормированной регрессии для функции и j-того аргумента, для которого выполняется оценка δ_j, $r_{0n}\alpha_{0n}$ — аналогичные произведения коэффициентов, сумма которых представляет собой квадрат сводного коэффициента корреляции функции и n аргументов. Программа расчета на ЭВМ параметров многофакторного регрессионного анализа построена так, чтобы исключать появление в (3.26) и (3.27) произведений с сомножителями разных знаков.

В работе автора [119] приведены подробные результаты поиска и оценки в бассейнах рек Средней Азии индексов аккумуляции и таяния, полученных путем подбора уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков для всех перечисленных выше периодов суммирования стока. Эти выводы следует использовать при восстановлении многолетних рядов $Z_{\text{макс}}$ по методу, изложенному в предыдущем разделе.

Помимо определения самих составляющих индекса баланса I_B, большой научный и практический интерес представляют распределения по территории Средней Азии вкладов I_{Ak} и I_{Ab} в описание изменчивости I_B и, следовательно, $Z_{\text{макс}}$. Соответствующие оценки приведены в табл. 3.3, в которую включены также коэффициенты корреляции стока за июнь—сентябрь и июль—сентябрь с индексами аккумуляции и таяния.

В большинстве случаев значения коэффициентов корреляции попадают в пределы 0,80—0,95, что является хорошим подтверждением репрезентативности пункт-элементов, принятых для расчета индексов аккумуляции и таяния в гляциальных областях. Для конкретизации метода восстановления временных рядов $Z_{\text{макс}}$ следует также выбрать один из двух приведенных в табл. 3.3 периодов суммирования речного стока, многолетняя изменчивость которого предполагается аналогичной вариации $Z_{\text{макс}}$, поскольку зависит от одних и тех же метеорологических факторов. Искомым периодом бесспорно является июнь—сентябрь, так как из 30 пар уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков, полученных для самых различных областей оледенения Средней Азии, в 23 случаях зависимости $W_{\text{VI–IX}}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ отличались большей теснотой по сравнению с $W_{\text{VII–IX}}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$.

Для решения в общем виде важной научно-прикладной проблемы долгосрочного прогноза максимальной высоты сезонной снеговой границы в гляциальных областях и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии достаточно установить, какой из индексов I_{Ak} или I_{Ab} вносит преобладающий вклад в изменчивость их суммы, т. е. индекса баланса аккумуляции и абляции.

Доказательством этого положения являются полученные автором по непосредственным измерениям на многих ледниках весьма высокие коэффициенты парной корреляции зависимостей максимальной высоты сезонной снеговой границы от годовых значений баланса, абляции и от индексов баланса, аккумуляции и абляции (см. табл. 3.1 и 3.2). На основе перечисленных зависимостей образуются связи между ледниковым стоком и $Z_{\text{макс}}$, а также

Таблица 3.3

Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание изменчивости I_B и $Z_{макс}$ в бассейнах рек Средней Азии

Река (гидропост; метеостанция)	Период для W	I_B			$Z_{макс}$		
		r_2	вклад		r_3	вклад	
			I_{Ak}	I_{Ab}		I_{Ak}	I_{Ab}
Алаарча	VI—IX	0,92	0,03	0,97	0,92	0,04	0,96
(Джиндысу; Алаарча)	VII—IX	0,88	0,03	0,97	0,96	0,10	0,90
Чонкызылсу	VI—IX	0,77	0,30	0,70	0,81	0,40	0,60
(устье р. Кашкатор; Б. Кызылсу)	VII—IX	0,81	0,23	0,77	0,88	0,26	0,74
Нарын	VI—IX	0,76	0,61	0,39	0,78	0,64	0,36
(г. Нарын, Нарын)	VII—IX	0,75	0,43	0,57	0,76	0,45	0,55
Атбаши	VI—IX	0,82	0,69	0,31	0,82	0,69	0,31
(Ичкекоманды; Атбаши)	VII—IX	0,79	0,69	0,31	0,79	0,69	0,31
Сарыджас — верховье	VI—IX	0,93	0,70	0,30	0,98	0,85	0,15
(ниже устья р. Куйлю; Куйлю)	VII—IX	0,77	0,75	0,25	0,93	0,80	0,20
Куйлю	VI—IX	0,72	0,10	0,90	0,72	0,05	0,95
(устье р. Куйлю; Куйлю)	VII—IX	0,65	0,10	0,90	0,66	0,03	0,97
Пскем	VI—IX	0,86	0,90	0,10	0,86	0,90	0,10
(Карангитугай; Пскем)	VII—IX	0,81	0,92	0,08	0,81	0,91	0,09
Исфара	VI—IX	0,81	0,79	0,21	0,84	0,67	0,33
(Ташкурган, Джаптык)	VII—IX	0,64	0,61	0,39	0,65	0,61	0,39
Зеравшан	VI—IX	0,90	0,82	0,18	0,91	0,83	0,17
(Дупули; Дехауз)	VII—IX	0,87	0,77	0,23	0,89	0,72	0,28
Кызылсу	VI—IX	0,92	0,36	0,64	0,94	0,36	0,64
(Домбрачи; Дараут—Курган)	VII—IX	0,83	0,56	0,44	0,93	0,67	0,33
Муксу	VI—IX	0,95	0,07	0,93	0,95	0,00	1,00
(Давсеар; л. Федченко)	VII—IX	0,96	0,07	0,93	0,96	0,01	0,99
Сурхоб	VI—IX	0,87	0,54	0,46	0,88	0,51	0,49
(Гарм; Гарм)	VII—IX	0,85	0,60	0,40	0,86	0,56	0,44
Ванч	VI—IX	0,61	0,20	0,80	0,62	0,20	0,80
(Ванч; л. Федченко)	VII—IX	0,75	0,10	0,90	0,79	0,10	0,90
Гунт	VI—IX	0,76	0,89	0,11	0,77	0,90	0,10
(Хорог; Хорог)	VII—IX	0,74	0,81	0,19	0,74	0,81	0,19
Шахдара	VI—IX	0,76	0,90	0,10	0,78	0,82	0,18
(Хабост; Хорог)	VII—IX	0,71	0,94	0,06	0,76	0,75	0,25

компонентами индекса баланса, поскольку $Z_{макс}$ выражается в виде функции I_{Ak} и I_{Ab}.

Таким образом, выполнение условия

$$\sigma^2 |I_{Ak}| > \sigma^2 |I_{Ab}| \qquad (3.29)$$

необходимо для использования сумм зимне-весенних осадков — этого наиболее подходящего аргумента для долгосрочного прогноза $Z_{макс}$ и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Очевидно, что разработка методов долгосрочного прогноза $Z_{макс}$ и ледникового стока существенно затруднена в бассейнах, где преобладающий вклад в дисперсию индекса баланса принадлежит индексу абляции.

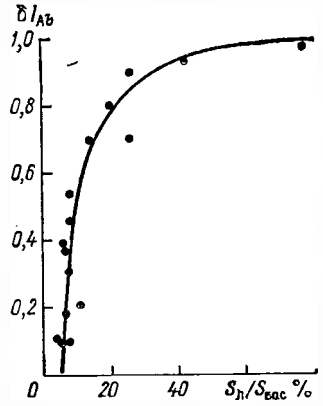


Рис. 3.2. Зависимость вклада индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ от относительной площади оледенения в бассейнах рек Средней Азии.

Изложенные здесь общие положения о значимости вкладов I_{Ak} и I_{Ab} для совершенствования методов прогноза стока рек с ледниково- снеговым питанием практически реализованы в разделе 5.2 настоящей работы.

При определении вкладов I_{Ak} и I_{Ab} в дисперсию их суммы достаточно найти вклад (δ_j) одного из этих индексов, тогда, как следует из (3.28), вклад другого равен дополнению до единицы. Для массовых оценок вкладов I_{Ak} и I_{Ab} в изменчивость I_B в гляциальных областях Средней Азии автор получил достаточно тесную зависимость $\delta_{I_{Ab}}$ от относительной площади оледенения в речных бассейнах (рис. 3.2). С физической стороны единые для всей Средней Азии зависимости $\delta_{I_{Ab}} = f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ и $1-\delta_{I_{Ab}} = f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$, по мнению автора, объясняются увеличением значимости ледникового питания в стоке любой реки по мере приближения гидроствора к нижней границе оледенения и возрастанием относительной площади оледенения. При этом в сводном коэффициенте корреляции уравнения $W_{VI-IX}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ естественно увеличивается вклад I_{Ab}, характеризующего многолетнюю изменчивость абляции в гляциальной области.

Полученная автором зависимость $\delta_{I_{Ab}} = f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ была использована в настоящей работе для определения вкладов I_{Ab}, I_{Ak} в бассейнах рек Амударьи, Сырдарьи, оз. Иссык-Куль, Са-

рыджаса, Чу, Таласа и Ассы. Эти данные, которые необходимы для расчетов гидрологического режима современного оледенения Средней Азии, приведены в приложении I.

О значении массовых количественных оценок $\delta_{I_{Ab}}$ для разработки и усовершенствования методов долгосрочных прогнозов стока рек с ледниково-снеговым питанием уже было сказано ранее. Рассмотрим далее не менее важные пути использования $\delta_{I_{Ab}}$ для массовых определений в целом для бассейнов и распределе-

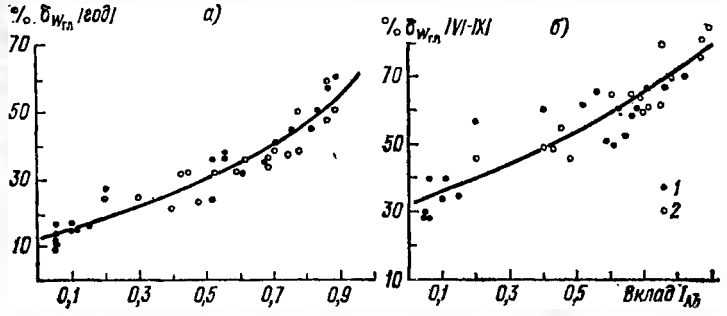


Рис. 3.3. Зависимость доли ледникового питания в годовом (*а*) и сезонном (*б*) стоке рек Средней Азии (*1*) и Кавказа (*2*).

ния по высоте вклада ледникового стока в питание рек Средней Азии за год и июнь—сентябрь.

Простое решение этой задачи обеспечивают представленные на рис. 3.3 универсальные зависимости доли ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа от вклада индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$. Для построения зависимостей $\delta_{W_{гл}}=f(\delta_{I_{Ab}})$ на рис. 3.3 использованы оценки доли ледникового питания ($\delta_{W_{гл}}$) в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа, полученные автором, А. О. Кеммерихом [93], А. С. Щетинниковым [230], А. Н. Кренке [141], Л. А. Владимировым с соавторами [23].

Примеры зависимостей $\delta_{W_{гл}}=f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ имеются в работах О. П. Щегловой [224], А. О. Кеммериха [93], А. С. Щетинникова [230]. Во всех случаях авторы отмечают локальный характер этих зависимостей, что ограничивает их широкое использование. Хотя вклад I_{Ab} в сводный коэффициент корреляции уравнения $W_{VI-IX}=f(I_{Ak}, I_{Ab})$ также является функцией относительной площади оледенения, зависимость $\delta_{I_{Ab}}=f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ имеет общий характер для территории Средней Азии. Этот результат объясняется тем, что вклад I_{Ab}, определяемый на основе уравнения $W_{VI-IX}=$

Таблица 3.5

Морфометрические характеристики оледенения, распределение по высоте доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

Река—створ	3—4 км					4—5 км					5—6 км				
	$S_{бас}$ км²	$S_{гл}$ км²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад I_{Ab} %	$\frac{W_{гл}}{W_{бас}}$ %	$S_{бас}$ км²	$S_{гл}$ км²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад I_{Ab} %	$\frac{W_{гл}}{W_{бас}}$ %	$S_{бас}$ км²	$S_{гл}$ км²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад I_{Ab} %	$\frac{W_{гл}}{W_{бас}}$ %
Бассейн р. Амударьи															
Бартанг — к. Тохтамыш	486,5	26,9	5,5	10	15	2138,8	593,7	27,8	86	55	450,9	450,4	100	100	79
Кудара — устье	936,0	11,4	1,2	<10	⩽13	2598,0	275,4	10,6	55	32	874,8	326,5	37,2	92	64
Кызылсу — к. Домбрачн	2862,5	60,4	2,1	<10	⩽13	1716,6	463,1	27,0	86	55	182,9	111,2	60,8	98	75
Муксу — к. Давсеар	1177,0	68,8	5,8	12	16	3266,1	581,4	17,8	75	43	1664,9	541,7	32,5	90	60
Зеравшан—устье	2293,7	183,5	8,3	43	26	905,3	294,5	32,5	90	60	13,6	1,7	12,2	63	35
р. Фандарьи	1828,1	71,7	3,9	<10	⩽13	354,1	60,5	17,1	73	42	14,6	0,2	1,3	<10	⩽13
Фандарья —															
Бассейн р. Сырдарьи															
Ойганнг — устье	606,0	69,3	11,4	59	33	20,2	2,2	10,9	56	32					
Майдантал — устье	265,1	44,2	16,7	73	42	21,7	0,6	2,8	10	13					
Пскем — устье	1038,1	124,7	12,0	60	34	58,3	2,8	4,8	<10	⩽13					
Каракульджа — с. Акташ	450,9	6,7	1,5	<10	⩽13	74,2	16,8	22,6	81	49					
Тар — к. Чалма	1841,2	9,6	0,5	<10	⩽13	630,3	53,5	8,5	43	26					
Яссы — г. Узген	246,6	4,1	1,7	<10	⩽13	2,2	0,3	12,4	63	35					
Куршаб — с. Гульча	891,0	5,8	0,7	<10	⩽13	122,1	10,0	8,2	41	25					
Аксу — ущ. Дазгон	203,4	11,3	5,6	10	15	86,2	12,0	13,9	67	38					
Ходжабакирган — к. Андархан	332,0	21,9	6,6	20	18	155,8	30,0	19,3	77	45					
Исфара — Тангиворух	470,0	69,9	14,9	69	39	380,0	97,3	25,6	84	53	100	2,3	2,3	<10	⩽13
Сох — к. Сарыканда	789,0	95,8	12,1	60	34	729,4	157,0	21,5	80	48	130,8	3,6	2,8	<10	⩽13
Шахимардан — к. Паульган	364,4	12,1	3,3	<10	⩽13	151,5	34,5	22,8	81	49	4,0	1,0	25,0	84	53

$=f(I_{Ak}, I_{Ab})$, иначе, чем $\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ описывает пространственную вариацию $\delta_{W_{гл}}$. Именно это свойство обеспечивает универсальность зависимостей $\delta_{W_{гл}}=f(\delta_{I_{Ab}})$ не только для Средней Азии, но и Кавказа.

Полученные автором зависимости для $\delta_{I_{Ab}}$ и $\delta_{W_{гл}}$ (см. рис. 3.2 и 3.3) позволяют выполнить массовые оценки $\delta_{W_{гл}}$ и путем картирования $\delta_{W_{гл}}$ выявить характерные черты пространст-

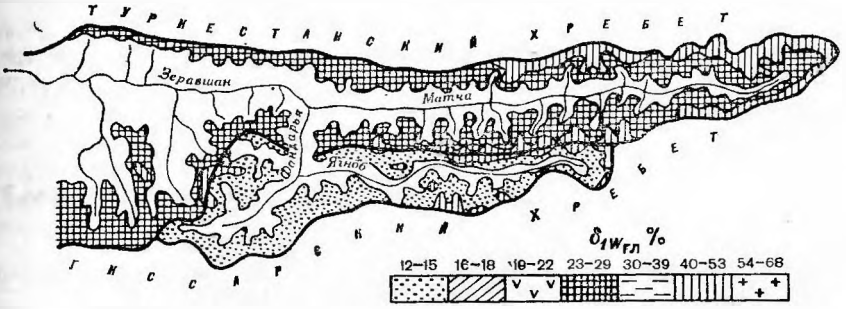


Рис. 3.4. Распределение по площади доли среднего многолетнего ледникового питания ($\delta_1 w_{гл}$ %) в годовом стоке бассейна р. Зеравшан.

венного распределения ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Примеры расчета высотного распределения доли ледникового питания в годовом стоке ряда рек бассейнов Сырдарьи и Амударьи приведены в табл. 3.5. На рис. 3.4 представлена карта распределения по площади доли среднего многолетнего ледникового питания в годовом стоке бассейна р. Зеравшан. Аналогичные табличные и графические материалы по другим бассейнам рек Средней Азии приведены в приложениях I и II.

3.3. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода

Внутригодовая изменчивость площадей льда под мореной $S_{лм}(t)$, открытого льда $S_{л}(t)$, фирна $S_{ф}(t)$, зимнего $S_{зс}(t)$ и летнего снега $S_{лс}(t)$ представляет собой одну из основных характеристик в описании процесса таяния на ледниках [119, 121]. Согласно (1.30), пространственное распределение площади ледника задано как функция высоты местности z. Кроме того, задан комплекс морфометрических параметров ледников (см. раздел 1.2), обобщенных для отдельных районов гляциальной области некоторого бассейна.

Покажем, что в этом случае необходимым и достаточным условием определения пространственно-временной изменчивости

площадей пяти, названных выше, типов поверхности ледника является расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{гсс}$ по леднику. Для этого запишем ряд выражений, которые характеризуют весь возможный набор ситуаций, возникающих при движении $Z_{гсс}$ по леднику.

А. При отсутствии твердых летних осадков площадь зимнего снега определяется согласно

$$S_{зс}(t) = \int_{Z_{гсс}(t)}^{Z_н} s(z)\,dz, \tag{3.30}$$

при выпадении летнего снега после даты обнажения конца ледника и условии $Z_{лс}(t) = Z_{гсс}(t) = Z_{зс}(t)$ площадь, покрытую летним снегом, находим следующим образом:

$$S_{лс}(t) = \int_{Z_{гсс}(t)}^{Z_н} s(z)\,dz. \tag{3.31}$$

При условии $Z_{зс}(t) = Z_{гсс}(t) < Z(t)$, т. е. когда часть площади ледника покрыта зимним снегом, а часть летним, то

$$S_{зс}(t) = \int_{Z_{гсс}(t)}^{Z_н} s(z)\,dz - \int_{Z_{лс}(t)}^{Z_н} s(z)\,dz \tag{3.32}$$

или

$$S_{зс}(t) = \int_{Z_{гсс}(t)}^{Z_{лс}} s(z)\,dz. \tag{3.33}$$

Б. Площадь фирна при $Z_{гсс}(t) = Z_н$

$$S_ф(t) = \int_{Z_{фг}}^{Z_н} s(z)\,dz, \tag{3.34}$$

а при $Z_{гсс}(t) < Z_н$

$$S_ф(t) = \int_{Z_{фг}}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz. \tag{3.35}$$

В. Площадь обнаженного льда и льда под мореной при $Z_{гсс}(t) < Z_{вгм}$:

$$S_{лм}(t) = \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz, \tag{3.36}$$

а если $Z_к \leqslant Z_{гсс}(t) \leqslant Z_{фг}$, то

$$S_л(t) = \int_{Z_{вгм}}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz \qquad (3.37)$$

или

$$S_л(t) = \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz - \int_{Z_к}^{Z_{вгм}} s(z)\,dz. \qquad (3.38)$$

В формулах (3.30)—(3.38) $Z_{гсс}(t) = \min[Z_{лс}(t),\ Z_{зс}(t)]$, t — номер дня внутри года после даты обнажения конца ледника от сезонного снега и до окончания периода абляции; $Z_{гсс}(t)$, $Z_{зс}(t)$, $Z_{лс}(t)$ — абсолютные отметки высот сезонной снеговой границы (при отсутствии летних осадков $Z_{гсс}(t) = Z_{зс}(t)$ и нижней границы свежевыпавшего летнего снега на поверхности ледника; $Z_{фг}$ — средняя многолетняя высота фирновой границы; $Z_{вгм}$ — верхняя отметка сплошного моренного покрова на леднике; $Z_н$ и $Z_к$ — высоты начала и конца ледника.

Отметим также, что формулы (3.36) и (3.37), куда входит $S_{лм}(t)$, соответствуют упрощенному варианту описания распределения площади морены в зависимости от высоты, которое предполагается полностью аналогичным распределению площади $s(z)$ ледника в целом. Упрощенный вариант расчета $S_{лм}(t)$ обусловлен отсутствием сведений о распределении площади морены $S_{лм}(z)$ на поверхности ледника.

При наличии таких данных расчет $S_л(t)$ следует выполнять иначе. Так, при $Z_{гсс}(t) < Z_{вгм}$

$$S_л(t) = \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz - \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s_{лм}(z)\,dz, \qquad (3.39)$$

если же $Z_{вгм} \leqslant Z_{гсс}(t) \leqslant Z_{фг}$, тогда

$$S_л(t) = \int_{Z_к}^{Z_{гсс}(t)} s(z)\,dz - \int_{Z_к}^{Z_{вгм}} s_{лм}(z)\,dz. \qquad (3.40)$$

Изложенная здесь в общем виде схема определения площадей различных типов тающей поверхности глетчера показывает, что раздельная оценка составляющих годового объема таяния невозможна без определения внутригодового хода границ зимнего и летнего снега на леднике.

Прежде чем рассматривать предлагаемую модель движения снеговой границы по поверхности ледника, необходимо уточнить, что эта модель предназначена для периода времени от даты обнажения конца ледника вследствие постепенного стаивания зимнего снега и до даты установления устойчивости снежного покрова на всей площади ледника. Предполагается также, что до

начала движения границы сезонного снега по леднику вся его поверхность покрыта слоем зимнего снега произвольной толщины.

Как известно, пространственное положение границы сезонного снега на леднике в различные моменты абляционного периода обусловлено в каждой точке поверхности балансом процессов аккумуляции и абляции за фиксированные интервалы времени. Однако в настоящее время невозможно использовать в явном виде балансовый метод для определения динамики границы сезонного снега из-за отсутствия надежных региональных оценок зимнего накопления твердых осадков в гляциальных областях. Следовательно, необходим некоторый аналог баланса или, точнее, какая-либо из его функций, удобная для построения модели движения снеговой границы.

По мнению автора, высказанным здесь соображениям более всего отвечает максимальная высота $Z_{\text{макс}}$, а лучше — максимальное за период абляции превышение $\Delta Z_{\text{макс}}$ границы сезонного снега над концом ледника:

$$\Delta Z_{\text{макс}} = Z_{\text{макс}} - Z_{\text{к}}, \tag{3.41}$$

при условии $Z_{\text{к}} \leqslant Z_{\text{макс}} \leqslant Z_{\text{н}}$.

Величина $\Delta Z_{\text{макс}}$ на любом леднике представляет собой в конкретном году заключительный результат последовательных во времени процессов зимней аккумуляции и летней абляции твердых атмосферных осадков. Следовательно, значение $\Delta Z_{\text{макс}}$ можно рассматривать как индекс в другой системе отсчета каждого из эквивалентных между собой объемов накопления и расходования сезонного снега.

Предположим, что за одни и те же интервалы времени dt между относительными скоростями приближения границы сезонного снега к пределу $Z_{\text{макс}}$ и последовательного накопления слоя стаявшего зимнего снега на этом же уровне $Z_{\text{макс}}$ существует определенное соотношение (пока для простоты рассматривается случай отсутствия летних осадков).

Запишем это соотношение следующим образом:

$$\frac{1}{\int\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} dZ_{\text{гсс}}(t)} \frac{dZ_{\text{гсс}}(t)}{dt} = \frac{1}{\int\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} dA(z, t)} \frac{dA(z, t)}{dt} = \chi(t), \tag{3.42}$$

где

$$\int\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} dZ_{\text{гсс}}(t) = Z_{\text{гсс}}(\tau_{D-1}) - Z_{\text{гсс}}(\tau_i) \tag{3.43}$$

представляет собой часть, оставшуюся от $\Delta Z_{\text{макс}}$ после того, как граница сезонного снега за время от начального τ_0 и до промежуточного момента τ_i достигла на леднике уровня $Z_{\text{гсс}}(\tau_i)$. Поскольку τ_0 — дата начала таяния льда на конце ледника, а τ_D —

дата окончания периода таяния льда, то очевидно, что $Z_{\text{гсс}}(\tau_0) = Z_{\text{к}}$, $Z_{\text{гсс}}(\tau_{D-1}) = Z_{\text{макс}}$.

Аналогично формуле (3.43) выражение

$$\int_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} dA(z, t) = A(z, \tau_{D-1}) - A(z, \tau_i) \qquad (3.44)$$

косвенно характеризует не стаявший к моменту τ_i остаток зимнего снега в интервале высот $Z_{\text{макс}}$—$Z_{\text{гсс}}(\tau_i)$. Здесь $A(z, \tau_{D-1})$ — сум-

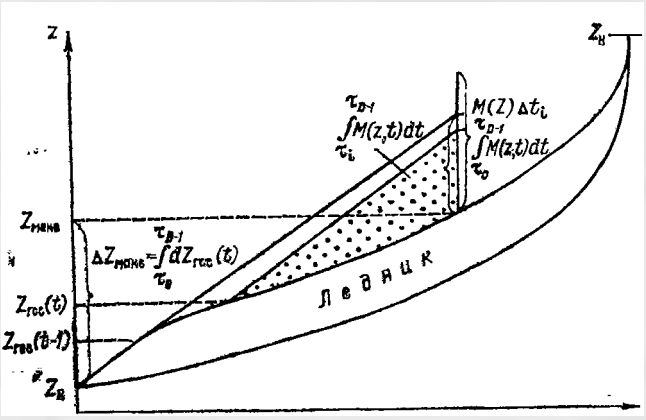


Рис. 3.5. Схема, иллюстрирующая модель движения сезонной снеговой границы (ССГ) на леднике.

$Z_{\text{гсс}}(t-1)$ — высота снеговой границы в предшествующий момент времени; $Z_{\text{гсс}}(t)$ — то же в текущий момент; $Z_{\text{макс}}$ — максимальная высота ССГ на поверхности ледника; $M(z, \Delta t_i)$ — слой таяния на высоте $Z_{\text{макс}}$ за интервал $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$, $Z_{\text{к}}$ и $Z_{\text{н}}$ — высоты конца и начала ледника.

марный за период τ_{D-1}—τ_0 слой таяния зимнего снега на высоте $Z_{\text{макс}}$, $A(z, \tau_i)$ — слой таяния зимнего снега за время τ_i—τ_0 на том же уровне.

Зависимость между слоями стаивания снега на высоте $Z_{\text{макс}}$ и движением $Z_{\text{гсс}}$ по леднику при отсутствии летних снегопадов иллюстрирует также рис. 3.5.

Производные по времени для процессов $Z_{\text{гсс}}(t)$ и $A(z, t)$ в отношении (3.42) находим согласно

$$\frac{dZ_{\text{гсс}}(t)}{dt} = \frac{Z_{\text{гсс}}(t_i) - Z_{\text{гсс}}(t_{i-1})}{\Delta t}, \qquad (3.45)$$

$$\frac{dA(z, t)}{dt} = \frac{A(z, t_i) - A(z, t_{i-1})}{\Delta t} = M(z, t). \qquad (3.46)$$

Учитывая (3.46), запишем правую часть (3.42) несколько иначе:

$$\chi(t_i) = \frac{M(z,\ t_i)}{\sum\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} M(z,\ t_i)}; \qquad (3.47)$$

Затем вместо $M(z,\ t)$ подставляется одна из формул для расчета интенсивности таяния. Например, если $\Delta t = 1$ сутки, а $M = k_M(\overline{\Theta})$, где Θ — средняя суточная температура, то

$$\chi(t_i) = \frac{\overline{\Theta}_i(z)}{\sum\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} \overline{\Theta}_i(z)}, \qquad (3.48)$$

где i — номер суток внутри года.

Окончательный вид численной схемы расчета движения $Z_{\text{гсс}}$ по леднику следующий:

$$Z_{\text{гсс}}(t) = Z_{\text{гсс}}(t_{i-1}) + \frac{\overline{\Theta}_i(z)}{\sum\limits_{\tau_i}^{\tau_{D-1}} \overline{\Theta}_i(z)} \Delta z(t_{i-1}),$$

$$Z_{\text{гсс}}(t_0) = Z_{\text{к}};\quad \Delta z(t_0) = Z_{\text{макс}} - Z_{\text{к}};\quad \Delta z(t_{i-1}) = Z_{\text{макс}} - Z_{\text{зс}}(t_{i-1}). \qquad (3.49)$$

При выполнении расчетов $Z_{\text{гсс}}(t)$ по формуле (3.49) следует исключить возможность суммирования средних суточных температур воздуха с разными знаками, которые на высотах $Z_{\text{макс}}$ могут иметь место в летний период. Это нетрудно сделать, если суммировать температуры воздуха вместо высоты $Z_{\text{макс}}$ на таком уровне z_0, где в течение мая—октября температура воздуха при всех условиях остается заведомо положительной. На расчеты $Z_{\text{гсс}}(t)$ переход от $Z_{\text{макс}}$ к z_0 влияния не имеет, поскольку температура воздуха, как правило, линейно изменяется с высотой местности. Следовательно, величина отношения $\chi(t)$ для $\overline{\Theta}(z,\ t)$ одного знака не зависит от z.

Таким образом, весьма простая формула (3.49) позволяет рассчитать высоту границы зимнего снега в любой день периода абляции на леднике при отсутствии летних снегопадов.

Поскольку указанное ограничение препятствует широкому использованию формулы (3.49) в схеме расчета площадей различных типов тающей поверхности ледника, рассмотрим способ оценки влияния летних снегопадов в предлагаемой модели движения снеговой границы по леднику. Учитывая, что частью входной информации для расчета суммарного таяния является архив суточных сумм и средних значений метеорологических элементов

(осадки, температура воздуха, общая облачность), случаи выпадения осадков в период абляции считаем известными. Тогда прежде всего необходимо установить абсолютную высоту, начиная с которой осадки вероятнее всего отлагались на леднике в виде снега.

Для этой цели используем результаты анализа фазового состояния осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха, полученные Г. Е. Глазыриным [33]. В работе [33] показано, что в дни с осадками при определенной средней суточной температуре воздуха Θ_* равновероятно выпадение осадков в твердом или жидком виде. Принимая Θ_* в качестве граничного условия для разделения фазового состояния осадков, Г. Е. Глазырин установил также существование в горах Средней Азии зависимости $\Theta_*(z)$ в виде

$$\Theta_* = f_1 z^2 - f_2 z + f_0, \tag{3.50}$$

где f_0, f_1, f_2 — эмпирические коэффициенты.

Однако для модели движения снеговой границы по леднику с учетом летних снегопадов требуется не Θ_*, а высота z, где $\Theta(z) = \Theta_*$, поэтому, используя наиболее распространенную аналитическую форму зависимости

$$\Theta(z,\ t) = \Theta(z_0,\ t) - \gamma(z - z_0), \tag{3.51}$$

где $\Theta(z,\ t)$ и $\Theta(z_0,\ t)$ — средняя суточная температура воздуха на высотах z и z_0 в момент t; γ — вертикальный градиент температуры; для определения $z(\Theta_*)$ получаем квадратное уравнение

$$f_1 z^2 - f_2 z + f_0 - \Theta(z_0,\ t) + \gamma z - \gamma z_0 = 0. \tag{3.52}$$

В уравнении (3.52) $\Theta(z_0,\ t)$ и z_0 заданы как входная информация; относительно $\gamma(t)$ известно [170], что внутригодовой ход вертикального градиента может быть аппроксимирован косинусоидой, поэтому выражения

$$k_1 = \frac{f_1}{\gamma}, \tag{3.53}$$

$$k_2 = 1 - \frac{f_2}{\gamma} \tag{3.54}$$

и

$$k_0 = \frac{f_0}{\gamma} - \frac{\Theta(z_0,\ t)}{\gamma} - z \tag{3.55}$$

в произвольный момент времени t являются параметрами.

В итоге уравнение (3.52), решение которого дает исходное значение $z(\Theta_*,\ t)$, приводится к хорошо известному виду

$$k_1 z^2 + k_2 z + k_0 = 0. \tag{3.56}$$

В дни с осадками, подставив в (3.56) значения k_0, k_1, k_2, определим высоту $z(\Theta_*)$, начиная с которой осадки выпадают в твердом виде. Далее легко установить, удовлетворяет ли $z(\Theta_*)$ усло-

вию $z_к \leqslant z(\Theta_*) \leqslant z_н$ и при положительном ответе найти согласно (3.31) площадь ледника, покрытую свежим летним снегом.

Зная, что нижняя граница летнего снега $Z_{лс}$ располагается на поверхности ледника, можно с некоторым приближением рассчитать средний слой свежевыпавшего снега в интервале высот $\Delta Z = Z_н - Z_{лс}$ путем интегрирования наиболее общего выражения зависимости осадков от высоты местности

$$q(z,\ t) = q(z_0,\ t)[1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2], \qquad (3.57)$$

предложенного в работе [17, 18] для условий Средней Азии. Здесь b_2 и b_3 — эмпирические коэффициенты, определяемые относительно уровня z_0 в конкретном водосборе. В результате интегрирования получаем аналитическую формулу для расчета $\bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t)$

$$\bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t) = \frac{q(z_0,\ t)}{\Delta z} \int\limits_{z_{лс}}^{z_н} [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2]\, dz =$$

$$= q(z_0,\ t)\left[1 + b_2(\bar{z} - z_0) + b_3(\bar{z} - z_0)^2 + b_3 \frac{(Z_н - Z_{лс})^2}{12}\right], \qquad (3.58)$$

где

$$\bar{z} = \frac{Z_н + Z_{лс}}{2}.$$

Разумеется, если осадки выпадают несколько дней подряд, то при суммировании суточных слоев свежевыпавшего снега необходимо каждый раз повторять всю последовательность расчетов

$$z(\Theta_*,\ t) \to \Delta z_{лс}(t) \to S_{лс}(\Delta z,\ t) \to \bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t).$$

От рассчитанного среднего слоя летнего снега $\bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t)$ нетрудно перейти к продолжительности его залегания на площади $S(\Delta z)$, последовательно вычитая из $\bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t)$ средние суточные слои таяния свежевыпавшего снега $\bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t)$ до тех пор, пока не будет выполнено условие

$$\bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t) - \sum_{i=1}^{N} \bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t) \leqslant 0{,}5\bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t_{N+1}), \qquad (3.59)$$

где $\bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t_{N+1})$ — слой таяния на следующие сутки после N прошедших. Если $\bar{q}_{лс}$ представляет собой сумму нескольких дней с осадками, то для расчета $\bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t)$ следует принимать во внимание минимальное за весь период с осадками значение $z(\Theta_*,\ t)$.

Изложенная модель расчета движения сезонной снеговой границы на поверхности ледника содержит ряд гипотез или упрощений, влияние которых на конечные результаты необходимо исследовать, сравнивая рассчитанный и наблюдавшийся в натуре внутригодовой ход $Z_{гсс}(t)$. К сожалению, подобные наблюдения на ледниках в настоящее время не производятся из-за сложностей

организации полустационарных работ, охватывающих весь период абляции.

С целью более наглядного представления о практических результатах моделирования движения снеговой границы на рис. 3.6 показан пример расчета $Z_{гсс}(t)$ в течение периода абляции 1961 г. на леднике Центральном Туюксуйском. Судя по графику, построенная модель достаточно удачно отражает влияние летних сне-

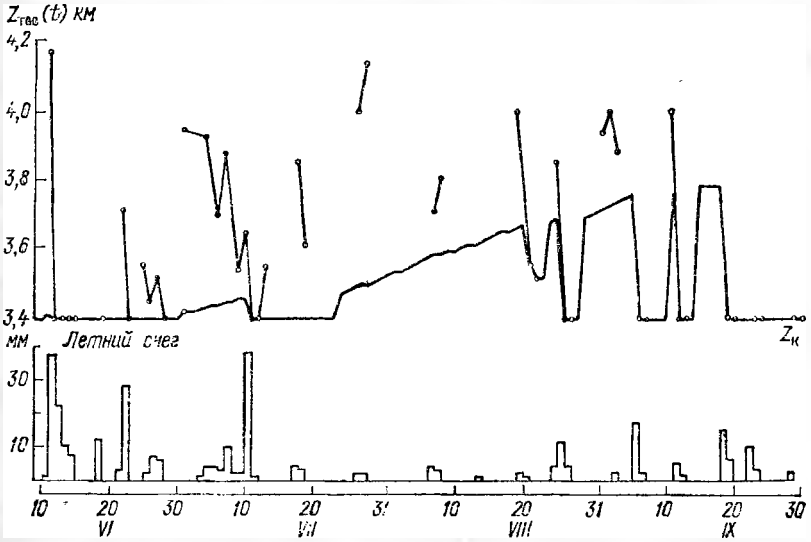


Рис. 3.6. Пример расчета движения сезонной снеговой границы на поверхности ледника Центральный Туюксу в 1961 г.

Тонкой линией и отдельными точками показаны высоты выпадения и залегания летнего снега.

гопадов на ход $Z_{зс}(t)$ и вполне соответствует известным гляциоклиматологическим представлениям о моделируемом процессе.

3.4. Продолжительность периода таяния и формирования стока на ледниках Средней Азии

С внутригодовым режимом аккумуляции и таяния и движением сезонной снеговой границы на ледниках непосредственно связаны также используемые в региональной модели суммарного таяния даты начала и конца расчетного интервала времени и периода активного формирования ледникового стока. В качестве методической основы выбора и определения этих дат примем ряд положений, которые учитывают свойства гидрологического режима ледников и то, что характеристики режима, используемые для построения региональной модели, являются одномерными функциями высоты z.

1. Два последовательных во времени сезона зимней аккумуляции и летней абляции на ледниках образуют один полный гляциогидрометеорологический цикл или балансовый год.

2. Внутри любого такого цикла имеется непрерывный интервал времени, когда ледники полностью закрыты устойчивым зимним снегом. При этом возможное таяние минимально или равно нулю.

3. Таяние льда и фирна на площади ледника, расположенной выше некоторой изогипсы, начинается только после схода устойчивого зимнего или временного летнего снежного покрова с площади ледника ниже данной изогипсы.

4. Таяние льда всегда начинается раньше, а заканчивается позже или одновременно с таянием фирна.

5. Периодом таяния льда и активного формирования ледникового стока следует считать интервал времени между датами разрушения и установления устойчивого снежного покрова на конце ледника. В первый из этих моментов выполняется условие $Z_{\text{гсс}}(t) \geqslant Z_{\text{к}}$, а во второй $Z_{\text{гсс}}(t) \leqslant Z_{\text{к}}$.

По мнению автора, для того чтобы региональная модель процесса суммарного таяния ледников учитывала все эти особенности, достаточно:

а) выбрать такие постоянные даты начала ($d_{\text{нр}}$) и конца ($d_{\text{кр}}$) расчетного периода, когда ледники полностью покрыты устойчивым зимним снегом и заведомо выполняются условия

$$Z_{\text{гсс}}(d_{\text{нр}}) < Z_{\text{к}} \quad \text{и} \quad Z_{\text{гсс}}(d_{\text{кр}}) < Z_{\text{к}};$$

б) ежегодно рассчитывать даты разрушения и образования устойчивого снежного покрова на высоте $Z_{\text{к}}$ или даты начала ($d_{\text{нл}}$) и конца ($d_{\text{кл}}$) периода таяния льда на конце ледника.

На основании ранее выполненного обобщения [106] непосредственных данных по продолжительности периода абляции на ледниках Средней Азии в региональной модели суммарного таяния в качестве $d_{\text{нл}}$ и $d_{\text{кл}}$ приняты 1 мая и 31 октября. Как следует из анализа внутригодового распределения месячных сумм осадков в условиях Средней Азии [11, 34], принятая дата начала расчетного периода близка к средней многолетней дате максимума снегонакопления. Кроме того, аэровизуальные обследования заснеженности высокогорных зон ряда водосборов Средней Азии, которые систематически выполняют сотрудники Узбекского УГКС и САНИИ Госкомгидромета, показали, что даже в маловодные 1975—1977 годы ледники в начале мая полностью закрыты зимним снегом, почти не затронутым таянием.

Рассмотрим далее принятые в данной работе способы определения дат начала и конца периода таяния льда на концах ледников. Расчет $d_{\text{нл}}$ и $d_{\text{кл}}$ выполняется двумя различными и независимыми друг от друга методами. Оба этих метода объединены в специальную подпрограмму, использующую тот же архив входной информации, что и головная программа расчета суммарного таяния.

Принципиальной основой для расчета начальной даты обнажения низшей точки конца ледника от сезонного снега является математическая модель формирования снежного покрова в горах, разработанная Ю. М. Денисовым.

Подробное изложение всех этапов построения этой модели содержится в работах [17, 18, 49, 170], что позволяет ограничиться здесь только рассмотрением способа численного решения уравнения изменения водности снега w в заданном диапазоне высот водосбора с произвольным шагом по времени t и высоте z

$$w(z,\ t+1)=w(z,\ t)+\frac{\partial w(z,\ t+1)}{\partial t}. \qquad (3.60)$$

Для нахождения частной производной в (3.60) используется численная схема, изложенная в [17, 18, 170]:

$$\frac{\partial w(z,\ t+1)}{\partial t}=$$

$$=\begin{cases} q_*(z,\ t+1) \text{ для } M(z,\ t+1)\leqslant 0, \\ \left.\begin{array}{l} q_*(z,\ t+1)-M(z,\ t+1) \\ \text{для } M(z,\ t+1)<w(z,\ t)+q_*(z,\ t+1), \\ -w(z,\ t) \end{array}\right\} q_*(z,\ t+1)>0, \\ \left.\begin{array}{l} \text{для } M(z,\ t+1)\geqslant w(z,\ t)+q_*(z,\ t+1) \\ -M(z,\ t+1) \end{array}\right. \\ \left.\begin{array}{l} \text{для } M(z,\ t+1)<w(z,\ t), \\ -w(z,\ t) \end{array}\right\} q_*(z,\ t+1)=0, \\ \text{для } M(z,\ t+1)\geqslant w(z,\ t) \end{cases} \qquad (3.61)$$

где q_* — водность свежевыпавшего снега, M — интенсивность таяния снега. Шаг изменения по времени в (3.61) принят равным 1 сут.

Расчет по схеме (3.61) и уравнению (3.60) начиная с 1 октября позволяет ежедневно получать распределение водности снега в зависимости от высоты местности и определять $w(z,\ t)=0$, т. е. среднюю высоту снеговой границы в бассейне. Тогда первый день, когда выполнено условие

$$[\min z \in w(z,\ t)\neq 0]\geqslant Z_к, \qquad (3.62)$$

явится начальной датой периода таяния льда и движения снеговой границы на поверхности ледника.

Формально в схеме (3.61) отсутствуют ограничения на распространение ее в гляциальные области водосборов. Однако для применения модели Денисова в массовых расчетах движения границы сезонного снега и дат окончания периода таяния на ледниках необходимы многочисленные данные о лавинной и метелевой концентрации снега в гляциальных областях.

По современным представлениям [132] этот процесс существенно трансформирует «фоновые» значения твердых осадков. При отсутствии соответствующей массовой информации об особенностях аккумуляции снега на ледниках использование в формуле (3.57) и схеме (3.61) зависимостей осадков от высоты местности, относящихся к внеледниковым зонам водосборов, неизбежно приведет к большим систематическим погрешностям при определении $d_{кл}$ и $Z_{гсс}(t)$ в гляциальных областях.

В связи с этим автором разработан иной метод расчета движения сезонной снеговой границы $Z_{гсс}(t)$ на поверхности ледника и дат окончания периода таяния льда. Подробное описание модели движения $Z_{гсс}(t)$, включая блок-схему расчета, приведено ранее в разделе 3.3.

Особенность метода состоит в том, что суммарная аккумуляция снега на леднике в интервале $Z_{макс}$—$Z_к$ учитывается косвенно с помощью изменяющегося от года к году значения максимального $Z_{макс}$ подъема снеговой границы над концом ледника. Такой подход позволяет в обобщенном виде принять во внимание все отмеченные здесь локальные особенности режима снежного покрова на леднике, которые не проявляются в соответствующих зависимостях $q(z)$ для внеледниковых зон водосбора.

Для расчета дат окончания периода таяния льда из алгоритма модели движения $Z_{гсс}(t)$ на леднике используется только блок определения продолжительности таяния летнего снега. В связи с этим выбор даты начала периода таяния льда $d_{нл}$ роли не играет при условии, что $d_{нр} \leqslant d_{нл} < d_{кл}$.

Способ определения $d_{кл}$ основан на принятом заранее условии $d_{кл} \leqslant d_{кр}$ и постановке задачи, где требуется установить дату, начиная с которой неизменно выполняется условие $Z_{гсс}(t) \leqslant Z_к$. Расчет $d_{кл}$ на ЭВМ осуществляется в два этапа.

На первом этапе в каждом очередном районе гляциальной области для интервала времени от $d_{нл}$ до $d_р$ с шагом 1 сут, согласно схеме

$$z_*(t) = \begin{cases} Z_{макс} & \text{при } \bar{q}_{лс}(t) = 0, \\ Z_{лс} & \text{при } \bar{q}_{лс}(t) > 0, \\ \min Z_{лс} & \text{при } \sum^{N} M_{лс}(\Delta z,\ t) < \sum^{N} \bar{q}_{лс}(\Delta z,\ t), \end{cases} \tag{3.63}$$

формируется рабочий массив $z_*(t)$ высот, характеризующих нижний уровень, на котором летние атмосферные осадки выпадают в виде снега, а затем стаивают. В (3.63) $\bar{q}_{лс}$ — средний слой летнего снега в пределах ледника; $\min z_{лс}$ — самая низкая из высот границы летнего снега в течение периода из N дней, необходимого для полного стаивания свежевыпавшего снега; $\bar{M}_{лс}(\Delta z,\ t)$ — средний за сутки слой таяния в интервале высот $\Delta z = Z_н - \min Z_{лс}$. В дни, когда не было ни твердых осадков, ни их таяния, высота $Z_{гсс}$ условно принимается равной значению $Z_{макс}$ в данном районе, которое определено заранее по методу, изложенному в разделе 3.1.

Таким образом, начиная с некоторого момента, когда твердые осадки покрывают полностью площадь ледника и остается в силе уравнение

$$\sum^{N} \overline{M}_{\text{лс}}(\Delta z,\ t) < \sum^{N} \overline{q}_{\text{лс}}(\Delta z,\ t),$$

высота $z_*(t)$ до конца расчетного периода ($d_{\text{кр}}$=31 октября) становится равной $Z_{\text{к}}$.

На втором этапе расчета $d_{\text{кл}}$ массив высот, сформированный согласно (3.63), просматривается день за днем от конца расчетного периода к началу и, очевидно, что первый день, когда $z_*(t)=$ $=Z_{\text{макс}}$, явится датой максимального положения ССГ на леднике, а следующий за ним в обычном порядке — датой окончания периода таяния льда. Строго говоря, последнее верно только в том случае, если снег очередного сезона аккумуляции сразу покрывает всю площадь аккумуляции. Впрочем эта, изредка возникающая небольшая неточность расчета $d_{\text{кл}}$ совершенно не влияет на определение суммарного таяния, которое вычисляется в зависимости от прихода внешнего тепла и высоты сезонной снеговой границы на леднике.

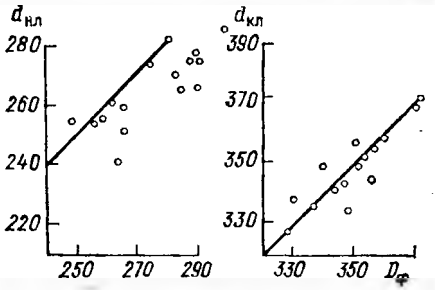


Рис. 3.7. Сравнение рассчитанных дат начала и конца периода таяния льда с фактическими по наблюдениям на леднике Центральном Туюксу.

Сплошная линия — биссектриса координатного угла.

Оценка приемлемости изложенных в настоящем разделе способов расчета дат начала и конца периода таяния льда в гляциальных областях Средней Азии выполнена двумя независимыми способами.

Во-первых, путем сравнения рассчитанного многолетнего ряда $d_{\text{нл}}$ и $d_{\text{кл}}$ с данными непосредственных наблюдений, выполненных сотрудниками сектора географии АН КазССР за режимом снежного покрова на леднике Центральном Туюксуйском, где уже десятки лет под руководством Н. Н. Пальгова, Г. А. Токмагамбетова, К. Г. Макаревича и др. осуществляется широкая программа стационарных и полустационарных гляциологических работ.

Сходимость результатов расчета с прямыми определениями дат начала и конца периода таяния льда на леднике Центральном Туюксуйском иллюстрирует рис. 3.7. Количественная оценка отклонений показала, что при использовании в модели двухфакторной локальной формулы интенсивности таяния $M(B_{\text{к}}, \Theta)$ и учете

уклона и ориентации ледника средняя ошибка расчета $d_{нл}$ составила +12 дней, а для $d_{кл}$ близка к нулю.

Как видно, качество результатов расчета в данном случае оказалось вполне удовлетворительным. Небольшая систематическая погрешность в определениях $d_{нл}$, скорее всего, обусловлена приближенным характером зависимости осадков от высоты местности. Для уменьшения систематических погрешностей в расчетах движения $Z_{гсс}$ во внеледниковых зонах бассейнов Средней Азии автором разработаны [253] метод, алгоритм и программа корректировки, где используется оперативная спутниковая информация о площади заснеженности в горах. Авторская проверка метода корректировки расчетов $Z_{гсс}(t)$ на материалах многолетних аэрофотосъемок снежного покрова в бассейнах рек Ахангаран и Пскем, обобщенных В. П. Черногоровым [219], подтвердила его эффективность при различных вариантах ошибок расчета высот сезонной снеговой границы.

Еще одна оценка качества расчетов $d_{нл}$ и $d_{кл}$ получена путем анализа совместимости средних многолетних значений $d_{нл}$ и $d_{кл}$, определенных автором для ряда гляциальных областей Средней Азии, с описаниями в работе [11] региональными закономерностями изменения на различных высотах средних многолетних дат разрушения и установления устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности. В данном случае под совместимостью этих однообразных характеристик, полученных независимыми методами, понимается их логическая и физическая взаимосвязь в региональных зависимостях от высоты местности.

Представленная на рис. 3.8 графическая иллюстрация пространственной изменчивости и совместимости рассматриваемых характеристик в широком диапазоне природных условий Средней Азии позволяет сформировать следующие выводы.

1. Изменение в зависимости от высоты средних многолетних дат разрушения устойчивого снежного покрова (у. с. п.) на грунтовой поверхности в бассейнах рек Исфара, Матча, Муксу представляет собой достаточно однородный процесс, который с удовлетворительной точностью может быть аппроксимирован общим выражением.

2. Средние многолетние даты начала таяния льда на различных высотах в гляциальных областях бассейнов рек Сарыджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдара образуют с датами разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности в этих же водосборах единую зависимость от высоты местности z, для которой получено следующее эмпирическое уравнение (z в км):

$$D_c = 77{,}6z - 160{,}2, \qquad (3.64)$$

где D_c — даты разрушения устойчивого снежного покрова (номера дней календарного года).

3. Сближение на высотах более 4,5 км дат начала таяния льда с датами разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности и расхождение между ними на высоте около 3 км имеет ясный физиче-

ский смысл. Вероятнее всего, в самых верхних зонах водосборов это обусловлено сравнительным однообразием условий аккумуляции и таяния снежного покрова на грунтовой и ледяной поверхностях, а в нижних — возрастанием различий между названными процессами.

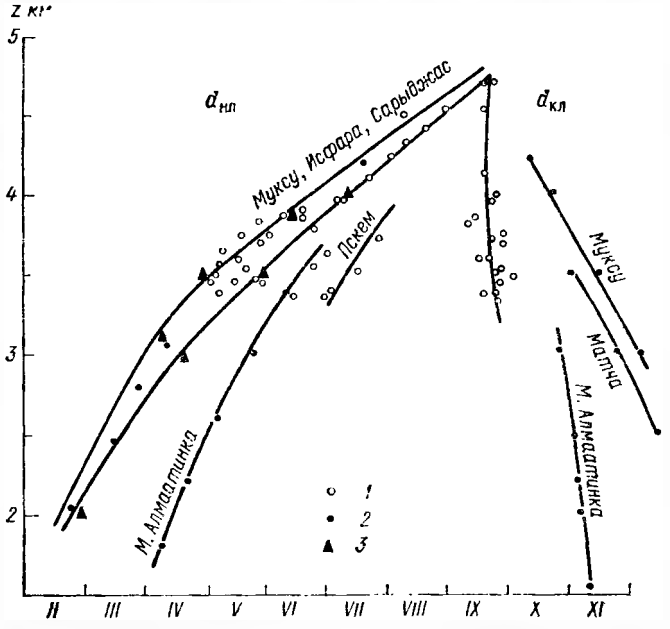


Рис. 3.8. Распределение по высоте в бассейнах рек Средней Азии дат начала и конца периода таяния льда на ледниках (*1*) и схода и установления устойчивого снежного покрова (*2*, *3*) на грунтовой поверхности.

4. Вполне удовлетворительная совместимость $d_{нл}$ на концах ледников и дат разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности наблюдается также в бассейне р. Малой Алмаатинки. Эмпирическая формула зависимости $D_c = f(z)$ для этого бассейна получена в виде

$$D_c = 44{,}5z - 14{,}2. \qquad (3.65)$$

5. Различия между кривыми $D_c = f(z)$ для бассейнов рек Сарыджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдара, Малая Алмаатинка, Пскем вполне однозначно объясняются географическими особенностями расположения этих бассейнов и климатическими условиями сезонов аккумуляции и таяния.

6. Существенно отличающимися друг от друга оказались зависимости от высоты для средних многолетних дат конца периода таяния льда и образования у. с. п. на грунтовой поверхности. Как видно, $d_{кл}$ в различных гляциальных областях образуют общую самостоятельную зависимость от высоты.

Характерные черты этой зависимости: незначительная разница в $\bar{d}_{кл}$ на высотах от 3 до 4,8 км ($\approx$20 дней), малая изменчивость $d_{кл}$ ($\approx$20 дней) на одной и той же высоте в различных условиях оледенения Средней Азии. Отметим также, что сокращение периода образования устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности в сравнении с его разрушением свойственно в целом для зоны формирования стока рек Средней Азии, особенно на севере территории. В наиболее ярком виде эта разница проявилась в гляциальных областях Средней Азии.

Таким образом, оба рассмотренных варианта оценки качества результатов расчета дат начала и конца периода таяния льда показывают, что предложенные методы вполне пригодны для определения $d_{нл}$, $d_{кл}$ и продолжительности периода таяния льда в гляциальных областях Средней Азии.

Выводы

1. Движение сезонной снеговой границы на поверхности ледника является отражением внутригодового хода аккумуляции и абляции в гляциальных областях. Вследствие этого максимальная высота снеговой границы на ледниках весьма тесно связана с годовым балансом аккумуляции и абляции и его слагаемыми. Существование связи между $Z_{макс}$ и абляции обусловливает важную для практических целей зависимость ледникового стока от $Z_{макс}$. Отмеченные свойства $Z_{макс}$ использованы в региональной модели процесса суммарного таяния ледников для косвенной оценки сезонной аккумуляции в гляциальных областях, которую невозможно измерить непосредственно.

2. Замена аккумуляции и абляции в уравнении $Z_{макс}=f(A_k, A_b)$ соответствующими индексами позволила разработать метод реконструкции многолетнего ряда $Z_{макс}$. Эти индексы представляют собой безразмерные аномалии сезонных сумм осадков, средних месячных температур воздуха или баллов общей облачности за абляционный период и легко определяются по данным метеорологических станций.

Многолетняя изменчивость индексов аккумуляции и абляции, их алгебраической суммы адекватна вариации слагаемых вещественного баланса ледников. Этот важный вывод подтверждают одинаково тесные связи между $Z_{макс}$, годовым балансом ледника, аккумуляцией, абляцией и индексами балансовых характеристик.

3. Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание многолетней изменчивости баланса, $Z_{макс}$ и ледникового стока представляет собой простое и весьма эффективное средство для регионального анализа, описания и прогноза гидрологического режима оледенения Средней Азии. Примерами реализации этого положения являются следующие новые результаты:

— региональная зависимость вклада индекса абляции от относительной площади оледенения в водосборе,

— зависимость относительного вклада ледникового питания в средний многолетний годовой и сезонный сток рек Средней Азии и Кавказа от вклада индекса абляции,

— решение в общем виде задачи долгосрочного прогноза ледникового стока и максимальных высот сезонной снеговой границы в гляциальных областях Средней Азии.

4. Для определения площадей пяти основных типов тающей поверхности ледника в течение периода абляции необходимы перечисленные ранее морфометрические характеристики ледника и данные о положении сезонной снеговой границы. В разработанной автором модели движения $Z_{гсс}$ по леднику также используются значения $Z_{макс}$. Тем самым учитываются особенности аккумуляции твердых осадков на ледниках. Поскольку зимние и летние твердые осадки, аккумулированные на площади ледника в интервале высот от $Z_к$ до $Z_{макс}$, стаивают полностью, в модели движения $Z_{гсс}$ достаточно определять суточные слои стаивания снега и принять очевидную гипотезу, что величина подъема $Z_{гсс}$ за сутки пропорциональна слою таяния за это же время. В результате сумма таяния зимнего и летнего снега за период абляции дает годовую аккумуляцию на леднике в интервале высот от $Z_к$ до $Z_{макс}$.

5. Большое значение для описания процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока имеет определение моментов начала и окончания периода таяния льда. Применительно к статистической модели гляциальной области автором разработаны алгоритм и программа для определения на ЭВМ дат начала и конца периода таяния льда с раздельным учетом движения границы сезонного снега $Z_{гсс}$ на ледниках и внеледниковых зонах бассейна реки.

Анализ закономерностей изменения по территории Средней Азии дат начала $d_{нл}$ и окончания $d_{кл}$ периода таяния льда выявил четкую зависимость $d_{нл}$ и $d_{кл}$ от высоты и хорошую их совместимость с процессом схода и установления устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности. В общем для бассейнов рек Средней Азии характерны постепенное и сильно растянутое во времени освобождение концов ледников от зимнего снега и почти одновременное установление устойчивого снежного покрова на высотах $Z_к$. В среднем многолетнем сход снежного покрова на концах ледников в диапазоне высот от 3,3 до 4,7 км происходит с начала мая до конца августа — начала сентября. Установление устойчивого снежного покрова на концах ледников в том же диапазоне высот осуществляется в течение 20—25 дней с середины сентября до начала октября. На высотах более 4,7—4,8 км снежный покров залегает в течение всего года и продолжительность периода таяния льда равна нулю.

Глава 4

Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледникового стока

4.1. Пространственно-временна́я изменчивость основных метеорологических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках

Разработанная автором региональная физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии предусматривает определение внутригодового хода аккумуляции и таяния в зависимости от высоты местности z. Рассмотрим далее используемые в модели методы описания в координатах z, t изменчивости ряда метеорологических элементов, которые являются аргументами локальных и региональных формул интенсивности аккумуляции и таяния снега и льда.

4.1.1. Приход суммарной солнечной радиации на поверхность ледника

Методика расчета составляющих потока суммарной радиации $Q_{\odot}(t_1)=J'+D$ для безоблачных дней в настоящее время теоретически и экспериментально обоснована (см. например, [47, 48, 97, 160, 187]) вполне определенно (J' — прямая радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеяннная радиация, t_1 — время внутри суток).

Учитывая принятый в работе способ обобщения исходных данных по морфометрии оледенения в виде «средних ледников» для отдельных районов гляциальной области, расчеты J' и D целесообразно выполнять по актинометрическим формулам, содержащим возможно меньшее число локальных, а также малозначимых параметров.

Применительно к прямой радиации, как показано, например, в [97, 187], наиболее удачная и простая аппроксимация $J'(t_1)$ предложена В. Г. Кастровым:

$$J'=\frac{J_0 \sin h_{\odot}}{1+\lambda m_a}; \qquad (4.1)$$

здесь J_0 — метеорологическая солнечная постоянная; λ — интегральный показатель прозрачности атмосферы; m_a — безразмерная характеристика длины пути солнечного луча в атмосфере. Вполне удовлетворительное для практических целей приближение дает формула

$$m=\frac{1}{\sin h_{\odot}}, \qquad (4.2)$$

где $h_\odot$ — угловая высота солнца. Коэффициент λ определяется эмпирически, по измерениям J:

$$\lambda = \frac{J_0 - J}{J} \sin h_\odot. \qquad (4.3)$$

По этой формуле были выполнены определения коэффициента λ для территории Средней Азии. В расчетах учитывался вывод С. И. Сивкова [187] о достаточной для дневного периода характерности значений λ, определенных по полуденным значениям J.

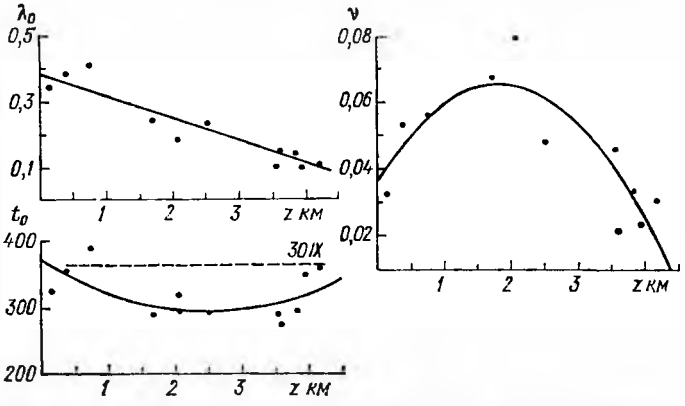


Рис. 4.1. Зависимости коэффициентов λ_0, ν и t_0 в формуле (4.4) от высоты местности над уровнем моря.

Анализ полученных автором средних месячных значений интегрального коэффициента прозрачности λ (табл. 4.1) на различных высотах на равнине и в горах Средней Азии показывает, что внутригодовой ход λ для любого из пунктов в табл. 4.1 вполне удовлетворительно аппроксимируется косинусоидой

$$\lambda(t) = \lambda_0 + \nu \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_0)\right], \qquad (4.4)$$

где λ_0 — среднее годовое значение коэффициента интегральной прозрачности атмосферы, ν — полуамплитуда изменения λ внутри года, $T_2 = 365$ дней, t — время (номер дня внутри года), t_0 — дата максимума $\lambda(t)$.

Затем для получения связи интегральной прозрачности атмосферы с высотой местности в условиях Средней Азии были построены графики зависимостей $\lambda_0(z)$, $\nu(z)$ и $t_0(z)$. Как следует из рис. 4.1, эти зависимости достаточно тесные.

Поскольку для расчетов таяния снега и льда наибольший интерес представляют значения $\lambda_0(z)$, $\nu(z)$ и $t_0(z)$ на высотах более 1 км, а также для выравнивания на рис. 4.1 плотности данных в различных высотных зонах было выполнено осреднение параметров λ_0, ν и t_0 в интервалах высот 0—0,250 км, 0,251—0,500 км и 0,500—1,000 км. В результате для зависимостей $\lambda_0(z)$,

Таблица 4.1

Интегральные характеристики прозрачности атмосферы на различных высотах по территории Средней Азии (37°10′—44°50′ с. ш.)

Метеостанция, пункт наблюдения	Высота, км	Средние месячные значения коэффициента λ											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тахиаташ	0,076	0,37	0,33	0,28	0,33	0,37	0,38	0,43	0,40	0,31	0,33	0,38	0,40
Акмолла	0,108	0,34	0,30	0,25	0,29	0,38	0,41	0,42	0,39	0,32	0,33	0,33	0,36
Чурук	0,124	0,33	0,26	0,22	0,24	0,29	0,33	0,36	0,34	0,25	0,27	0,34	0,35
Чарджоу	0,188	0,34	0,30	0,26	0,30	0,36	0,36	0,42	0,37	0,30	0,31	0,35	0,38
Бекибент	0,208	0,32	0,26	0,24	0,31	0,38	0,43	0,48	0,45	0,37	0,35	0,34	0,34
Тамды	0,236	0,31	0,27	0,25	0,28	0,33	0,35	0,41	0,37	0,28	0,29	0,35	0,38
Термез	0,309	0,35	0,29	0,27	0,31	0,38	0,40	0,44	0,42	0,36	0,41	0,38	0,37
Кайракумское водохранилище	0,348	0,44	0,34	0,27	0,31	0,34	0,41	0,45	0,41	0,38	0,42	0,38	0,45
Ташкент	0,477	0,42	0,34	0,26	0,31	0,38	0,39	0,41	0,39	0,36	0,43	0,42	0,44
Фергана	0,578	0,52	0,40	0,35	0,40	0,42	0,43	0,46	0,41	0,41	0,50	0,53	0,51
Фрунзе	0,756	0,37	0,33	0,26	0,32	0,36	0,40	0,42	0,39	0,36	0,41	0,44	0,45
Душанбе	0,822	0,41	0,30	0,28	0,30	0,36	0,43	0,45	0,42	0,36	0,35	0,40	0,47
Алма-Ата	0,847	0,51	0,43	0,37	0,40	0,39	0,40	0,43	0,41	0,39	0,43	0,51	0,65
Селестоковая	1,711	0,19	0,17	0,16	0,26	0,30	0,30	0,33	0,27	0,26	0,25	0,22	0,20
Кызылча	2,075	0,14	0,11	0,10	0,11	0,18	0,22	0,29	0,27	0,23	0,20	0,15	0,17
Б. Алмаатинское озеро	2,516	0,20	0,17	0,16	0,24	0,27	0,27	0,31	0,26	0,22	0,22	0,22	0,22
Ледник Центральный Туюксу	3,4—3,7	0,07	0,07	0,06	0,10	0,11	0,12	0,15	0,16	0,12	0,10	0,06	0,06
Тянь-Шань	3,610	0,14	0,13	0,12	0,15	0,16	0,18	0,19	0,15	0,14	0,13	0,14	0,14
Ледник Абрамова	3,840	0,10	0,09	0,09	0,15	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14	0,13	0,13	0,15
Кара-Куль	3,950	0,13	0,08	0,07	0,11	0,13	0,13	0,15	0,15	0,12	0,12	0,16	0,15
Ледник Федченко	4,170	0,11	0,08	0,06	0,08	0,12	0,13	0,15	0,14	0,11	0,12	0,16	0,15

Примечание. Значения J получены из работ [173, 179, 197—200] и по наблюдениям гляциологической станции САНИИ Госкомгидромета на леднике Абрамова.

$\nu(z)$ и $t_0(z)$ методом наименьших квадратов были получены следующие выражения:

$$\lambda_0(z) = 0{,}383 - 0{,}068z; \tag{4.5}$$

$$\nu(z) = 0{,}036 + 0{,}031z - 0{,}0084z^2; \tag{4.6}$$

$$t_0(z) = 373 - 59{,}5z + 11{,}7z^2. \tag{4.7}$$

Подставив эти уравнения в (4.4), найдем для расчета окончательную формулу:

$$\lambda(z,\ t) = 0{,}383 - 0{,}068z + (0{,}036 + 0{,}031z - 0{,}0084z^2) \times \\ \times \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - 373 + 59{,}5z - 11{,}7z^2)\right]. \tag{4.8}$$

Численные коэффициенты в этом выражении определены при условии, что год начинается 1 октября.

Для определения потока рассеянной радиации $D(t_1)$ используем вполне удовлетворительное приближение, которое дает формула Берлаге—Кастрова [187]

$$D = 0{,}38\lambda J, \tag{4.9}$$

где значение эмпирического коэффициента достаточно устойчива [187] при различных λ и J — прямая радиация на перпендикулярную поверхность.

В окончательном виде формула для расчета дневного поступления суммарной радиации на горизонтальную поверхность при отсутствии облачности выглядит следующим образом:

$$Q_\odot = \frac{I_0 T_1}{\pi} \int_0^{\tau_\odot} \frac{\sin h_\odot}{\lambda(z,\ t) + \sin h_\odot} [\sin h_\odot + 0{,}38\lambda(z,\ t)]\, d\tau_1, \tag{4.10}$$

где T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин; $\tau_\odot$ — время восхода или захода солнца; время t_1 внутри суток выражено через периодическую функцию часового угла

$$t_1 = \frac{T_1}{2\pi}\tau_1.$$

В формуле (4.10) значение $\sin h_\odot$ определяется по известному из сферической астрономии соотношению

$$\sin h_\odot = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\tau_1, \tag{4.11}$$

где φ — географическая широта; δ — склонение солнца; τ_1 — часовой угол солнца. В уравнении (4.11) величина склонения солнца на любую дату t внутри года представляет собой периодическую функцию времени

$$\delta(t) = 23{,}5 \sin\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - 173)\right] \tag{4.12}$$

в случае начала отсчета с 1 октября и $T_2 = 365$ сут.

Если φ и $\delta(t)$ заданы, определение времени $\tau_\odot$ восхода или захода солнца для любого пункта на равнине не представляет затруднений. Из (4.11) очевидно, что при $\sin h_\odot = 0$

$$\tau_\odot = \arccos(\pm \operatorname{tg}\varphi \operatorname{tg}\delta). \qquad (4.13)$$

Однако для большинства горных ледников такой способ непригоден и задача расчета $\tau_\odot$, в принципе, столь же ясная, как и на равнине, сильно осложняется необходимостью учета и анализа большого объема информации о рельефе ледниковых долин.

В качестве примера влияния закрытости горизонта на астрономически возможную продолжительность солнечного сияния приведем результаты [154, 165], полученные на леднике Федченко и в различных пунктах на леднике Центральном Туюксу (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Максимально возможная продолжительность солнечного сияния на ледниках Федченко и Центральном Туюксу (в % от астрономически возможной продолжительности)

Ледник	Месяц					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
Федченко	80	80	80	86	84	78
Центральный Туюксу:						
конец языка	74	76	81	83	82	78
область абляции	76	78	83	84	82	70
фирновая область	70	72	79	79	76	66

Есть вполне очевидные причины считать, что для массовых расчетов поступления суммарной радиации $\bar{\tau}_в$ и $\bar{\tau}_з$ на ледниках могут быть получены только численным методом с применением ЭВМ.

Сущность разработанного автором [114] такого метода в обобщенном виде состоит в построении трехмерной численной модели линии горизонта на основе крупномасштабной топографической карты, вычислении для каждого пункта на леднике круговой диаграммы закрытости горизонта, последовательном определении положения и угловой высоты солнца на небесной сфере в течение дня относительно каждого из этих пунктов и установлении, таким образом, моментов пересечения солнцем соответствующей линии горизонта на востоке и западе, т. е. времени восхода и захода солнца для данного пункта.

Для всех пунктов на поверхности ледника принято, что линия горизонта совпадает с водораздельным гребнем, замыкающим бассейн ледника. Это упрощение в отдельных случаях приводит к не-

большим дополнительным погрешностям расчета восхода и захода солнца, однако значимость этих ошибок безусловно гораздо менее существенна по сравнению с неучетом вообще влияния рельефа на закрытость горизонта.

Исходной информацией для расчета времени восхода и захода солнца на леднике являются планово-высотные координаты пунктов на площади ледника и меридионально ориентированная трехмерная модель линии горизонта, которые обеспечивают определение для каждого i-того пункта углов закрытости N_i по формуле

$$N_i = \operatorname{arctg}\left(\frac{z_{i\text{г}} - z_{\text{кл}}}{\sqrt{(x_{i\text{г}} - x_{\text{кл}})^2 + (y_{i\text{г}} - y_{\text{кл}})^2}}\right), \qquad (4.14)$$

где при каждом фиксированном k i изменяется от 1 до n; $x_{i\text{г}}$, $y_{i\text{г}}$, $z_{i\text{г}}$ и $x_{k\text{л}}$, $y_{k\text{л}}$, $z_{k\text{л}}$ — планово-высотные координаты точек на линии горизонта «г» и леднике «л».

После расчета круговых диаграмм закрытости горизонта для всех пунктов на поверхности ледника выполняется определение угловой высоты и положения солнца на небесной сфере в течение дня с таким расчетом, чтобы, последовательно сравнивая угловые высоты солнца и углы закрытости горизонта каждого k-того пункта на леднике, установить моменты восхода и захода солнца относительно линии горизонта данного пункта.

Положение светила на небесной сфере может быть определено в экваториальной или горизонтной системе сферических координат. Пересечение меридиональной и зенитной осей этих координат друг с другом и с большим кругом небесной сферы образуют полярный треугольник, связывающий экваториальные координаты солнца с горизонтными посредством известных формул сферической тригонометрии. В частности, уравнение (4.11) является аналитическим выражением зависимости высоты солнца $h_{\odot}$ от географической широты пункта φ, склонения солнца δ и τ_1 — его часового угла.

Другой вариант решения полярного треугольника —

$$\operatorname{ctg} Аз \sin\tau_1 = \operatorname{ctg}(90° - \delta)\sin(90° - \varphi) - \cos(90° - \varphi)\cos\tau_1, \qquad (4.15)$$

где Аз — азимут солнца, позволяет определить $\cos\tau_1$ по известным остальным элементам и в конечном счете установить по формуле (4.11) положение солнца на небесной сфере. Азимуты различных положений солнца в течение дня относительно k-того пункта на леднике принимаются равными азимутам отметок рельефа, образующих линию горизонта, поскольку для определения моментов восхода и захода необходимо сравнивать угловые высоты солнца с угловыми высотами точек на линии горизонта.

Уравнение (4.15) преобразовано относительно $\cos\tau_1$ к квадратному тригонометрическому уравнению

$$\cos^2\tau_1 - K_1\cos\tau_1 - K_0 = 0, \qquad (4.16)$$

где

$$K_1 = \frac{2 \operatorname{tg} \delta \cos \varphi \sin \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 Аз} \tag{4.17}$$

и

$$K_0 = \frac{\operatorname{ctg}^2 Аз - \operatorname{tg}^2 \delta \cos^2 \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 Аз} \tag{4.18}$$

вычисляются отдельно для каждого пункта на леднике путем подстановки в (4.17) и (4.18) параметров φ, δ и азимутов, относящихся к линии горизонта этого пункта. Таким образом, решение системы

$$\begin{cases} \cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_0 = 0; \\ \sin h_\odot = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1 \end{cases} \tag{4.19}$$

относительно $\cos \tau_1$ и $h_\odot$ и сопоставление конечных результатов на каждом шаге с данными по закрытости горизонта k-того пункта на леднике позволяет определять время восхода и захода солнца для этого пункта на любой день или другие периоды в течение года в зависимости от того, как задано склонение солнца.

Для ряда пунктов на территории Средней Азии, где имеются данные актинометрических измерений, по изложенной здесь методике были выполнены расчеты внутригодового хода дневных сумм суммарной радиации при безоблачном небе. Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм $Q_\odot$ от измеренных приведены в табл. 4.3.

Из табл. 4.3 следует, что качество определений $Q_\odot(z, t)$ по выражению (4.10) является вполне приемлемым для региональных расчетов поглощенной радиации как одного из аргументов в фор-

Таблица 4.3

Относительные отклонения рассчитаиных месячных сумм суммарной радиации от измеренных

Пункта	z км	Относительные отклонения, %											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Термез	0,309	—15	—2	3	2	6	4	5	2	—2	—8	—10	—12
Ташкент	0,477	—9	—10	—3	3	6	5	6	7	0	—5	—10	—7
Самарканд	0,695	—5	0	4	7	8	5	9	3	1	—6	—10	—7
Фрунзе	0,796	—12	—7	0	2	5	6	7	5	2	—9	—10	—11
Кызылча	2,075	—15	—18	—8	—10	—4	—3	—2	0	—3	—12	—14	—15
Тянь-Шань	3,610	—7	—3	—2	—1	2	3	4	1	—3	—8	—12	—10

муле интенсивности таяния снега и льда. Последующими шагами в использовании полученных данных о $Q_{\odot}(z, t)$ должны быть переход к значениям суммарной радиации при действительных условиях облачности $Q(z, t)$ и определение альбедо $A_{к}=A_{к}(z, t)$ пяти основных типов тающей поверхности ледника.

Для расчета $Q(z, t)$ достаточно эффективным считается следующий способ:

$$Q=Q_{\odot}f(C), \tag{4.20}$$

где

$$f(C)=1-(1-d)C \tag{4.21}$$

или

$$f(C)=1-d_1C-d_2C^2 \tag{4.22}$$

— функция ослабления прихода суммарной радиации при C баллах общей облачности; d, d_1, d_2 — эмпирические коэффициенты. Иногда [48, 147] для повышения точности расчетов Q вводят в $f(C)$ раздельные оценки общей и нижней облачности. Однако, учитывая локальный характер определений облачности в горах по данным редкой сети метеорологических станций, в региональной модели процесса суммарного таяния целесообразно ограничиться учетом одной общей облачности.

Исследование линейного и нелинейного вариантов зависимости $f(C)=Q/Q_{\odot}$ для территории Средней Азии по данным режимных метеорологических станций за 1960—1980 гг. показало, что коэффициенты корреляции в обоих случаях практически одинаковые. Полученные автором численные значения параметров в функции ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности приведены в табл. 4.4.

Как видно из таблицы, вариация параметра d в линейном варианте функции $f(C)$ не связана с высотой местности и скорее всего имеет случайный характер. Этот же вывод в полной мере справедлив для другого параметра const, который в любом случае при $C=0$ должен быть равен единице. В итоге, осреднив значения d по данным всех метеорологических станций, в табл. 4.4 найдем универсальную для Средней Азии функцию ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности

$$f(C)=1-0{,}05C. \tag{4.23}$$

Наряду с этой формулой, для расчета поступления суммарной радиации при C баллах общей облачности может быть использовано ранее полученное автором [123] выражение

$$f(C)=1-0{,}0065C-0{,}0046C^2, \tag{4.24}$$

поскольку точность аппроксимации $f(C)$ линейной и нелинейной зависимости оказалась почти одинаковой. Проверка формулы (4.24) по независимым наблюдениям на ряде ледников Заилийского Алатау, Тянь-Шаня и Памира показала [119] ее приемлемость в разнообразных условиях.

Таблица 4.4

Параметры линейной функции ослабления суммарной радиации в зависимости от общей облачности (для территории Средней Азии)

Метеорологическая станция	z км	r	const	d
Тахиаташ	0,076	0,99	1,03	—0,06
Акмолла	0,108	1,00	1,00	—0,05
Чурук	0,124	0,96	1,05	—0,06
Чарджоу	0,188	0,99	0,99	—0,05
Бекибент	0,208	0,98	1,00	—0,05
Тамды	0,236	0,98	1,02	—0,06
Термез	0,309	0,98	0,98	—0,05
Кайракумское водохранилище	0,348	0,99	1,00	—0,05
Ташкент	0,477	0,99	1,02	—0,06
Фергана	0,578	0,98	1,00	—0,05
Фрунзе	0,756	0,99	1,01	—0,05
Душанбе	0,822	0,99	0,99	—0,05
Алма-Ата	0,847	0,99	0,97	—0,06
Сусамыр	2,061	0,87	0,94	—0,03
Кызылча	2,075	0,98	0,95	—0,05
Тянь-Шань	3,610	0,89	0,98	—0,03
Ледник Федченко	4,170	0,97	0,96	—0,04

Примечание. r — коэффициент корреляции, const — значение функции $f(C)$ при $C=0$.

Основным источником данных по общей облачности в гляциальных областях являются, очевидно, наблюдения на метеорологических станциях. При современном уровне освещенности высокогорных областей Средней Азии режимными метеорологическими наблюдениями оптимальным вариантом для локальных расчетов суммарной радиации представляется наличие в гляциальной зоне или вблизи нее хотя бы одной метеорологической станции.

В горах Средней Азии действует несколько десятков таких станций и этого, казалось бы, достаточно для оценок облачности, хотя бы в первом приближении. Однако продолжительность рядов наблюдений высокогорных метеорологических станций нередко оказывается недостаточной для подготовки многолетнего архива метеорологической информации. В этих случаях следует продлевать ряды наблюдений высокогорных пунктов на основе корреляционных связей между коротко- и длиннорядной станциями за совместный период работы. Приведенные в табл. 4.5 значения коэффициентов корреляции между баллами общей облачности в различных высотных зонах нескольких бассейнов Средней Азии показывают, что теснота зависимостей в течение года вполне достаточна для восстановления коротких рядов.

Рассмотрим способы учета уклона и ориентации ледника в расчетах поступления прямой радиации к его поверхности. Напомним, что средние взвешенные по площади значения уклона и ориентации ледника включены в число морфометрических характеристик,

Таблица 4.5

Параметры корреляции между средней за день общей облачностью (в баллах) в различных высотных зонах некоторых водосборов Средней Азии

Месяц	Бассейн р. Пскем				Бассейн р. Исфары							
	(метеостанция Ойгаинг, 2,15 км; метеостанция, Пскем, 1,256 км)				метеостаиция Джаптык, 3,1 км; метеостанция Исфара, 0,83 км				метеостанция Джаптык, 3,10 км; метеостанция Тангиворух, 1,31 км			
	N	*r*	*a*	*b*	*N*	*r*	*a*	*b*	*N*	*r*	*a*	*в*
Октябрь	248	0,95	0,93	0,22	217	0,84	0,77	0,33	403	0,90	0,88	0,55
Ноябрь	240	0,92	0,92	0,32	180	0,84	0,90	—0,22	390	0,89	0,90	0,33
Декабрь	248	0,94	0,92	0,52	186	0,86	0,85	0,27	403	0,91	0,92	0,45
Январь	248	0,93	0,93	0,17	186	0,86	0,86	0,27	372	0,91	0,91	0,60
Февраль	226	0,95	0,95	0,21	170	0,81	0,88	0,16	339	0,84	0,87	0,50
Март	248	0,91	0,96	0,17	186	0,86	0,90	0,18	372	0,91	0,91	0,67
Апрель	240	0,91	0,92	0,53	186	0,90	0,91	0,53	360	0,91	0,92	0,51
Май	248	0,92	0,92	0,81	186	0,87	0,81	0,79	372	0,91	0,86	0,96
Июнь	240	0,93	0,97	0,81	180	0,85	0,76	1,78	360	0,90	0,82	1,59
Июль	248	0,95	1,0	0,79	186	0,86	0,83	1,38	372	0,91	0,86	1,41
Август	248	0,91	0,98	0,56	186	0,90	0,91	0,62	372	0,91	0,97	0,86
Сентябрь	240	0,94	0,95	0,37	180	0,85	0,82	0,60	360	0,91	0,91	0,56

Примечания: 1. После названия метеостанций даны абсолютные высоты пунктов наблюдений. 2. N — количество совместных значений средней общей облачности на рассматриваемых парах пиктов, r — коэффициент корреляции, a — коэффициент при аргумеите, b — свободный член уравнения регрессии $C(z) = aC(z_0) + b$.

образующих портреты «средних ледников» в районах гляциальной области.

Интенсивность поступления прямой радиации на различно ориентированные поверхности, как известно [45, 48, 97, 187], выражается формулой

$$J_{\alpha\psi} = J \cos \Phi, \tag{4.25}$$

где

$$\cos \Phi = A_1 + B_1 \cos \tau_1 + B_2 \sin \tau_1; \tag{4.26}$$

$$A_1 = \cos \alpha \sin \varphi \sin \delta + \sin \alpha [\cos \psi_n (\operatorname{tg} \varphi \sin \varphi \sin \delta - \sin \delta \sec \varphi)]; \tag{4.27}$$

$$B_1 = \cos \alpha \cos \varphi \cos \delta + \sin \alpha \cos \psi_n \sin \varphi \cos \delta; \tag{4.28}$$

$$B_2 = \sin \alpha \cos \delta \sin \psi_n \sin \tau_1. \tag{4.29}$$

В (4.25)—(4.29) Φ — угол между нормалью к поверхности и лучом солнца; α — угол наклона склона; ψ_n — азимут проекции нормали к склону на горизонтальную поверхность; φ — географическая широта; δ — склонение солнца. При $\alpha = 0$ формулу (4.25) можно записать в виде

$$J'(\tau_1) = J \cos (90^\circ - h_\odot). \tag{4.30}$$

Один из способов расчета дневных сумм прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации заключается в численном интегрировании (4.25) по τ_1 при заданных значениях времени восхода и захода солнца в горах.

Другой способ определения $J_{\alpha\psi}(t)$, предложенный в [48, 160], основан на аналогичном с (4.20) эмпирически устанавливаемом соотношении

$$f(\mu) = \frac{J_{\alpha\psi}}{J}, \tag{4.31}$$

где μ, учитывая (4.25) и (4.30), представляет отношение косинусов наименьших углов между нормалью к поверхности и лучом солнца. Аналитическое выражение для μ

$$\mu = \frac{u_1 \operatorname{tg} \delta + \sqrt{u_2^2 + (\sin \alpha \sin \psi_n)^2}}{\sin \varphi \operatorname{tg} \delta + \cos \varphi}, \tag{4.32}$$

где

$$u_1 = \cos \alpha \sin \varphi - \sin \alpha \cos \varphi \cos \psi_n; \tag{4.33}$$

$$u_2 = \cos \alpha \cos \varphi + \sin \alpha \sin \varphi \cos \psi_n \tag{4.34}$$

и рабочая формула для определения прихода прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации

$$J_{\alpha\psi} = J' (0{,}85\mu + 0{,}15) \tag{4.35}$$

были получены Ю. М. Денисовым [48] по измерениям $J_{\alpha\psi}$ и J' в горах Западного Тянь-Шаня.

Таким образом, в региональной модели процесса суммарного таяния в гляциальных областях расчет поступления суммарной радиации к поверхности ледника в течение года выполняется по формулам (4.10), (4.30), (4.23) и данным о средней за день общей облачности. Вероятно, в отдельных случаях вычисленные значения Q могут заметно отличаться от фактических вследствие неизбежных при региональном подходе упрощений и обобщений. Однако в целом за месяц, как показано в [100, 110], сходимость результатов расчета и измерений Q вполне удовлетворительная.

Важной частью расчета поглощенной радиации $B_к$ как аргумента региональной формулы интенсивности таяния снега и льда является определение альбедо $A_к = A_к(z, t)$ основных типов поверхности ледника и снежного покрова во внеледниковых зонах водосбора.

В региональной модели процесса суммарного таяния ледников принято, что в течение периода абляции осредненные характеристики альбедо снега и льда задаются с учетом временно́й изменчивости как наиболее типичные значения для зимнего и летнего снега, старого фирна, обнаженного льда и льда под мореной, т. е. основных типов поверхности, наблюдающихся на ледниках в период абляции. Возникающие при этом задачи классификации и оценки пространственно-временно́й изменчивости средних значений альбедо однородной поверхности ледника были подробно рассмотрены в работах автора [105, 109 и 110] с привлечением вполне представительных материалов измерений $A_к$ на ледниках многих горных стран Земного шара.

Не повторяя здесь всех деталей выполненного ранее анализа, приведем только пределы и средние значения альбедо различных типов поверхности ледника и основные выводы.

Анализ пространственно-временно́й изменчивости значений выявил следующее.

1. Отражательная способность тающей поверхности ледника достаточно четко классифицируется по нескольким градациям $A_к$, возникающим в связи с визуальными характеристиками покрытости пылью и мореной на поверхности снега и льда. Независимая проверка репрезентативности $\bar{A}_к$ в табл. 4.6 показала [40, 42, 72] хорошее согласование карт альбедо ледника Джанкуат, построенной по непосредственным измерениям и полученной на основе районирования и средних альбедо для выделенных типов поверхности.

2. Альбедосъемка различных поверхностей на ледниках Средней Азии показала весьма незначительную пространственную вариацию $\bar{A}_к$ на однородных площадях. Коэффициенты вариации для типов поверхности в табл. 4.6 составляют: I — 0,08; II — 0,10; III — 0,20; IV — 0,15; V — 0,10; VI — 0,10; VII — 0,08; VIII — 0,05 [109].

3. Анализ изменений во времени t ежедневных средних значений альбедо однородных поверхностей ледника позволяет в качестве вполне удовлетворительного приближения принять $\bar{A}_к(\Delta t) \approx$

≈const, по крайней мере для месячных интервалов. Графики на рис. 4.2 вместе с аналогичными иллюстрациями в [110] подтверждают этот вывод (пики, обусловленные летними осадками, не принимаются во внимание).

Результаты немногих стационарных или длительных полустационарных измерений альбедо на ледниках Средней Азии, представленные на рис. 4.3, показывают, что внутригодовой ход сред-

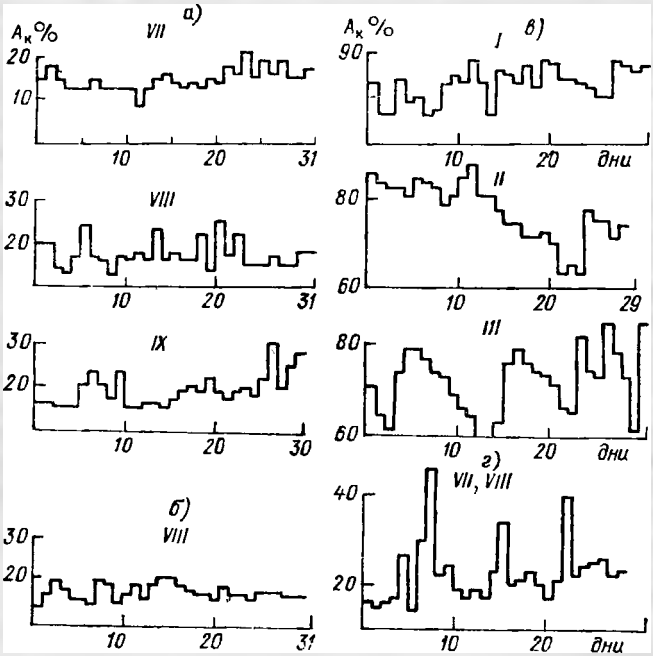


Рис. 4.2. Изменение средних за день значений альбедо однородной поверхности снега и льда в течение месяца.

а — по данным автора для ледника Медвежьего; *б* — по материалам УзУГКС по леднику Аютор-2; *в* — по данным метеостанции Кызылча, *г* — по наблюдениям Сектора географии АН КазССР по леднику Корженевского.

Таблица 4.6

Характеристики альбедо (%) гляциальной области

	Тип поверхности ледника							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10—14	15—20	21—25	26—33	34—42	43—51	52—67	71—85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	76

Примечание. I — лед под мореной, II — лед грязный, III — лед загрязненный, IV — лед слабозагрязненный, V — лед чистый, VI — старый снег, слабозагрязненный фирн, VII — чистый фирн, влажный снег, VIII — чистый сухой снег.

них месячных значений $\bar{A}_к$ на однородных поверхностях может быть аппроксимирован пологой параболой с минимумом, приходящимся на июль—август.

Такая же форма кривой внутригодового хода средних месячных значений $\bar{A}_к$ принята в расчетах таяния для слабозагрязненного льда (тип IV), старого снега и слабозагрязненного фирна

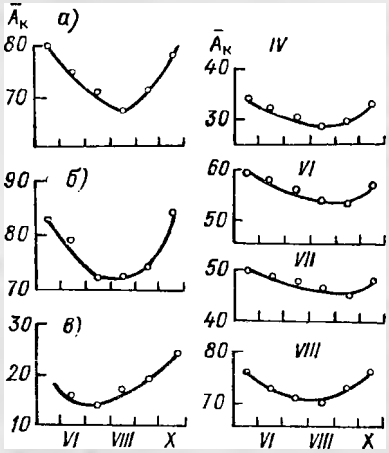


Рис. 4.3. Внутригодовой ход средних месячных значений альбедо однородных поверхностей снега и льда.

а — наблюдения [173] в фирновой области ледника Центральный Туюксу, *б* — наблюдения [162] для фирновой области ледника Витковского, *в* — альбедо льда по данным автора для ледника Медвежьего; IV, VI, VII, $VIII_м$ — принятый внутригодовой ход альбедо соответствующих типов поверхности ледника (см. классификацию в табл. 4.7).

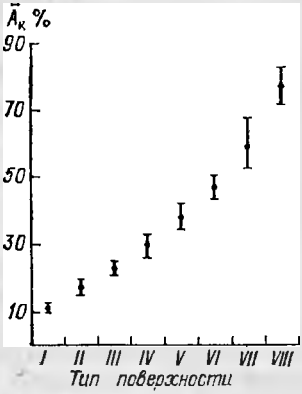


Рис. 4.4. Средние значения альбедо различных типов (точки) поверхности снега и льда и их изменчивость (сплошные линии).
Названия типов см. в табл. 4.7.

(тип VI), чистого фирна (тип VII), свежевыпавшего летнего снега (модификация типа VIII). Соответствующие графики $\bar{A}_к(t)$ также приведены на рис. 4.3.

Что касается сплошной морены на льду (тип I), то постоянство средних значений альбедо этого типа поверхности в течение мая—октября выглядит достаточно очевидным.

Для решения часто встречающейся задачи определения среднего альбедо в области абляции ледника рассмотрим рис. 4.4, где показано изменение $\bar{A}_к$ при переходе от одного типа поверхности к другому. Как видно, рост альбедо в направлении от типа I поверхности ледника к типу VIII происходит весьма плавно и в пределах от типа I до типов IV—V представляет собой линейный процесс. С учетом этого свойства расчет среднего альбедо для разновидностей поверхности на языке ледника после частичного

или полного стаивания зимнего снега выполняется по следующей схеме:

$$\bar{A}_{к_I}(t) = \text{const.}$$

$$\bar{A}_{к_{II-III}}(t) = \begin{cases} \bar{A}_{к_{IV}}(t) \text{ при } S_{лм} = 0, \\ \dfrac{\bar{A}_{к_{IV}}(t)}{1 + \dfrac{S_{лм}}{S_л(t)}} \text{ при } S_{лм} > 0, \quad Z_{гсс}(t) > Z_{вгм}, \end{cases} \tag{4.36}$$

описывающей редукцию $\bar{A}_{к_{IV}}(t)$ прямо пропорционально относительной площади моренного покрова. В схеме (4.36) предусмотрено условие

$$1 + \frac{S_{лм}}{S_л(t)} \leqslant 2 \tag{4.37}$$

В формулах (4.36) и (4.37) $\bar{A}_{к_I}(t) \div \bar{A}_{к_{IV}}(t)$ — средние месячные альбедо для типов I—IV поверхности ледника; $S_{лм}$ — площадь морены; $S_л(t)$ — площадь открытого льда в различные моменты времени; $Z_{гсс}(t)$ — высота сезонной снеговой границы на леднике; $Z_{вгм}$ — верхний предел распространения морены на языке ледника, определяемый на основе кривой $s(z)$.

Немногочисленные данные [73, 110, 155, 156, 216] альбедосъемок показывают, что отражательная способность поверхности ледников наиболее изменчива (коэффициент вариации 0,3—0,5 и более) в областях абляции, частично покрытых сплошной мореной. При этом отношение площади морены к площади открытого льда, плотность моренного слоя, его фракционный состав являются основными факторами, определяющими пространственную вариацию альбедо на языках ледников. Можно полагать, что метод расчета $\bar{A}_к$, согласно (4.36), в достаточной мере отражает перечисленные особенности альбедо на ледниках.

Внутригодовой ход отражательной способности снежного покрова вне пределов гляциальной области зависит главным образом от влажности, плотности и интенсивности таяния поверхности снега. В этом случае для расчета альбедо использована модель Е. Б. Трофимовой [202], в которой изменение $\bar{A}_к(z, t)$ в дни без осадков принимается пропорциональным потоку тепла в снег. Позже аналогичное решение было предложено В. Б. Чистяевым [218].

Идею метода Трофимовой, где также используются характерные значения $\bar{A}_к$, иллюстрирует численная схема

$$A_к(t+1) = \begin{cases} \bar{A}_{к_{VIII}}, \\ \bar{A}_к(t) - (A_к(t) - \alpha_2)\alpha_3 \Pi(t+1)\varphi[\Pi(t+1)], \end{cases} \tag{4.38}$$

где $\bar{A}_{\text{кVIII}}$ — альбедо свежевыпавшего снега; $\Pi = f(B_{\text{к}}, \Theta)$ — внешний поток тепла в снег; α_2 и α_3 — эмпирические параметры,

$$\varphi(\Pi) = \begin{cases} 1 & \text{для } \Pi > 0, \\ 0 & \text{для } \Pi \leqslant 0. \end{cases} \tag{4.39}$$

Согласно этой схеме, в дни с твердыми осадками $A_{\text{к}}$ равно альбедо свежевыпавшего снега, в дни без снегопадов при $\Pi \leqslant 0$, $A_{\text{к}}(t) = A_{\text{к}}(t+1)$ и в остальных случаях $\Delta A_{\text{к}} = A_{\text{к}}(t+1) - A_{\text{к}}(t)$ пропорционально потоку внешнего тепла в снег. В работе [202] предполагается также, что $A_{\text{к}}$ снега ограничено снизу значениями альбедо льда.

Гораздо более сложную задачу представляет определение среднего альбедо различных типов поверхности ледника с учетом пространственно-временной изменчивости соответствующих площадей в течение периода абляции. Входными данными в этом случае являются: абсолютные высоты границы зимнего снега $Z_{\text{гсс}}(t)$, нижнего уровня выпадения или залегания летнего снега $Z_{\text{лс}}(t)$, морфометрические характеристики «среднего ледника» — отметки начала $Z_{\text{н}}$ и конца $Z_{\text{к}}$ ледника, средней многолетней границы области питания $Z_{\text{фг}}$, площади морены $S_{\text{лм}}$ и верхней границы ее распространения $Z_{\text{вгм}}$.

Блок-схема расчета $\bar{A}_{\text{к}}$ различных типов поверхности ледника приведена в работе автора [119]. Эта же процедура включает определение и запоминание средних взвешенных высот $\bar{z}(t)$ для площадей пяти основных типов поверхности ледника. Согласно статистической модели гляциальной области, изложенной в разделе 1.2, значения $\bar{z}(t)$ необходимы для расчетов составляющих суммарного таяния ледников.

4.1.2. Температура воздуха и осадки

Средние суточные значения температуры воздуха Θ и суточные суммы осадков q в течение года на различных высотах в гляциальной области и во внеледниковых зонах горного водосбора использованы для описания и расчета почти всех основных блоков региональной модели режима ледников: баланс аккумуляции и абляции, движение сезонной снеговой границы, интенсивность таяния снега и льда, даты начала и конца периода таяния льда. Рассмотрим принятые для этих целей способы описания закономерностей $\Theta(z, t)$ и $q(z, t)$ в условиях Средней Азии.

Как известно, в условиях атмосферы зависимость

$$\Theta(z, t) = \Theta(z_0, t) - \gamma(z - z_0) \tag{4.40}$$

представляет собой результат упрощенного решения уравнения переноса тепла в атмосфере. В (4.40) γ — вертикальный градиент температуры воздуха, $\Theta(z_0, t)$ и $\Theta(z, t)$ — температура воздуха на исходной z_0 и произвольной z высотах в момент t. Коэффициент $\gamma = \gamma(z, t)$ зависит от температурной стратификации атмосферы и устанавливается по эмпирическим данным.

Как показано, например, в исследовании О. И. Субботиной [193], изменение с высотой температуры приземного слоя воздуха в горах Средней Азии в целом также подчиняется закономерности (4.40). При этом внутрисуточная и внутригодовая вариации $\gamma(t)$ в существенной мере [182, 193] обусловлены «фактором котловинности», характеризующим геометрию мезорельефа. Установлена также [146, 148, 215] связь вертикального градиента температуры воздуха с условиями погоды в горной долине.

Таким образом, для получения хорошего приближения к истинным значениям средней температуры воздуха на различных высотах необходимо учитывать пространственное распределение форм мезорельефа и другие азональные факторы. Исходные данные для решения указанной задачи в бассейнах рек Средней Азии в настоящее время отсутствуют, поэтому в региональной модели процесса суммарного таяния ледников применяется обобщение и сглаживание локальных особенностей поля температуры в горах. Обеспечивается это путем осреднения морфометрических характеристик оледенения по районам гляциальной области, расчета γ для зависимости $\Theta(z)$ в целом для бассейна, описания внутригодовой изменчивости γ в конкретном бассейне реки по средним месячным значениям температуры воздуха.

Исследования ряда авторов [45, 48, 119, 145, 170] показали, что внутригодовой ход вертикального градиента температуры с достаточной точностью может быть представлен в виде косинусоиды

$$\gamma(t) = \gamma_0 + \eta_\Theta \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_0)\right], \qquad (4.41)$$

где γ_0 — средний годовой градиент, η_Θ — полуамплитуда изменения $\gamma(t)$, $T_2 = 365$ сут, t — номер дня в течение года, t_0 — дата максимума $\gamma(t)$.

Линейное уравнение (4.40) вполне удовлетворительно описывает вертикальный профиль $\Theta(z)$ в бассейне, если измерения температуры воздуха на различных абсолютных высотах проведены над достаточно однородной подстилающей поверхностью. При наличии оледенения в бассейне, условие однородности подстилающей поверхности нарушается, что приводит к физически ясному, хотя и слабо изученному явлению «скачка температуры воздуха» на границе гляциальной области и изменению вида общего для бассейна вертикального профиля температуры воздуха.

Следствием нелинейности общего профиля $\Theta(z)$ является возрастание вертикального градиента температуры воздуха γ между пунктами, расположенными на различных подстилающих поверхностях (грунт—лед). В связи с этим при экстраполяции по формуле (4.40) значений $\Theta(z_0)$ через высотную границу гляциальной области необходимо, по крайней мере в течение периода май—октябрь, введение соответствующей поправки к вертикальному градиенту температуры.

Для определения величины поправки рассмотрим приведенные в табл. 4.7—4.8 результаты выполненных автором и другими исследователями [91, 92, 144, 156] расчетов вертикального градиента температуры воздуха для пунктов на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) поверхностях в ряде бассейнов рек Средней Азии и Кавказа. В табл. 4.7—4.8 включены также случаи убывания вертикального градиента γ при переходе общего профиля $\Theta(z)$ через границу оледенения. Этот вариант изменения с высотой вертикального градиента, по-видимому, является аномальным и объясняется локальными особенностями мезорельефа в районе расположения метеорологической станции. Возможно, что причина отрицательных разностей градиентов в табл. 4.7—4.8 кроется в повышенной облачности за рассматриваемый ряд лет на ледниковых метеопунктах. А увеличение общей облачности, как показано П. А. Черкасовым и Т. Ермекбаевым [215], способствует возрастанию «скачка температуры воздуха» над ледником.

Малое количество общих вертикальных профилей $\Theta(z)$ в бассейнах рек Средней Азии, включающих пункты на грунтовой и ледниковой поверхностях, не позволяет установить и описать закономерности изменения $\gamma(t)$ при переходе $\Theta(z)$ через границу оледенения. В качестве первого приближения значения поправки к вертикальному градиенту температуры при экстраполяции $\Theta(z)$ в гляциальную область примем среднее за май—октябрь значение положительной разности γ для пунктов измерения температуры воздуха на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) подстилающих поверхностях. Вследствие нелинейности общего вертикального профиля $\Theta(z)$ в бассейне значение поправки зависит от близости пункта на грунтовой поверхности к границе оледенения и возрастает по мере сокращения этого расстояния.

Приведенные в табл. 4.7—4.8 данные определений вертикального градиента $\gamma(t)$ в бассейне ледника Федченко показывают, что над однородной ледяной поверхностью наблюдается уменьшение летних градиентов температуры воздуха и приближение их к значениям для пунктов на грунтовой поверхности.

Рассмотренные здесь материалы подтверждают достаточно сложный характер и слабую изученность «скачка температуры воздуха» при переходе $\Theta(z)$ через высотную границу оледенения. В связи с этим при экстраполяции $\Theta(z_0)$ по формуле (4.40) в течение мая—октября через границу гляциальной области следует использовать выражение (4.41) вида

$$\gamma(t)_{\text{в}-\text{х}} = \gamma_0 + \eta_\Theta \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_0)\right] + \overline{\Delta\gamma}_{\text{в}-\text{х}}, \qquad (4.42)$$

где $\overline{\Delta\gamma}_{\text{в}-\text{х}}$ — осредненное для мая—октября значение поправки к $\gamma(t)$, остальные обозначения прежние. Величину $\overline{\Delta\gamma}$, помимо табл. 4.7, можно получить также по измерениям температуры воздуха на метеорологических станциях в конкретном бассейне,

Таблица 4.7

Внутригодовой ход вертикальных градиентов температуры воздуха в бассейнах рек Средней Азии и Кавказа

Пункт измерения температуры воздуха	Δz км	Вертикальный градиент температуры γ град/км												γ_0 ср. год	$\overline{\Delta\gamma}_{VI-IX}$	$\overline{\Delta\gamma}_{V-X}$
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Гарм — Алтынмазар	1,406	5,55	4,84	5,12	4,84	4,98	4,98	5,26	5,48	4,98	5,33	5,48	5,62	5,20		
Гарм — ледник Витковского	3,584	5,11	5,30	5,64	6,53	6,86	7,11	7,11	7,28	7,25	6,92	5,83	5,13	6,34	2,01	1,92
Алтынмазар — ледник Витковского	2,178	4,82	5,60	5,97	7,62	8,08	8,49	8,31	8,45	8,72	7,94	6,06	—0,55	6,63	3,31	3,16
Гарм — Дараут-Курган	1,154	6,76	5,98	5,81	6,33	4,85	5,89	6,07	6,59	6,50	6,33	7,28	7,37	6,31		
Гарм — ледник Абрамова	2,514	4,53	4,57	5,33	6,52	6,80	7,60	8,11	8,27	7,72	7,00	6,68	5,37	6,54	1,66	1,54
Дараут-Курган — ледник Абрамова	1,360	2,65	3,38	4,93	6,69	8,46	9,04	9,85	9,71	8,75	7,57	6,18	3,68	6,74	3,07	2,85
Сангистон — Искандеркуль	0,682	6,60	7,92	8,21	7,77	7,48	8,80	8,80	7,77	7,18	6,60	6,60	5,72	7,45		
Сангистон — ледник ГГП	2,078	6,54	7,36	8,52	8,76	8,66	9,05	8,28	8,18	7,70	7,75	7,41	6,98	7,93	0,16	0,49
Искандеркуль — ледник ГГП	1,396	6,52	7,09	8,67	9,24	9,24	9,17	8,02	8,38	7,95	8,31	7,81	7,59	8,17	0,24	0,74
Терскол — Пик Терскол	0,904	5,64	5,64	6,97	7,30	7,30	6,08	6,31	5,97	5,20	5,09	4,98	4,09	5,88		
Терскол — Ледовая База	1,554	5,73	6,69	6,82	7,66	6,95	6,69	6,63	6,56	4,50	5,92	5,08	5,21	6,20	0,20	0,21
Пик Терскол — Ледовая База	0,650	5,85	8,15	6,62	8,15	6,46	7,54	7,08	7,38	3,54	7,08	5,23	6,77	6,64	0,49	0,52
Покровка — Б. Кызылсу	0,810	7,90	6,54	6,67	7,53	8,02	8,77	8,89	8,64	7,90	7,28	7,78	8,40	7,86		
Покровка — ледник Карабаткак	1,560	5,00	4,81	5,38	6,35	6,79	7,18	7,50	7,24	6,67	6,09	5,71	5,45	6,18	—1,40	—1,33
Б. Кызылсу — ледник Карабаткак	0,750	1,87	2,93	4,00	5,07	5,47	5,47	6,00	5,73	5,33	4,80	3,47	2,27	4,37	—2,91	—2,78

Примечание. Значения $\Delta\gamma$ в табл. 4.7 и 4.8 за периоды V—X и VI—IX представляют собой разности вертикальных градиентов для пунктов на неоднородных (грунт—лед) и однородных (грунт—грунт) поверхностях в бассейне.

Таблица 4.8

Вертикальные градиенты температуры воздуха в летние месяцы в бассейнах рек Средней Азии

Пункт измерения температуры воздуха	Δz км	Вертикальный градиент γ				$\overline{\Delta\gamma}_{VI-IX}$
		VI	VII	VIII	IX	
В. Горельник — Мынжилки	0,745	6,58	7,65	7,11	6,98	
В. Горельник — ледник Центральный Туюксу	1,198	5,93	7,43	6,76	6,26	—0,48
Мынжилки — ледник Центральный Туюксу	0,453	4,86	7,06	6,18	5,08	—1,28
Байтык — Алаарча	1,371	6,35	6,93	6,49		
Байтык — ледник Голубина	1,886	6,79	7,21	6,95		0,39
Алаарча — ледник Голубина	0,515	7,96	7,96	8,16		1,43
Гушары — Майхура	0,640	7,50	8,44	7,34	7,19	
Гушары — ледник Якарча	2,840	6,55	6,94	6,69	6,06	—1,05
Майхура — ледник Якарча	2,200	6,27	6,50	6,50	5,73	—1,36
Алтынмазар — пойма р. Сельдары	0,120	9,20	10,10	10,10	8,30	
Пойма р. Сельдары — ледник Бивачный	0,700	13,00	12,30	13,10	14,40	3,88
Метеопункты на льду и фирне ледника Федченко	0,900	4,70	6,80	6,50	7,20	

если на одной из этих станций наблюдается устойчивый снежный покров, а на другой снег стаял полностью. Определенное таким способом значение $\Delta\gamma$ в бассейне р. Пскем оказалось равным 1,33 град/км [228].

Полустационарные исследования на ледниках Средней Азии показали [63, 64, 144, 158], что изменение γ наблюдается не только в описанной выше ситуации, но и переходе в пределах гляциальной области со льда на снег или фирн. Однако повсеместное отсутствие необходимой систематической информации для надежной численной оценки этого явления заставляет ограничиться в настоящей работе упомянутым вариантом (4.42).

Наиболее общим выражением зависимости сумм осадков от высоты местности в горах Средней Азии, как показано в работах [17, 18, 170], является формула

$$q(z,\ t) = q(z_0,\ t)[1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)]^2, \qquad (4.43)$$

где b_2, b_3 — параметры; $q(z_0, t)$ и $q(z, t)$ — суммы осадков на высотах z_0 и z в момент времени t. Достоинством уравнения (4.43) является инвариантность относительно суммирования за любой интервал времени [170]. Согласно [17, 18], значения b_2 и b_3 зависят от уровня z_0 и определяются по формулам:

$$b_2 = \frac{2az_0 + b}{az_0^2 + bz_0 + c}; \qquad (4.44)$$

$$b_3 = \frac{a}{az_0^2 + bz + c}, \qquad (4.45)$$

где a, b, c — параметры зависимости сумм осадков от высоты местности, вычисляемые по методу наименьших квадратов. Изменчивость параметров b_2 и b_3 в различных горных водосборах Средней Азии проанализирована в работе [170], а внутригодовой ход этих коэффициентов — в [35, 170].

Не останавливаясь на всех деталях исследования зависимостей $q(z, t)$, содержащихся в упомянутых работах, отметим только, что, согласно [35, 170], удовлетворительным аналитическим приближением временной изменчивости b_2 и b_3 считаются выражения:

$$b_2(t) = \bar{b}_2 + A_2 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_2)\right]; \qquad (4.46)$$

$$b_3(t) = \bar{b}_3 + A_3 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_3)\right], \qquad (4.47)$$

которые использованы автором при расчете суточных сумм осадков в бассейнах рек Средней Азии по формуле (4.43). Здесь $\bar{b}_3$ и $\bar{b}_2$ — среднегодовые значения параметров b_3 и b_2; A_2 и A_3 — полуамплитуда их изменения; $T_2 = 365$ сут, t_2 и t_3 — константы, учитывающие сдвиг фаз.

Численные значения коэффициентов для зависимостей (4.43)—(4.47) в бассейнах рек Средней Азии определяются по данным метеорологических станций и постов, которые за крайне редкими исключениями расположены за пределами гляциальных областей. Следовательно, формула (4.43) не отражает известного явления повышенной концентрации зимне-весенних твердых осадков на поверхности ледника по сравнению с накоплением снега на тех же высотах на склонах бассейна ледника. Возникает аналогичная учету «температурного скачка», но практически невыполнимая задача введения соответствующих поправок в месячные и сезонные значения аккумуляции на ледниках, если их рассчитывать согласно уравнению (4.43). В связи с этим автором разработан метод косвенного определения годовой аккумуляции на ледниках.

Данный метод, основанный на расчете многолетнего ряда максимальных высот снеговой границы на ледниках и учитывающий балансовое соотношение между аккумуляцией и абляцией, подробно изложен в главе 3 настоящей работы.

Использование одномерного выражения (4.43) для описания вертикального распределения осадков предполагает также, что высота местности является доминирующим фактором в многомерной зависимости осадков от пространственных координат. Практические подтверждения этого положения для бассейнов рек Средней Азии содержатся во многих гидрологических и климатологических обобщениях (см., например, [76, 78, 79]). Следует, однако, иметь в виду, что в зависимости от масштаба описания закономерностей поля осадков во внеледниковых зонах бассейнов состав аргументов в уравнении (4.43) может быть увеличен. Так, расчет частных коэффициентов корреляции для зависимостей месячных и годовых сумм осадков от удаленности от тыловых и боковых гребней водоразделов в бассейнах рек Талас, Сурхандарьи, Ахангаран показал [31], что влияние горизонтальных координат на распределение осадков, как правило, является значимым. Особенно существенной остаточная корреляция осадков с расстоянием x до тылового гребня оказалась в бассейне р. Сурхандарьи для периода октябрь—май ($r_{q_{x/z}}=0{,}65 \div 0{,}90$).

Аналогичные результаты получены Л. Д. Богдановой и М. И. Геткером [14, 29] для сумм осадков за год и периоды октябрь—март, апрель—сентябрь по бассейнам р. Нарын и оз. Иссык-Куль, Чаткальскому, Кураминскому, Ферганскому и Алайскому хребтам. При этом в целом для бассейна оз. Иссык-Куль для любых интервалов времени влияние высоты местности на распределение осадков выглядит гораздо менее эффективным по сравнению с влиянием расстояния.

Однако на мезомасштабном уровне обобщения информации по осадкам коэффициент корреляции годовых сумм осадков с высотой над уровнем моря в одном из частных водосборов (р. Чон-Кызылсу) бассейна оз. Иссык-Куль, определенный автором по данным [59], оказался равным 0,90.

Перечисленные сведения, по мнению автора, доказывают возможность существования в бассейне горной реки семейства индивидуальных зависимостей $q(z)$, отражающих мезомасштабные особенности распределения осадков в условиях сложной орографии. Для учета этих особенностей вертикального распределения осадков в региональной модели суммарного таяния ледников существуют два пути: 1) если позволяют исходные данные, определять параметры уравнения (4.43) применительно к районам гляциальной области, 2) использовать для расчетов накопления снега во внеледниковых зонах бассейна только ту часть общей зависимости $q(z)$, которая относится к достаточно однородному по условиям аккумуляции интервалу высот.

4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников

Дифференцированный по типам поверхности расчет внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии состоит из ряда подготовительных и вычислительных операций, выполняемых в определенной последовательности.

Наиболее трудоемкой частью расчета суммарного таяния является предварительная подготовка и обобщение режимно-справочных материалов. На стадии подготовки данных для конкретного речного бассейна выполняются следующие процедуры:

а) создание на машинном носителе (перфокарты, магнитная лента) первичного многолетнего архива суточных сумм осадков, средних суточных значений температуры воздуха и баллов общей облачности по наблюдениям метеорологической станции;

б) определение параметров зависимостей осадков, температуры воздуха и общей облачности от высоты местности и описание внутригодового хода этих параметров;

в) выделение в пределах гляциальной области групп ледников более или менее однотипных по морфологическим признакам или расположенных в однородных ороклиматических условиях;

г) расчет средних и средних взвешенных по площади обобщенных морфометрических характеристик «средних ледников» для каждой из групп в пределах гляциальной области;

д) расчет за многолетний период индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях и реконструкция соответствующего по времени ряда максимальных высот снеговой границы для каждой из выделенных групп ледников.

На первом этапе расчета суммарного таяния ледников в некотором бассейне определяются даты начала и конца периода таяния льда на концах «средних ледников». Для расчета $d_{нл}$, начиная с 1 октября с шагом по времени 1 сутки и по высоте 10 м для всей гляциальной области в интервале высот от самой низкой из всех отметок $Z_к$ до самой высокой из $Z_н$ «средних ледников» вычисляется по схеме (3.61) распределение водности сезонного снежного покрова как функция высоты местности. На каждом шаге по t последовательно снизу вверх проверяется условие (3.62), выполнение которого является критерием для определения дат начала таяния льда на концах «средних ледников».

Далее для расчета $d_{кл}$ на концах «средних ледников», начиная с соответствующих $d_{нл}$ до 31 октября с шагом по $t=1$ сут, реализуется схема (3.63). В конечном счете для определения дат окончания периода таяния льда используется вычисленная продолжительность выпадения и таяния осеннего снега на высотах $Z_к$ «средних ледников».

В качестве исходной информации для расчета многолетнего ряда $d_{нл}$ и $d_{кл}$ в отдельных районах гляциальной области необходимы многолетний архив метеорологических элементов (тем-

пература воздуха, осадки, общая облачность), морфометрические параметры «средних ледников», географическая широта гляциальной области, параметры локальных зависимостей $\Theta(z, t)$, $q(z, t)$, региональных формул интенсивности таяния и ослабления суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности и др. Эти данные подробно перечислены в описаниях программ ARMELT и SMELT.

Заключительный этап расчета суммарного таяния ледников делится по времени на 3 части: с 1 мая до $d_{\text{нл}}$, от $d_{\text{нл}}$ до $d_{\text{кл}}$, от $d_{\text{кл}}$ до 31 октября. Общая для оледенения Средней Азии продолжительность расчетного периода с 1 мая по 31 октября принята для того, чтобы $d_{\text{нл}}$ и $d_{\text{кл}}$ при любых условиях находились внутри интервала времени, который захватывает предшествующий и последующий за периодом таяния льда сезоны, когда ледники полностью покрыты снежным покровом. Таким образом, дифференцированный расчет составляющих суммарного таяния согласно модели (1.30) естественно вписывается во внутригодовой режим аккумуляции и таяния в гляциальных областях.

С 1 мая до даты начала таяния льда на поверхности «среднего ледника» тает только зимний или свежевыпавший весенне-летний снег. Возможно также одновременное таяние зимнего и свежевыпавшего снега, если твердые осадки не покрыли всю площадь ледника.

Расчет процессов таяния и выпадения снега на «средних ледниках» с 1 мая до дат начала таяния льда выполняется в региональной модели с шагом по времени 1 сут и по высоте 50 м в интервале от $Z_{\text{к}}$ до $Z_{\text{н}}$. Соответственно указанным значениям пространственно-временных координат вычисляются суточные значения суммарной солнечной радиации с учетом ослабления $Q_{\odot}$ общей облачностью, средние суточные температуры воздуха и суточные суммы осадков. Распределения по z всех этих переменных используются в расчетах объемов таяния $v_{\text{зс}}(t)$ и $v_{\text{лс}}(t)$. Определение альбедо $A_{\text{к}}(z, t)$ зимнего и весенне-летнего снега выполняется по схеме (4.38).

В региональной модели процесса суммарного таяния в гляциальных областях предусмотрено, что в течение интервала времени от $d_{\text{нл}}$ до $d_{\text{кл}}$ слагаемыми $v_M(t)$ являются все или только некоторые из следующих объемов таяния: льда под мореной (этот компонент отсутствует, если нет сплошной морены), открытого льда, старого фирна (при $Z_{\text{гсс}}(t) > Z_{\text{фг}}$), зимнего и летнего снега.

Как показано в разделе 3.3, относительный и абсолютный вклады каждого из этих компонентов в суммарные объемы таяния за моменты t и в целом интервал времени $d_{\text{кл}}$—$d_{\text{нл}}$ зависят, в частности, от высоты сезонной снеговой границы на ледниках. В связи с этим основой для определения слагаемых суммарного таяния в гляциальных областях является расчет движения $Z_{\text{гсс}}$ от $d_{\text{нл}}$ до $d_{\text{кл}}$.

Расчет $Z_{\text{гсс}}(t)$ выполняется по формуле (3.49) с учетом выпадения и таяния летне-осеннего снега отдельно для каждого

района-подмножества в гляциальной области с шагом по времени 1 сут. В зависимости от положения $Z_{гсс}(t)$ относительно устойчивых характерных отметок на «средних ледниках» ($Z_к$, $Z_{вгм}$, $Z_{фг}$, $Z_н$), выделяем на их поверхности интервалы высот и площади с различными условиями таяния: $S_{лм}(t)$ при $S_{лм}>0$; $S_л(t)$; $S_ф(t)$ при $Z_{гсс}(t)>Z_{фг}$; $S_{зс}(t)$; $S_{лс}(t)$ при $q_{лс}(t)>0$. Для каждого из 5 типов поверхности находим среднюю взвешенную высоту и на этом уровне температуру воздуха и суммарную радиацию с учетом ослабления общей облачностью. Среднее альбедо для каждого типа поверхности ледника определяется по методу автора, изложенному в разделе 4.1.1.

Затем выполняется расчет таяния $v_{лм}(t)$, $v_л(t)$, $v_ф(t)$, $v_{зс}(t)$, $v_{лс}(t)$ и суммирование этих величин по группам ледников в интервалах высот от $Z_к$ до $Z_{макс}$ и от $Z_{макс}$ до $Z_н$ с шагом по высоте 50 м.

После окончания периода таяния льда всю поверхность ледника покрывает постепенно накапливающийся снег очередного периода аккумуляции. Средний слой вновь выпадающих твердых атмосферных осадков определяется по формуле (3.58). В промежутках между снегопадами возможно незначительное таяние осеннего снежного покрова, если позволяет приток внешнего тепла. Расчет накопления и таяния снега на ледниках в интервале времени от $d_{кл}$ до 31 октября выполняется с шагом по $t=1$ сут и с учетом распределения по высоте основных факторов таяния — солнечной радиации и температуры воздуха.

Таким образом, минимальной пространственной разрешающей способностью региональной модели процесса суммарного таяния является группа ледников или район-подмножество гляциальной области. Для каждой такой группы расчет составляющих суммарного таяния и ледникового стока с 1 мая до 31 октября выполняется с шагом по времени 1 сут. Шаг по высоте с 1 мая до $d_{нл}$ и от $d_{нл}$ до 31 октября составляет 50 м.

Полученный, согласно изложенной модели, внутригодовой гидрограф суммарного таяния ледников может быть непосредственно использован как функция поступления в моделях трансформации таяния в сток. Опыт показал [119], что при этом достигается высокая степень сходимости измеренного и вычисленного гидрографов стока. Тем не менее, учитывая необходимость осреднения в формулах интенсивности таяния и качество пространственной экстраполяции в высокогорных бассейнах данных по температуре воздуха, осадкам и общей облачности, результаты расчета внутригодового режима суммарного таяния и ледникового стока целесообразно также осреднять за декадные или месячные интервалы времени.

Расчеты многолетнего режима суммарного таяния ледников и ледникового стока в соответствии с изложенной здесь методикой были выполнены в следующих бассейнах рек Средней Азии: Малая Алмаатинка, Алаарча, Талас, Пскем, Исфара, Зеравшан (Матча), Сарыджас, Муксу и отдельно для бассейна ледника

Федченко и ледника Абрамова (бассейн р. Коксу, Алайский хребет). Региональная модель автора с успехом была использована также на Кавказе в бассейнах рек Терек и Ингури.

4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников

Исходя из опыта полевых гляциологических исследований, можно утверждать, что корректное определение объема суммарного таяния V_M на площади отдельного ледника или их группы возможно только путем раздельной оценки таяния зимнего и летнего снега, фирна, обнаженного льда, и льда под мореной. Многолетние непосредственные измерения с хорошей точностью составляющих V_M в течение всего периода абляции практически неосуществимы для гляциальной области и даже на отдельных ледниках сопряжены с большими техническими трудностями.

Описание методики расчета таяния ледников показывает, что даже сравнительно несложная региональная модель процесса суммарного таяния в гляциальных областях включает различные физико-статистические зависимости, описывающие внутригодовой режим аккумуляции и абляции на ледниках и ряд численных процедур, необходимых для получения в координатах z, t промежуточных и заключительных результатов расчета.

Независимо от структуры такой модели к числу блоков, принципиально необходимых в расчетной схеме, следует отнести:

— обобщение морфометрических характеристик множества ледников, образующих гляциальную область;

— разработку регионального метода расчета интенсивности таяния на поверхности ледников Средней Азии в условиях ограниченности исходной информации;

— определение в соответствии с размерностью модели, метеорологических характеристик (осадки, солнечная радиация, температура воздуха, облачность, альбедо и т. д.), обусловливающих интенсивность таяния снега, фирна и льда в течение периода абляции;

— создание на техническом носителе архива входной информации в форме удобной для расчета суммарного таяния ледников на ЭВМ;

— расчет в каждом году дат начала и конца периода абляции;

— определение внутригодовой изменчивости площадей зимнего и летнего снега, льда под мореной, открытого льда и фирна на ледниках;

— суммирование результатов вычислений составляющих V_M, представление их в виде, соответствующем уровню обобщения входной информации в расчетных формулах.

На различных этапах разработки и реализации региональной модели процесса суммарного таяния неизбежно возникновение систематических и случайных погрешностей. Как правило, эти погрешности связаны либо с сознательным упрощением решения

в связи с недостатком входной информации и ограниченными возможностями ее пространственно-временной экстраполяции в условиях сложной орографии, либо с неполнотой знаний о моделируемом процессе.

Исследование возможностей проверки результатов расчета суммарного таяния в целом за период абляции или отдельные месяцы показывает, что в большинстве случаев нет достаточных оснований использовать как эталон данные непосредственных измерений таяния на ледниках. В основном эти сведения относятся к довольно ограниченному в пространстве или во времени диапазону условий расхода снега и льда в сравнительно доступных и безопасных местах области абляции.

Прямые определения аккумуляции и абляции на ледниках являются пригодными для оценки качества региональной модели процесса суммарного таяния, если количество пунктов измерений и их планово-высотное расположение установлены методом оптимизации ошибки выборочного среднего искомой характеристики (см., например, [52, 53, 81—83]). Такая постановка вопроса требует детального исследования и аналитического описания закономерностей пространственной и временной изменчивости полей аккумуляции и абляции на ледниках. Эта проблема в целом пока не имеет удовлетворительного решения, хотя некоторый практический опыт уже имеется. Так, в работе [75] особенности статистической структуры поля толщины снежного покрова на леднике Абрамова использованы для оптимизации количества пунктов измерений.

На леднике Джанкуат принята [40, 42, 155] методика определения таяния по регулярной сетке реек в высотно-морфологических зонах, имеющих достаточно однородные показатели экспозиции и крутизны поверхности. Вертикальная протяженность высотно-морфологических зон составляет от 50 до 130 м. Такой подход, несомненно, способствует хорошему приближению к истинным значениям таяния, для оценки которого тем не менее необходим учет пространственных корреляционных связей таяния внутри высотно-морфологических зон.

Поскольку точность и репрезентативность прямых измерений суммарного объема таяния или его составляющих неизвестны, было бы нецелесообразно принять критерий достоверности результатов расчета в виде минимума абсолютного значения разности $\Delta = V_{M_р} - V_{M_и}$ между вычисленным $V_{M_р}$ и измеренным $V_{M_и}$ объемами таяния. Более правильным и универсальным способом оценки является графическое сравнение и определение коэффициента корреляции между величинами $V_{M_р}$ и $V_{M_и}$. На графике связи легко установить наличие систематических или случайных отклонений результатов расчета относительно условия $V_{M_р} = V_{M_и}$, а качество связи следует оценивать, используя критерии принятые в системе Госкомгидромета СССР, для линейных прогностических зависимостей. Так, согласно [175], зависимость считается хорошей, если коэффициент корреляции составляет не менее 0,80.

Учтя изложенные здесь соображения, рассмотрим результаты проверки соответствия измеренных и рассчитанных объемов таяния ледников.

Наиболее подходящим в Средней Азии объектом для анализа качества результатов расчета составляющих V_M является группа 12 Туюксуйских ледников в верховьях р. Малой Алмаатинки. На самом крупном из них — леднике Центральном Туюксу — сотрудники Сектора географии АН КазССР в течение нескольких десятилетий осуществляют обширную программу стационарных и полустационарных гляциологических исследований. Результаты работ систематически публикуются и в существенной мере способствуют развитию и уточнению представлений о режиме современного горного оледенения.

Относительно методики измерения составляющих суммарного объема таяния на ледниках Туюксуйской группы из работ К. Г. Макаревича и П. Ф. Шабанова [162, 166] известно, что абляционные наблюдения производились на четырех ледниках по 90 рейкам. Эти рейки были установлены на 15 поперечных профилях в различных условиях таяния, причем 66 реек и 7 поперечников находились на языке ледника Центрального Туюксу. Показания по рейкам, забуренным в лед на глубину до 3 м, снимались как минимум в начале и конце периода абляции.

Аккумуляция и таяние зимнего и летнего снежного покрова на языках и областях питания ледников Туюксуйской группы наиболее детально изучались [63, 167, 194] на леднике Центральном Туюксу, где наряду с измерениями на 7 ранее упомянутых поперечных профилях, в фирновой области проводилась снегосъемка и было установлено 8 реек. Наблюдения за режимом снежного покрова осуществлялись также на поверхности ледников Иглы Туюксу (2 поперечных профиля) и Молодежного (1 профиль, хотя и в несравненно меньшем объеме).

Таким образом, из всех измеряемых на Туюксуйских ледниках составляющих суммарного объема таяния наиболее подходящими для сравнения с результатами расчета являются приведенные в работах [162, 165, 166, 168] выборочные оценки объемов V_M таяния льда под мореной, обнаженного льда и старого фирна в целом за период абляции. О погрешностях этих оценок в указанных работах не сообщается.

Расчет внутригодового и многолетнего режима таяния на ледниках Туюксуйской группы был выполнен за 1941—1974 гг. на основе стандартной метеорологической информации, данных Каталога ледников СССР и сведений в работах [161, 165]. Для определения средней суточной интенсивности таяния снега и льда были использованы региональная и локальные одно- и двухфакторные формулы $M(B_к, \Theta)_{рег}$, $M(B_к, \Theta)_{лок}$ и $M(\Theta)_{лок}$.

В соответствии с предложенным здесь критерием рассмотрим представленные в табл. 4.9 и на рис. 4.5 оценки сходимости выборочных рассчитанных и измеренных значений суммарного объема таяния льда и старого фирна на Туюксуйских ледниках.

Оценивая результаты сравнения измеренных и вычисленных по различным формулам объемов таяния льда и старого фирна в группе Туюксуйских ледников отметим следующее.

1. Высокие коэффициенты корреляции между $V_{M_р}$ и $V_{M_и}$ указывают на однозначность временной изменчивости и устойчивость относительной амплитуды суммарных объемов таяния в сравни-

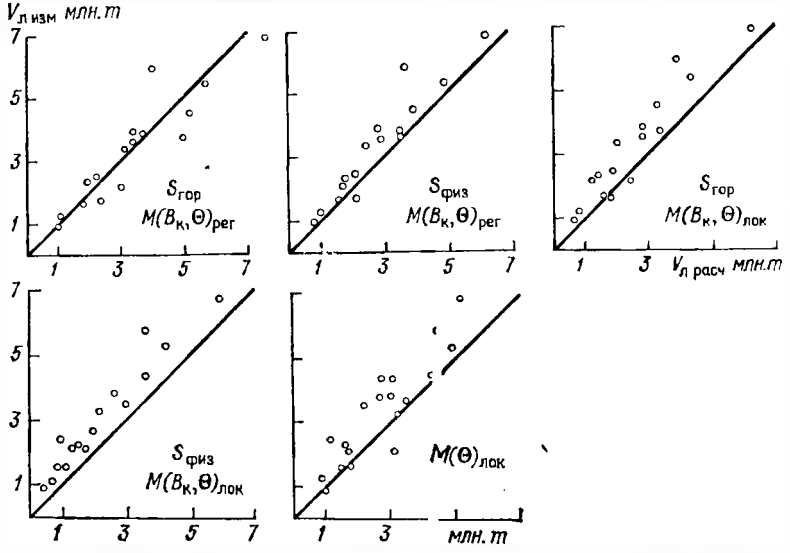


Рис. 4.5. Сходимость рассчитанных с применением различных формул интенсивности таяния и измеренных объемов суммарного таяния льда на шести ледниках Туюксуйской группы в бассейне р. Малой Алмаатинки.

Таблица 4.9

Оценка сходимости измеренных и рассчитаиных объемов таяния

Характеристика	Формула для расчета интенсивности таяния				
	$M\,(B_к;\,\Theta)_{рег}$		$M\,(B_к;\,\Theta)_{лок}$		$M\,(\Theta)_{лок}$
	$S_{гор}$	$S_{физ}$	$S_{гор}$	$S_{физ}$	$S_{гор}$
$r_{и;\,в}$	0,91	0,95	0,94	0,94	0,92
$\overline{V}_{M_i}$ выч млн·т	3,40	2,78	2,61	2,33	2,74
Коэффициент вариации	0,20	0,20	0,18	0,17	0,20

Примечания: 1. $r_{и;\,в}$ — коэффициент корреляции измеренных и вычисленных объемов таяния за 1957—1974 гг. 2. Коэффициент вариации измеренных объемов таяния равен 0,20. 3. Средний за 17 лет измеренный объем таяния равен 3,25 млн. т. 4. $S_{гор}$, $S_{физ}$ — варианты расчета таяния на горизонтальной или физической поверхностях ледников.

ваемых выборках. Следовательно, если рассматриваемые выборки $V_{M_р}$, $V_{M_и}$ использовать для построения зависимости с некоторой третьей переменной, то результат был бы практически одинаковый.

2. Несколько сложнее обстоит дело с оценками условия равенства объемов $V_{M_р}$ и $V_{M_и}$, поскольку результаты вычислений обусловлены не только формулами интенсивности таяния, но и точностью расчета дат начала и конца периода абляции.

Расчеты дат конца периода абляции оказались наиболее близкими к наблюдениям и лишенными систематической ошибки, когда в вычислениях интенсивности таяния по локальной формуле $M(B_к, \Theta)$ учитывались экспозиция и уклон поверхности Туюксуйских ледников. В большинстве случаев удовлетворительные результаты расчета $d_{кл}$ дало применение региональной формулы $M(B_к, \Theta)$ также с учетом уклона и экспозиции поверхности.

Таким образом, принимая во внимание дополнительное условие наилучшей сходимости наблюденных и рассчитанных дат начала и конца периода абляции, самыми обоснованными являются результаты расчета таяния льда и старого фирна по локальной и региональной формулы $M(B_к, \Theta)$ с учетом уклона и экспозиции поверхности. Косвенным подтверждением этого вывода можно считать также заметное уменьшение разброса точек на графиках сравнения объемов $V_{M_р}$ и $V_{M_и}$ при $S=S_{физ}$ относительно вариантов $V_{M_р}$ при $S=S_{гор}$.

3. Судя по рис. 4.5, объемы таяния, полученные с использованием двухфакторных формул, несколько занижены относительно измеренных значений. Варьируя параметры зависимостей $q(z, t)$, $\Theta(z, t)$ или в других эмпирических формулах, нетрудно добиться почти идеального совпадения сравниваемых объемов. Однако такая корректировка эмпирических формул имеет смысл, если известно, что результаты измерений таяния являются абсолютным контрольным эталоном.

4. Результаты использования региональной формулы $M(B_к, \Theta)$ для определения дат начала и конца периода абляции и объемов таяния льда и старого фирна на Туюксуйских ледниках подтверждают целесообразность применения этой формулы в гляциальной области Заилийского Алатау.

Таким образом, проверка разработанной автором схемы расчета на примере определения одного из основных компонентов суммарного таяния в группе Туюксуйских ледников показала приемлемость методики в целом.

Удобным объектом для контроля расчетов суммарного таяния является также ледник Абрамова (Алайский хребет, бассейн р. Коксу), где Среднеазиатский региональный научно-исследовательский институт (САНИИ им. В. А. Бугаева Госкомгидромета) проводит стационарные гляциологические работы по программам международных гидрологических и гляциологических проектов.

Определения составляющих суммарного таяния на леднике Абрамова выполняются сотрудниками САНИИ ежепентадно по абляционным рейкам и посредством периодических снегомерных съемок. По сообщению [74, 75, 156, 197], плотность пунктов измерений таяния в области абляции составляет 23 рейки на 1 км², а в фирновой области — 9 реек на 1 км².

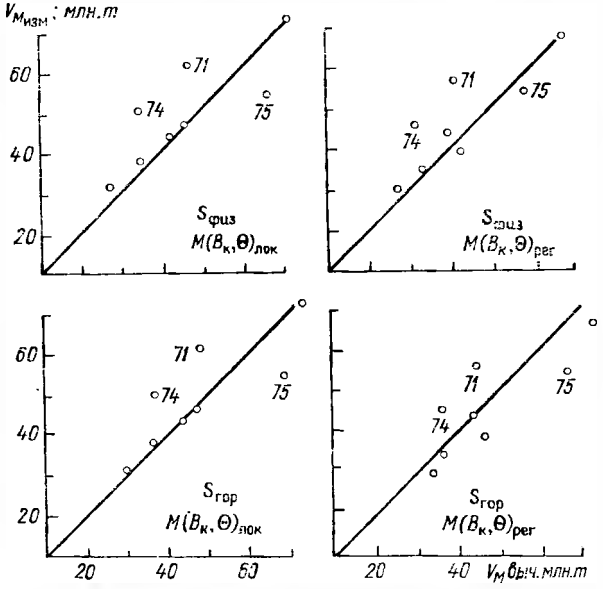


Рис. 4.6. Сходимость вычисленных и измеренных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова.

Числа у точек — годы.

Входной информацией для расчетов V_M и его составляющих служили данные измерений температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологической станции Ледник Абрамова и морфометрические характеристики глетчера, содержащиеся в работах [74, 156, 197]. Для сравнения с результатами расчетов суммарного таяния на леднике Абрамова использованы обобщения за 1968—1975 гг. измерений составляющих баланса массы, приведенные в работе [156].

Сходимость измеренных и рассчитанных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова иллюстрирует рис. 4.6. В связи с ограниченностью длины сравниваемых выборок коэффициенты корреляции между $V_{M_р}$ и $V_{M_и}$ не вычислены.

Графический анализ условия равенства объемов $V_{M_и}$ и $V_{M_р}$ позволяет считать вполне удовлетворительными результаты еще одной проверки метода расчета суммарного таяния. Важно отме-

тить также хорошее качество расчетов V_M с использованием региональной формулы $M(B_к, \Theta)$ и средних значений уклона и экспозиции поверхности ледника Абрамова.

Помимо использования при определении V_M обобщенных показателей уклона и экспозиции поверхности ледников существует и другая возможность уточнения результатов расчета суммарного таяния, которую правильнее рассматривать как необходимый этап при реализации предлагаемого метода. Суть этой процедуры заключается в повторном анализе и оптимизации состава индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальной области.

В разделе 3.1 было показано, что начальный состав I_B должен включать метеорологические элементы, являющиеся косвенными характеристиками приходной и расходной статей водного баланса бассейна. Поскольку эти элементы измеряются в отдельных, весьма редких пунктах в водосборах, то критерием репрезентативности имеющихся в наличии пункт-элементов принята теснота зависимости того или иного компонента I_B или их суммы с объемом летнего стока.

Определенный таким способом индекс баланса используется для оценок $Z_{макс}$, которые необходимы для расчета суммарных объемов таяния V_M и V_{M_1} в течение многолетнего периода. Эти объемы целесообразно рассматривать в качестве первого приближения функций $V_M = f(I_B)$ и $V_{M_1} = f(I_B)$, чтобы, дополняя состав I_B, попытаться повысить коэффициент корреляции данных зависимостей.

Возможность уточнения состава индекса баланса основана на привлечении в I_B метеорологических элементов, позволяющих улучшить описание условий таяния и соответственно репрезентативность результатов расчета $Z_{макс}$, V_M, V_{M_1}. Уточненный индекс баланса используется затем для повторных определений $Z_{макс}$ и составляющих суммарного таяния гляциальной области.

Описанная процедура представляет собой итерацию, которая, несомненно, способствует уменьшению погрешностей расчета V_M и V_{M_1}. Эффективность такой итерации иллюстрируют примеры уточнения начального состава индекса баланса, представленные в табл. 4.10.

Как видно из табл. 4.10, добавление в начальный состав I_B индекса общей облачности существенно увеличило коэффициенты корреляции связей $V_M(I_B)$ и $V_M(I_B)$ в гляциальных областях бассейнов рек Пскем и Исфара. Значение этого компонента для уточнения условий таяния в течение мая—октября очевидно.

В третьей главе работы при обсуждении вопросов использования восстановленных многолетних рядов $Z_{макс}$ на примере бассейна р. Пскем установлена возможность упрощенного расчета $Z_{макс}$ по эмпирическим формулам (3.19)—(3.23), аргументом которых являлся индекс баланса в его начальном составе. Учитывая результаты уточнения состава компонентов I_B в гляциальной

Таблица 4.10

Коэффициенты корреляции объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} с различными вариантами состава индексов баланса в бассейнах рек Пскем и Исфара

Формула интенсивности таяния	Объем таяния	Начальный состав индекса баланса		Варианты уточнения начального состава индекса баланса						
		р. Пскем	р. Исфара	р. Пскем				р. Исфара		
		q_{X-VI} Θ_{V-IX}	q_{X-IV}	q_{X-VI} Θ_{V-IX} C_{V-IX}	q_{X-VI} Θ_{V-IX} C_{VII-IX}	q_{X-IV} Θ_{V-IX} h_{VII-IX}	q_{X-VI} Θ_{V-IX} e_{VII-IX}	q_{X-IV} C_{V-IX}	q_{X-IV} Θ_{VII-IX}	C_{V-IX} Θ_{VII-IX}
$M\ (B_к,\ \Theta)_{рег}$	$V_M = f(I_B)$	−0,808	−0,877	−0,872	−0,856	−0,842	$\leqslant$	−0,967	−0,905	−0,973
	$V_{M_1} = f(I_B)$	−0,878	−0,869	−0,908	$\leqslant$	$\leqslant$	$\leqslant$	−0,877	$\leqslant$	$\leqslant$
$M\ (\Theta)_{лок}$	$V_M = f(I_B)$	−0,524	—	−0,628	−0,636	−0,612	$\leqslant$	—	—	—
	$V_{M_1} = f(I_B)$	−0,854	—	−0,891	$\leqslant$	$\leqslant$	$\leqslant$	—	—	—

Примечания: 1. V_M — суммарный объем таяния зимнего и летнего снега, льда под мореной, обнаженного льда и старого фирна; V_{M_1} — объем таяния льда и старого фирна;

2. q, Θ, C, h, e — компоненты индекса баланса; q — осадки; Θ — температура воздуха; C — общая облачность; h — относительная влажность; e — упругость водяного пара.

3. Знак $\leqslant$ указывает, что добавление в состав I_B данного компонента не увеличивает коэффициент корреляции соответствующей зависимости; (—) означает, что анализ не производился.

области бассейна р. Пскем, приведем здесь окончательные варианты тех же эмпирических уравнений для $Z_{макс}$ (км):

район 1: $Z_{макс} = 3{,}544 - 0{,}450 I_{B*}$; (4.48)

район 2: $Z_{макс} = 3{,}619 - 0{,}569 I_{B*}$; (4.49)

район 3: $Z_{макс} = 3{,}598 - 0{,}474 I_{B*}$; (4.50)

район 4: $Z_{макс} = 3{,}789 - 0{,}493 I_{B*}$; (4.51)

район 5: $Z_{макс} = 3{,}895 - 0{,}322 I_{B*}$. (4.52)

Среднеквадратичная ошибка расчета $Z_{макс}$ соответственно 0,020; 0,025; 0,021; 0,022; 0,014. Таким образом, уточнение состава I_B более чем в два раза уменьшило погрешность определения $Z_{макс}$ в бассейне р. Пскем по формулам $Z_{макс} = f(I_B)$.

В дополнение к сравнениям рассчитанных значений суммарного таяния с данными прямых измерений рассмотрим сходимость осредненных для гляциальных областей косвенных оценок среднего многолетнего слоя аккумуляции ($\bar{L}_{Ak}$). В частности, значение $\bar{L}_{Ak}$ нетрудно получить на основе балансового соотношения

$$\bar{L}_{Ak} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} V_{Ab_i} / S_{гл}, \qquad (4.53)$$

где $S_{гл}$ — количество лет, $S_{гл}$ — площадь ледников в гляциальной области, а расходная часть баланса массы оледенения в каждом i-том году

$$V_{Ab_i} = V_{лм} + V_{л} + V_{ф} + V_{лс} \qquad (4.54)$$

определена путем реализации разработанного автором метода расчета составляющих V_M.

Другим способом косвенной оценки $\bar{L}_{Ak}$ является широко используемое (см., например, [89, 141, 184, 210, 230]) для определения аккумуляции равенство

$$\hat{L}_{Ak} = \hat{L}_{Ab} \qquad (4.55$$

на уровне границы фирнового питания $Z_{фг}$. В настоящее время для расчета $\bar{L}_{Ak}$ в уравнении (4.55) используются формулы вида $\bar{L}_{AB} = f(\bar{\Theta}_{VI-VIII})$, предложенные в работах [141, 142, 207].

Значения $\hat{L}_{Ak}$ и $\bar{L}_{AB}$ могут быть приравнены друг другу при определенных условиях: а) $Z_{фг}$ является средней взвешенной высотой ледника, б) пространственная изменчивость L_{Ak} может быть описана линейной функцией абсолютной высоты. Тогда, как показано в работе [170], имеет место строгое равенство $\bar{L}_{Ak} = \hat{L}_{Ak}$.

На основе анализа материалов в Каталоге ледников СССР и данных по балансу массы ледников в работах [248, 249, 264] полагаем, что перечисленные условия выполняются по крайней мере для групп ледников.

В табл. 4.11 представлены косвенные оценки среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии, полученные независимыми методами согласно выражениям (4.54) и (4.55). Как видно, сходимость значений $\bar{L}_{Ak}$ и $\hat{L}_{Ak}$ не оставляет желать лучшего, что еще раз подтверждает вполне удовлетворительное качество результатов расчета составляющих V_M и баланса массы ледников по методу, изложенному в настоящей работе.

Таблица 4.11

Определение среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии

Гляциальная область	$S_{гл}$ км²	Модель (1.30)		$\hat{L}_{Ak}$ мм	Автор
		V_{AB} млн·м³	$\bar{L}_{Ak}$ мм		
Зеравшан (Матча)	472,7	931,1	1970	1920	[230]
Муксу	1270,1	462,3	360	<500	[143]
Ствол ледника Федченко	214,0	262,3	1220	1200	[143]

Аналогичное заключение можно сделать также в итоге сопоставления рассчитанных объемов таяния открытого льда на площади ствола ледника Федченко в 1959 г. На основе многочисленных материалов, полученных на леднике Федченко по программе МГГ, объем $V_{лд}$ определен Ю. Н. Лесником [154] равным 171 млн. м³. По нашим расчетам значение $V_л$ в 1959 г. составило 180 млн. м³.

С целью изучения возможностей применения разработанной автором схемы расчета суммарного таяния ледников за пределами горной территории Средней Азии было выполнено определение месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терека за 1950—1974 гг. и Ингури за 1951—1975 гг.

Общая площадь ледников в бассейне р. Терека составляет [92] 102,2 км², или 6,5 % площади водосбора до гидропоста Орджоникидзе. Оледенение бассейна р. Ингури занимает [91] 284,5 км², или 10,3 % площади водосбора до гидропоста Хаиши. Ледники бассейна р. Ингури расположены на южном склоне Большого Кавказского хребта в условиях обильного увлажнения. Средняя годовая сумма осадков в гляциальной области превышает здесь [92] 2000 мм и сравнительно равномерно распределена внутри года. Гляциальная область в бассейне р. Терека находится на северном склоне Большого Кавказа, где по данным работы [92] средняя годовая сумма осадков достигает 1400—1500 мм. Только одна четвертая часть годовой суммы осадков выпадает в течение ноября—марта. Таким образом, режим аккумуляции и

таяния на ледниках в рассматриваемых бассейнах довольно различен.

Для расчета на ЭВМ объемов таяния ледников в бассейне р. Терека использованы двухфакторная $M(B_к, \Theta)$ региональная формула (2.66) интенсивности таяния, полученная по измерениям на ледниках Средней Азии, и однофакторная локальная формула

$$\widetilde{M}_{10} = 0{,}69\overline{\Theta}_{10} + 0{,}28, \tag{4.56}$$

параметры которой определены автором по данным [92, 211] измерений M и Θ на леднике Гергети. При выводе формулы (4.56) использованы 52 пары средних декадных значений таяния и температуры воздуха. Коэффициент корреляции зависимости $M(\Theta)$ равен 0,86, среднеквадратичная ошибка расчета M составляет 0,73 см/сут. Формула (4.56) применялась также для расчетов суммарного таяния ледников в бассейне р. Ингури.

Оценки репрезентативности и качества рассчитанных объемов суммарного таяния ледни-

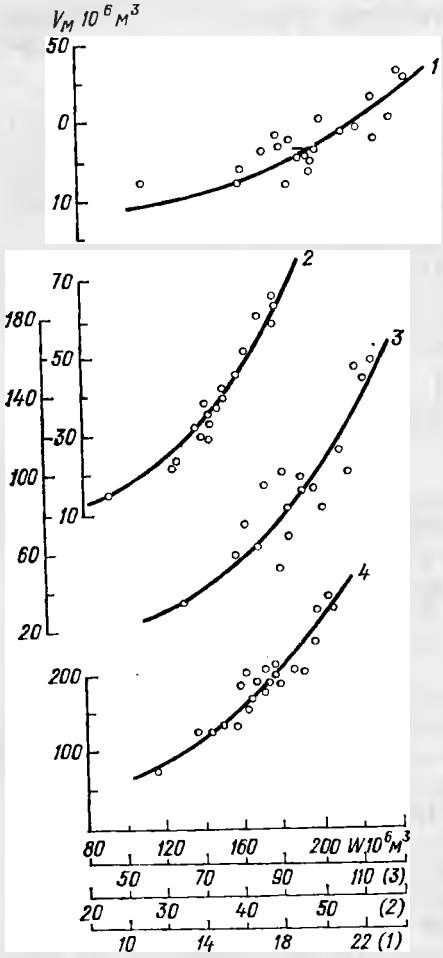


Рис. 4.7. Зависимость между суммарными объемами таяния V_M и ледникового стока $W_{гл}$ в отдельных районах гляциальной области бассейна р. Терек.

1 — р. Чхери — гп Казбеги; *2* — р. Гизельдон — гп Даргавс; *3* — р. Терек — гп Казбеги; *4* — р. Терек — гп Орджоникидзе.

ков V_M в бассейнах рек Терека и Ингури получены путем графического сравнения значений V_M и объемов ледникового стока $W_{гл}$ в этих же бассейнах, определенных по методу В. Ш. Цомая [212]. В обоих случаях результаты сравнения показывают хорошее согласование между объемами таяния и ледникового стока в гляциальных областях бассейнов рек Терека и Ингури.

В качестве примера рассмотрим результаты сравнения объемов V_M и $W_{гл}$ в бассейне р. Терека, представленные на рис. 4.7. Ха-

рактерной чертой графиков для отдельных районов, несомненно подтверждающей хорошее качество расчетов V_M, является тесная зависимость между объемами V_M и $W_{гл}$ и систематическое превышение суммарного объема таяния над ледниковой составляющей стока р. Терека. Тем самым показана приемлемость в условиях Кавказского оледенения не только в целом метода расчета суммарного таяния ледников, но и региональной формулы $M(B_к, \Theta)$ интенсивности таяния, полученной по данным измерений на ледниках Средней Азии.

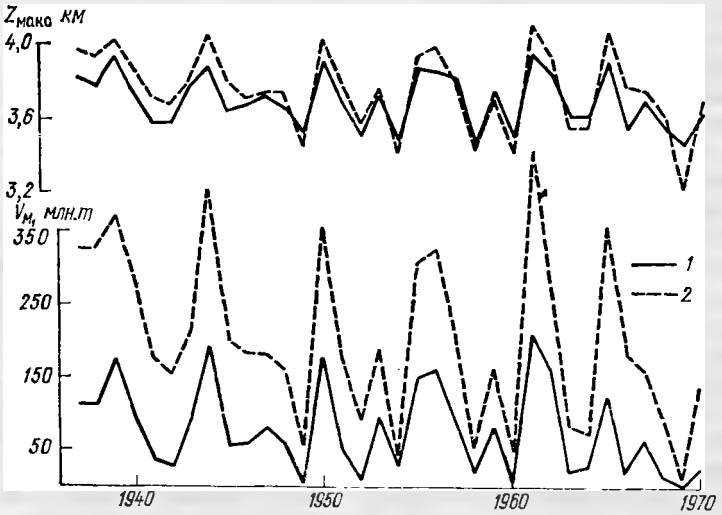


Рис. 4.8. Графическое сравнение $Z_{макс}$ сезонной снеговой границы и объемов ледникового стока V_{M_1} в бассейне р. Пскем, рассчитанных по методу автора (*1*) с результатами вычислений по методу Л. Н. Боровиковой (*2*).

Удачной попыткой включить в модель формирования стока в бассейнах рек Средней Азии хотя бы некоторые принципиальные особенности условий таяния на ледниках является работа Л. Н. Боровиковой [17, 18]. В частности, суммарный объем таяния льда в модели Боровиковой определяется с учетом движения в течение года границы сезонного снежного покрова по поверхности водосбора. В связи с этим имеет смысл сравнение наших и полученных Боровиковой для бассейна р. Пскем значений $Z_{макс}$ сезонной снеговой границы и суммарных объемов таяния льда. Отметим, что таяние льда под мореной и старого фирна при $Z_{макс} > Z_{фг}$ в модели Боровиковой не рассматривается.

Графическое сопоставление для бассейна р. Пскем полученных автором значений $Z_{макс}$ сезонной снеговой границы и объемов таяния V_{M_1} с результатами расчета аналогичных характеристик по модели Боровиковой показано на рис. 4.8.

Систематическое расхождение сравниваемых данных объясняется следующими причинами.

1. В модели Боровиковой движение снеговой границы $Z_{гсс}$ в диапазоне высот от нижней $Z_к$ до верхней $Z_н$ границ оледенения рассчитывается по тем же зависимостям, что и на внеледниковой территории. Естественно, при этом не учитываются существенные отличия в аккумуляции и скорости таяния зимнего снега, наблюдаемые в гляциальных областях. Смена на графике знака отклонений $Z_{макс}$ в отдельные годы вызвана тем, что в модели автора диапазон варьирования $Z_{макс}$ на «средних ледниках» задан в виде $Z_к \leqslant Z_{макс} \leqslant Z_н$, где $Z_к$ и $Z_н$ — отметки верхнего и нижнего концов ледников.

2. Интенсивность таяния M снега и льда в расчетах Боровиковой по бассейну р. Пскем задана как однофакторная функция температуры воздуха Θ, причем, если $\Theta \leqslant 0$, то $M=0$. Как уже было сказано, влияние морены на таяние льда не учитывалось, а площадь от нижней границы оледенения до $Z_{гсс}$, при $Z_к < Z_{гсс} \leqslant Z_н$ рассматривалась как поверхность льда.

В конечном счете все это привело к значительному систематическому преувеличению объемов таяния V_{M_t} и ледникового стока в бассейне р. Пскем, хотя временная изменчивость сравниваемых значений в основном довольно близка. Скорее всего, именно этим можно объяснить положительный результат использования данных Л. Н. Боровиковой в математических моделях [170] стока р. Пскем, где вместо реальных величин поступления достаточно знать некоторый, связанный с ними индекс. Однако для оценки динамики водных ресурсов бассейна р. Пскем, сток которого интенсивно используется для гидроэнергетики, орошения и других нужд, использования такого индекса недопустимо.

Сравнение предшествующих и вновь полученных данных о $Z_{макс}$ снеговой границы и объемах таяния V_{M_t} в бассейне р. Пскем показало, что применение более совершенной методики расчета таяния в гляциальной области позволяет существенно уточнить представление о величинах суммарного таяния ледников. А это имеет несомненное научное и практическое значение для характеристики водных ресурсов бассейна, обоснования вопросов получения дополнительного объема ледникового стока, исследования режима и эволюции оледенения.

4.4. Таяние и сток в гляциальных областях

В результате детальных исследований водно-ледового баланса установлено [40, 41, 155, 159, 261 и др.], что ледники не являются пассивными дренажными системами для стока талой воды. Постепенное насыщение водой зимнего снега на ледниках в начале периода абляции, заполнение внутриледниковых емкостей и последующее их опорожнение приводит к систематическому увеличению водоотдачи ледников во второй половине абляционного пе-

риода, когда коэффициент стока превышает единицу. Ежегодно определенная часть талой воды не попадает в русло реки, так как вследствие инфильтрационного льдообразования становится элементом приходной части баланса массы ледников.

Учитывая эти особенности водоотдачи ледников, рассмотрим методы определения годовых объемов ледникового стока и его внутригодового гидрографа.

В первом приближении очевидной формой взаимосвязи между суммарными за год или май—октябрь объемами таяния ледников и ледникового стока $W_{гл}$ является уравнение

$$W_{гл} = \eta V_M, \tag{4.57}$$

где η — интегральный коэффициент стока за период абляции. Суммарную величину испарения можно или временно не рассматривать, или полагать, что она учтена при определении суммарного объема таяния ледников V_M.

Условия стока талой воды на леднике в областях с положительным и отрицательным годовым балансом массы существенно различны, поэтому правую часть уравнения (4.57) следует представить в виде

$$\eta V_M = \eta_1 V_{M_д} + \eta_2 V_{M_п} \tag{4.58}$$

или

$$\eta = \eta_1 \frac{V_{M_д}}{V_M} + \eta_2 \frac{V_{M_п}}{V_M}, \tag{4.59}$$

где η_1 — коэффициент стока из области д с отрицательным годовым балансом массы ледника; η_2 — коэффициент стока из области п с положительным годовым балансом массы ледника; граница раздела между ними проходит на высоте, равной $Z_{макс}$; $V_{M_д}$ и $V_{M_п}$ — суммарные объемы таяния в соответствующих областях.

По окончании абляционного периода все перечисленные объемы таяния и площади областей д и п известны, поэтому вместо (4.59) напишем

$$\eta = \eta_1 \frac{M_д S_д}{M_{гл} S_{гл}} + \eta_2 \frac{M_п S_п}{M_{гл} S_{гл}}, \tag{4.60}$$

откуда видны все аргументы, определяющие интегральный коэффициент стока. В (4.60) $M_{гл}$, $M_д$, $M_п$ — некоторые средние слои таяния на площадях $S_{гл}$, $S_д$, $S_п$, удовлетворяющие условиям

$$M_{гл} = \frac{V_M}{S_{гл}}; \tag{4.61}$$

$$M_д = \frac{V_{M_д}}{S_д}; \tag{4.62}$$

$$M_п = \frac{V_{M_п}}{S_п}. \tag{4.63}$$

Для ледников с фирновым питанием, которых в Средней Азии абсолютное большинство, область д при $Z_{макс} \leqslant \bar{Z}_{фг}$ включает только язык ледника, а при $\bar{Z}_{фг} < Z_{макс} \leqslant Z_н$ в ее состав входит часть площади, где стаивают многолетние запасы фирна. Следовательно, величина η_1 будет зависеть от соотношения площадей льда и старого фирна в конце периода абляции, обладающих различной [40] водоудерживающей способностью.

Коэффициент η_2 зависит от фильтрации талой воды из области п. Например, по данным [165, 167], в области аккумуляции ледника Центрального Туюксу установлено наличие трех зон льдообразования: инфильтрационно-конжеляционной, инфильтрационной и инфильтрационно-рекристаллизационной. Причем наблюдения показали, что в последней зоне происходит полное усвоение талой воды. Естественно, величина η_2 в данном случае будет определяться относительным вкладом в $S_п$ зон с различными условиями стока.

Все эти особенности практически нереально учесть при региональных определениях коэффициентов η_1 и η_2, поэтому рассмотрим возможности упрощенных оценок в основном уравнении (4.58).

Если допустить, что

$$M_д = M_п = M_{гл}, \tag{4.64}$$

то объемы таяния $V_{M_д}$ и $V_{M_п}$ будут соответственно заниженным и завышенным, однако сумма их

$$V_M = V_{M_д} + V_{M_п} \tag{4.65}$$

останется без изменения. Тогда вместо (4.60) получим

$$\eta = \eta_1 \frac{S_д}{S_{гл}} + \eta_2 \frac{S_п}{S_{гл}}, \tag{4.66}$$

а поскольку $S_{гл} = S_п + S_д$, то

$$\eta = \eta_1 \left(1 - \frac{S_п}{S_{гл}}\right) + \eta_2 \frac{S_п}{S_{гл}}. \tag{4.67}$$

На основании этого уравнения находим η_1 и η_2. Так, при $Z_{макс} = Z_п$ и соответственно $S_п = 0$ $\eta = \eta_1$, а при $Z_{макс} = Z_к$ и $S_п = S_{гл}$ $\eta = \eta_2$. Численные значения η_1 и η_2 можно установить, если в годы с экстремальным положением $Z_{макс}$ на ледниках известны суммарные объемы таяния и ледникового стока.

Анализ структуры интегрального коэффициента стока η показывает, что при постоянных η_1 и η_2 удельная водоотдача с единицы площади ледника, или средний модуль ледникового стока, зависит от соотношения площадей $S_п$ и $S_д$. Это положение удачно использовал В. Ш. Цомая [212], получив эмпирическую формулу для расчета среднего месячного модуля ледникового стока в виде

$$Mo_{гл} = \alpha_W 51 (1 + \Theta), \tag{4.68}$$

где

$$\alpha_W = 0{,}75 + 2{,}2K_я^3 \tag{4.69}$$

— безразмерный структурный коэффициент, характеризующий изменение удельной водоотдачи ледника в зависимости от относительной площади области абляции $K_я$, Θ — средняя месячная температура воздуха на высоте фирновой границы. Учитывая, что численный эмпирический параметр формулы (4.68) получен Цомая по измерениям $W_{тл}$ и Θ на леднике Гергети (бассейн р. Терека), необходимо исследовать возможность применения формулы (4.68) в разнообразных условиях.

Рассмотрим далее другой способ определения стока из областей д и п на леднике в целом за период абляции при условии, что в каждом году линией раздела между этими областями является средняя многолетняя высота фирновой границы. Тогда в расчетах суммарного таяния и стока площади $\bar{S}_д$ и $\bar{S}_п$ оказываются постоянными величинами, что соответствует существованию на леднике устойчивых морфологических областей — языка ледника и области питания, обладающих, как известно, различной способностью задержания и усвоения талой воды.

Наиболее просто решается вопрос о годовом стоке из области $\bar{S}_д$, для которой в расчетах водного баланса обычно принимают [40, 42, 165] условие равенства объемов суммарного таяния и стока. Это допущение также использовано в излагаемой упрощенной схеме определения суммарного стока от таяния на языках ледников.

Приближенная оценка суммарного объема стока от таяния на площади $\bar{S}_п$ основана на интересной особенности усвоения талой воды в фирновой области, выявленной [40, 155, 167, 213] путем непосредственных измерений составляющих инфильтрационной аккумуляции $Ak_и$ на ряде ледников, расположенных в различных климатических условиях.

Установлено, что годовые значения $Ak_и$ в отдельных пунктах фирновой области остаются сравнительно постоянными даже при существенных колебаниях объемов суммарного таяния на площади $\bar{S}_п$. Данный факт позволяет отождествить фирновую область с произвольно распределенной в пространстве, но постоянной водоаккумулирующей емкостью.

В частности, этот вывод хорошо подтверждает измерения и расчеты внутреннего питания на леднике Джанкуат, где установлено [155], что ежегодно в течение 1968—1974 гг. среднее значение внутреннего питания в фирновой области оставалось практически постоянным, несмотря на значительное колебание суммарных объемов абляции, которые в экстремальные годы отличались здесь в два раза.

Тогда, как предлагает Г. Н. Голубев [40], годовой сток из области $\bar{S}_п$ следует определять в виде разности между суммарным поступлением талой воды и потерями на заполнение водоаккумулирующей емкости

$$W_п = V_{M_п} - V_и, \tag{4.70}$$

где $V_и \approx \text{const}$ — годовой объем инфильтрационной аккумуляции.

Значение $V_и$ можно найти из условия стационарности объема областей д и п в среднем за многолетний период, согласно которому расход льда на языке ледника $V_M(AB)$ равен суммарной аккумуляции V_{Ak} в области питания. В общем случае V_{Ak} складывается из инфильтрационной аккумуляции и нестаявшего остатка $V_{нс}$ зимнего снега на площади $\bar{S}_п$:

$$\bar{V}_M(Ab) = \bar{V}_{Ak}; \tag{4.71}$$

$$V_{Ak} = V_и + V_{нс}. \tag{4.72}$$

В уравнении (4.72) $V_и$ и $V_{нс}$ являются зависимыми переменными, соотношение между которыми принимается [213, 223] в качестве критерия при типизации процессов льдообразования на ледниках.

В частности, граничными условиями наиболее распространенных [139, 141, 213] в Средней Азии инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного типов льдообразования считаются соотношения

$$0{,}4v_{нс} \approx v_н \text{ или } v_{нс} \approx 2{,}5v_и \tag{4.73}$$

и

$$0{,}4v_{нс} \leqslant v_и + v_к, \tag{4.74}$$

где $v_к$ — объем конжеляционного льда. Тогда вместо (4.72) можно написать

$$V_{Ak} = 3{,}5v_н, \tag{4.75}$$

откуда, учитывая (4.71), получаем приближенную оценку $v_и$

$$v_и \approx \frac{\bar{V}_M(Ab)}{3{,}5}. \tag{4.76}$$

Таким образом, установленное по данным измерений свойство $v_и \approx \text{const}$ и метод определения инфильтрационной аккумуляции, согласно (4.76), являются основанием для расчета годового объема стока из области питания в соответствии с (4.70).

В итоге для определения годового объема ледникового стока W_0 в бассейне или отдельном районе гляциальной области получаем формулу

$$W_0 = V_M(Ab) + \left(V_M(Ak) - \frac{\bar{V}_M(Ab)}{3{,}5}\right), \tag{4.77}$$

которая учитывает баланс аккумуляции и абляции на площади оледенения. В этом уравнении $V_M(AB)$ включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда, зимнего и летнего снега на площади от конца ледника $Z_к$ до средней многолетней высоты $Z_{фг}$ границы фирнового питания

$$V_M(Ab) = \int_{d_{нл}}^{d_{кл}} \int_{Z_к}^{Z_{фг}} v_M(z,\ t)\, dz\, dt, \tag{4.78}$$

$V_M(Ak)$ — объемы таяния старого фирна при $Z_{макс} > Z_{фг}$ зимнего и летнего снега на площади от $Z_{фг}$ до высоты $Z_н$ начала ледника

$$V_M(Ak) = \int_{d_{нл}}^{d_{кл}} \int_{Z_{фг}}^{Z_н} v_M(z,\ t)\, dz\, dt. \qquad (4.79)$$

Коэффициент 3,5 в формуле (4.76), согласно П. А. Шумскому [223], зависит от соотношения плотностей верхнего слоя льда и фирна. Следовательно, в расчетах $W_{гл}$ по формуле (4.77) необходимо учитывать пространственную вариацию этого коэффициента.

Наряду с уравнением (4.77) годовой объем ледникового стока можно определять, приравнивая его ледово-фирновой составляющей суммарного объема таяния, т. е. $W_{гл} = W_{лф} = V_{M_1}$:

$$V_{M_1} = V_{лм} + V_л + V_ф. \qquad (4.80)$$

Такая трактовка генезиса ледникового стока имеет немало сторонников среди гидрологов, которые сток от таяния зимнего и летнего снега на площади оледенения относят к снеговому питанию реки.

Следует отметить, что принципиальное значение то или иное содержание понятия ледникового стока имеет только при составлении водного баланса в гляциальных областях. Для водопользования или при определении водного баланса речного бассейна эти различия не важны, поскольку в любом случае суммируются все элементы приходной и расходной частей уравнения водного баланса.

Определения основных составляющих суммарного объема ледникового стока в экстремальные и средний по условиям таяния годы (см. приложение III) выполнены в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Алаарчи, Пскем, Исфары. Из этих данных следует, что в различные по условиям таяния годы от $^1/_4$ до $^1/_2$ годового объема ледникового стока образуется в областях питания ледников, если расчет $W_{гл}$ выполнять по методу водного баланса только для гляциальных областей.

Если же ледниковую составляющую стока реки определять на основе годового баланса твердых осадков для всего бассейна, то, как это делает ряд авторов [144, 221, 228 и др.], объем талых снеговых вод следует относить к сезонному снеговому питанию реки. В разделе 5.2 монографии показано, что такой подход к определению компонентов ледникового стока позволяет существенно усовершенствовать методику прогноза стока вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым типами питания. Специфика водоотдачи из областей питания ледников, как и другие особенности формирования стока на различных подстилающих поверхностях в бассейне, находят свое отражение в форме зависимости между объемом снегового стока и зимне-весенними осадками.

Результаты расчета, характеризующие многолетний гидрологический режим оледенения в некоторых бассейнах рек Средней Азии, приведены в табл. 4.12.

Годовые объемы суммарного таяния ледников (в млн. т) в бассейнах рек Средней Азии

Таблица 4.12

Год	р. Пскем $S_{гл} = 110{,}2$ км²		р. Зеравшан (Матча) $S_{гл} = 472{,}8$ км²		р. Кызылсу $S_{гл} = 641{,}4$ км²		р. Муксу $S_{гл} = 2023{,}3$ км²		р. Сурхоб $S_{гл} = 404.4$ км²	
	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M
1949	218,0	97,5	1044,7	1018,9	941,1	563,0	814,3	667,3	899,0	882,0
1950	351,5	303,5	1435,7	1412,0	1790,3	1711,7	2212,4	2046,8	1658,2	1639,9
1951	253,0	185,7	1229,3	1197,7	1160,0	980,0	950,6	820,4	1050,0	1014,5
1952	286,7	161,0	1062,6	982,4	749,0	407,8	930,4	808,4	1184,5	1124,7
1953	323,3	240,9	1577,6	1545,1	974,8	537,8	1438,0	1122,6	1213,0	1198,9
1954	166,2	29,3	766,9	732,5	468,4	200,7	543,4	407,6	684,6	611,8
1955	329,7	293,9	1071,0	1066,1	1089,7	867,2	1035,0	740,1	1248,9	1247,8
1956	372,0	315,6	1598,2	1566,1	1759,1	1557,0	2522,4	2252,2	1573,7	1560,4
1957	256,4	214,8	816,5	789,6	569,3	215,5	494,9	394,3	1021,0	1011,3
1958	243,3	95,4	876,4	814,2	916,4	571,3	843,5	626,7	982,7	949,8
1959	294,3	215,6	1270,1	1243,2	1297,9	1026,8	1575,1	1233,9	1403,2	1400,2
1960	264,0	130,0	1399,6	1341,7	1602,3	1408,2	1354,7	1070,2	1088,6	1049,2
1961	379,9	341,0	1551,0	1541,6	1942,5	1735,4	2489,6	2334,1	1678,7	1664,6
1962	332,2	291,5	1096,4	1071,8	778,2	563,7	673,6	586,2	1380,2	1366,9
1963	243,9	140,0	1032,8	980,3	1519,2	1378,1	1330,2	1244,1	1138,9	1138,9
1964	205,5	115,1	1022,8	990,5	1010,5	668,2	1066,6	913,5	997,4	984,4
1965	282,3	254,4	876,6	864,4	786,0	606,4	658,7	536,6	1206,6	1198,7
1966	254,3	159,1	1012,1	934,6	978,9	607,3	973,4	834,1	1297,4	1292,5
1967	233,0	184,9	1305,1	1275,0	1259,3	953,1	1369,5	1202,7	1378,5	1359,6
1968	226,8	135,8	1269,2	1219,8	1241,4	1033,9	1425,7	1248,9	1143,3	1113,0
1969	199,0	34,1	1037,2	939,8	826,2	359,6	1108,6	780,8	819,6	723,9
1970	254,2	177,7	1108,2	1035,8	1455,4	1144,0	1504,5	1271,1	1163,1	1115,9
1971	317,3	256,5	1349,4	1329,5	1576,4	1467,4	1922,6	1646,6	1795,9	1793,7
1972	148,8	76,5	1240,8	1218,9	520,7	296,8	446,0	401,7	840,1	830,9
1973	353,7	286,2	1535,5	1489,1	17047	1314,4	3561,0	2789,1	1639,5	1613,9
1974	255,0	214,5	808,7	791,8	945,9	833,6	700,8	593,8	962,8	953,7
1975	165,6	115,3	1335,0	1326,9	1399,4	1046,3	1403,5	1188,9	1449,0	1440,6

Примечание. V_M — объем суммарного таяния за период 1 мая — 31 октября, V_M — то же за время от даты начала до даты окончания таяния льда.

В табл. 4.13 дана сводка определений различными методами среднего годового объема ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии. Расчеты Б. А. Камалова, А. С. Щетинникова, А. Н. Кренке выполнены по методике Кренке—Ходакова, по которой для стационарного режима оледенения средний многолетний слой ледникового стока, включающий таяние льда, фирна и сезонного снега, приравнивается годовому значению абляции на уровне границы питания. Данные А. О. Кеммериха получены методом расчленения гидрографов стока рек.

Таблица 4.13

Оценки среднего годового объема ледникового стока в некоторых бассейнах рек Средней Азии

Бассейн реки	Средний многолетний ледниковый сток		Средние значения временных рядов V'_M, полученных автором	
	источник сведений	объем стока млн. т	объем стока млн. т	длина ряда
Пскем	Б. А. Камалов [89]	345		
	А. О. Кеммерих [93]	282	187,6	1949—75
	А. Н. Кренке [141]	200		
Исфара	В. Л. Шульц [221]	133 *	114 $(\overline{V}_{M_1})$	1956—70
	А. С. Щетинников [230]	222,8	230,7	1956—70
	А. О. Кеммерих [93]	176		
Сарыджас	А. О. Кеммерих [93]	1640	1416	1951—79
	А. Н. Кренке [141]	1220		
Зеравшан (Матча)	О. П. Щеглова [224]	1780 **		
	А. О. Кеммерих [93]	1057	1138	1949—75
	А. С. Щетинников [230]	911		
	А. Н. Кренке [141]	980		
Муксу	О. П. Щеглова [224]	1890 **	1102	1949—75
	А. Н. Кренке [141]	1880		

Примечания: 1) * — сток от таяния льда, ** — объем не включает сток от таяния сезонного снега на языке ледника, 2) данные В. Л. Шульца и О. П. Щегловой пересчитаны автором с учетом современных сведений о площадях оледенения, полученных А. С. Щетинниковым, 3) для сравнения с данными В. Л. Шульца приведены объемы ледникового стока $\overline{V}_{M_1}$, включающие таяние льда и многолетнего фирна, 4) период осреднения в расчетах Камалова, Щетинникова, Кренке 1881—1960 гг.

Как видно, сходимость средних значений временных рядов W_0 и V_{M_1}, полученных автором, с данными других исследователей следует признать вполне удовлетворительной, если принять во внимание различия в длине периодов осреднения.

Полученные автором многолетние ряды объемов ледникового стока позволяют внести ясность в гипотезу В. Л. Шульца [221] о малой временной изменчивости ледникового питания рек Средней Азии. Как видно из табл. 4.14, коэффициенты вариации

Таблица 4.14

Коэффициенты вариации годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии (за 1949—75 гг.)

Бассейн	Годовые объемы	
	Суммарное таяние ледников	Ледниковый сток
Пскем	0,40	0,77
Зеравшан (Матча)	0,22	0,82
Кызылсу	0,52	0,96
Сурхоб	0,25	1,25
Муксу	0,57	1,09
Сельдара (бассейн ледника Федченко)	0,90	1,13

ледникового стока намного превышают изменчивость объемов суммарного таяния ледников и стока в бассейне.

Для понимания причины большой изменчивости объемов ледникового стока рассмотрим представленные в табл. 4.15 и 4.16

Таблица 4.15

Коэффициенты вариации (C_v) водного эквивалента сезонного снежного покрова в бассейне р. Сырдарьи (по данным автора)

Река	Высота, км	C_v	Река	Высота, км	C_v
Чаткал,	1,94—2,13	0,41	Исфайрам,	3,20—3,56	0,51
Терс,	1,86—2,56	0,51	Акбура,	2,68—3,17	0,55
Ангрен,	1,90—2,76	0,43	Кугарт,	1,82—2,00	0,58
Гавасай,	2,09—2,73	0,48	Карадарья,	2,19—3,00	0,76
Падшаата,	1,86—2,19	0,47	Сусамыр,	2,21—3,02	0,34
Исфара,	3,00—3,40	0,57	Нарын,	3,51—3,92	0,49
Исфайрам,	2,25—2,83	0,48			

значения коэффициентов вариации водного эквивалентна сезонного снежного покрова и сумм осадков за октябрь—март в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи.

Прямая связь между C_v ледникового стока и изменчивостью водности снега и твердых осадков вполне очевидна, поскольку объем аккумуляции зимнего снега на ледниках определяет продолжительность периода абляции льда и тем самым влияет на потенциальный объем ледникового стока. Независимо от твердых осадков свой вклад в многолетнюю изменчивость ледникового стока вносят также метеорологические условия периода абляции.

Таким образом, приведенные в табл. 4.15 и 4.16 достаточно большие значения коэффициентов вариации для одного из факто-

Таблица 4.16

Коэффициенты вариации сумм осадков за октябрь—март по станциям в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи (данные автора и [76])

Метеостанция	z км	C_v	Метеостанция	z км	C_v
Бассейн р. Сырдарьи			Каракуюн	2,418	0,41
			Иккинарын	2,300	0,36
Пер. Чапчама	2,289	0,41	Кызарт	2,250	0,46
Ангрен-плато	2,214	0,33	Онарча	2,220	0,41
Кызылча	2,080	0,38	Атбаши	2,080	0,43
Пскем	1,258	0,36	Сусамыр	2,063	0,32
Джаптык	3,100	0,27	Нарын	2,049	0,36
Акбасага	2,830	0,18			
Чаарташ	2,748	0,34			
Лянгар	2,500	0,36	**Бассейн р. Амударьи**		
Кичикалай	2,360	0,30			
Кызылджар	2,230	0,45	Каракуль	3,930	0,40
Суфикурган	2,168	0,39	Джаушангоз	3,410	0,27
Гуралаш	2,050	0,27	Ирхт	3,290	0,33
Пер. Тузбель	3,570	0,52	Алтынмазар	2,782	0,42
Тюяашу южн.	3,300	0,22	Дехауз	2,564	0,31
Каракольская	3,080	0,51	Ишкашим	2,524	0,64
Долон	3,040	0,33	Дараут-Курган	2,470	0,38
Арпа	2,950	0,44	Мадрушкент	2,254	0,42
Каракуджур	2,800	0,32	Искандеркуль	2,204	0,35
			Хорог	2,075	0,41

ров формирования ледникового стока объясняют высокую изменчивость многолетних рядов V_M, в бассейнах рек Средней Азии.

В уравнении (4.57), которое характеризует связь между входом и выходом динамической системы таяние — сток, никак не раскрыт собственно процесс водоотдачи ледника. Очевидно, что решение задачи трансформации таяния в сток может быть получено независимо от уравнения (4.57), если задано входное воздействие и описан процесс стекания талой воды по поверхности и внутри ледника.

В качестве примера назовем работу В. Д. Кэмпбелла и Л. А. Расмуссена [235], где изложена упрощенная одномерная модель трансформации таяния в сток, основанная на отождествлении ледника с пористой средой, для которой выполняется закон Дарси. С целью описания процесса водоотдачи ледника в модели Кэмпбелла—Расмуссена используется модификация уравнения неразрывности, предложенная П. Я. Полубариновой—Кочиной для свободной поверхности потока в пористой среде:

$$m\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \mathbf{Q}_W + \alpha(x, y, t), \qquad (4.81)$$

где m — пористость; $\alpha(x, y, t)$ — вынуждающая функция на уровне свободной поверхности $h = h(x, y, t)$; Q_W — расход воды через поперечное сечение в слое насыщения.

Выполнив ряд упрощающих преобразований в (4.81), Кэмпбелл и Расмуссен получили одномерное выражение для расхода талой воды через поперечное сечение льда в придонном слое ледника

$$m\frac{\partial h}{\partial t} = -K_i\frac{\partial}{\partial u}\left(g'_u - \frac{g'_{Z_h}}{Z_h}\frac{\partial h^2}{\partial u}\right) + \alpha'(u,\ t-\Delta t), \qquad (4.82)$$

где K_i — коэффициент проницаемости льда; u — координата на криволинейной оси, аналогичной линии тока; g'_u, $g'z_h$ и $\alpha'(u,\ t-\Delta t)$ — осредненные значения ускорения свободного падения и вынуждающей функции α вдоль оси u по нормали к ней; Δt — время, необходимое для передачи входного воздействия α с верхней поверхности ледника на свободную поверхность слоя насыщения h (очевидно, α характеризует интенсивность таяния снега и льда), Z_h — произвольный уровень внутри слоя h.

Решение уравнения (4.82) на примере Южного каскадного ледника проводилось для внутрисуточного хода стока методом конечных разностей на основе ориентировочной оценки величины h. Продолжительность расчетного периода всего лишь 6 дней, что не позволяет сделать определенный вывод о качестве модели Кэмпбелла и Расммуссена.

Пока что непреодолимым препятствием на пути развития и совершенствования физических моделей ледникового стока является отсутствие материалов измерений гидравлических характеристик потока воды в придонном слое ледника. В связи с этим математические модели гидрографа ледникового стока разрабатываются, подгоняются и проверяются применительно к данным русловой гидрометрии. При такой постановке задачи, как бы близко ни находился контрольный гидрометрический створ к нижнему концу ледника, отношение площади оледенения к площади водосбора почти всегда будет меньше единицы (исключением являются ледники плоских вершин). А это означает, что вместо исследования и моделирования процесса водоотдачи из пределов гляциальной области рассматривается другая самостоятельная задача расчета гидрографа стока в бассейнах с различной степенью оледенения.

Принципиальная особенность современного подхода к расчету гидрографа поверхностного стока в бассейне состоит в том, что физическим прообразом процесса является динамическая система с заданным входным воздействием и известным выходным результатом. Считается, что свойства самой системы некоторым образом характеризуют постоянные или переменные параметры математического оператора, трансформирующего входную функцию в более или менее удачное подобие выходной.

Если искомый оператор подобран, то очевидно, что все систематические ошибки определения входной и выходной функции компенсируют параметры трансформации, а случайные вариации входного воздействия и свойств самой системы отражаются на устойчивости этих параметров.

Существует немало работ [40, 48, 50, 51, 128, 149, 205, 270, 272], реализующих указанный принцип расчета гидрографа стока в горных водосборах, в том числе с различной степенью оледенения. В качестве входного воздействия используются либо элементы приходной части водного баланса (суммарное таяние снега и льда, жидкие осадки), либо связанные с ними метеорологические характеристики (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, влажность, скорость ветра и т. д.).

По аналогии с исследованием состава аргументов в формулах интенсивности таяния несомненно полезно и важно установить в какой мере выбор вида входной функции при одном и том же операторе трансформации влияет на качество расчета гидрографа стока в бассейне со значительной долей оледенения.

Одним из возможных способов оценки приемлемости одной или нескольких входных функций для расчета гидрографа является анализ коэффициентов парной и множественной корреляции между расходами воды и различными метеорологическими характеристиками, наблюдавшимися одновременно со стоком или используемые со сдвигом назад во времени (лагом).

Осреднение переменных в зависимостях $w(\Theta)$ по аналогии с функциями $M(\Theta)$ приводит к возрастанию коэффициентов корреляции. В качестве примера сошлемся на ледник Голубина в бассейне р. Алаарча, где коэффициенты корреляции средних суточных расходов воды и температуры воздуха оказались непригодными для расчета гидрографа стока. Те же самые данные после осреднения за интервалы от двух (VIII—IX) до пяти (V—IX) месяцев образовали зависимости с коэффициентом корреляции от 0,6 до 0,9.

Результаты определения коэффициентов корреляции между средними декадными расходами р. Коксу (Алайский хребет) и гляциометеорологическими характеристиками, представленные в табл. 4.17, показывают, что для расчета гидрографа стока, формирующегося в бассейне ледника Абрамова, могут быть использованы разнообразные и вполне обоснованные эмпирические формулы.

Таблица 4.17

Коэффициенты корреляции между средними декадными расходами р. Коксу и гляциометеорологическими характеристиками, измеренными на леднике Абрамова

Период	N	$w(M)$	$w(R)$	$w(B_к)$	$w(\Theta)$	$w(C)$	$w(g)$	$w(T_\odot)$
VIII 1967—VII 1970	28	0,90	0,82	0,72	0,81	—0,32	—0,17	0,15
VII 1970—IX 1972	28	0,85	0,79	0,73	0,78	—0,43	—0,53	0,64

Примечание. N — количество декад, M — таяние, R — радиационный баланс, $B_к$ — поглощенная радиация, Θ — температура воздуха, C — общая облачность, q — сумма осадков, $T_\odot$ — продолжительность солнечного сияния.

ние двухпараметрического уравнения трансформации позволяет более точно рассчитывать суммарный объем стока по сравнению с моделью, где задан только один параметр τ.

Интегрирование (4.87) по времени от t_0 до T при условии, что разность расходов на концах периода $(w_T - w_{t_0})$ мала по сравнению с объемами стока и таяния за этот же период, определяет отношение

$$\frac{\beta}{\alpha} = \frac{\int_0^T w\,dt}{\int_0^T v_M\,dt} = \frac{W_{гл}}{V_M} = \eta \qquad (4.88)$$

как условный коэффициент стока. Как правило, в бассейнах со значительной степенью оледенения в качестве t_0 и T можно выбрать моменты, когда $w_T = w_{t_0} = 0$.

Уравнения типа (4.86) или (4.87) неоднократно применялись [40, 48, 50, 51, 170, 205 и др.] в математических моделях гидрографа стока горных рек Средней Азии, Кавказа и других территорий. В частности, весьма детальное исследование линейной модели трансформации в условиях Средней Азии выполнено в САНИИ им. В. А. Бугаева под руководством Ю. М. Денисова [170]. В работах [51, 170] изложена эффективная методика определения параметров α и β и показано, что простая линейная модель (4.87) вполне пригодна для рек с различными условиями питания и внутригодовым распределением стока.

Практически важные выводы для развития расчетов гидрографа стока на основе модели (4.86) получены Г. Н. Голубевым [40], который установил и обосновал эмпирическую формулу для определения коэффициента трансформации

$$\tau = 3{,}8 \lg (S_л + 1), \qquad (4.89)$$

где τ в сутках, а $S_л$ в км². В работе [40] введено также понятие критического интервала времени Δt, начиная с которого расчет стока можно вести непосредственно по уравнению типа (4.57), и на основе формулы (4.89) предложены зависимости от площади ледника и заданной ошибки расчета.

Выводы

1. В методах описания пространственно-временной изменчивости суммарной солнечной радиации, температуры воздуха, осадков, облачности, альбедо снега и льда используются только данные стандартных и массовых измерений на сети метеорологических станций.

Для широкого применения поглощенной солнечной радиации в расчетах таяния снега и льда несомненную практическую ценность представляют полученные автором региональные эмпириче-

ские формулы и методы определения интегрального коэффициента прозрачности атмосферы, суммарной радиации в реальных условиях облачности, времени расхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике, альбедо различных типов поверхности снега и льда. Все вновь предлагаемые формулы и методы основаны на большом статистическом материале, прошли авторскую проверку и уже используются в САНИИ и других организациях.

2. Анализ качества полученных автором данных о режиме суммарного таяния выполнен путем контроля формул интенсивности таяния, входной метеорологической информации, всех промежуточных результатов расчета по сходимости рассчитанных и измеренных объемов таяния на отдельных ледниках и в их группах.

В частности, независимая проверка полазала вполне удовлетворительную точность региональных определений:

— максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках с использованием индекса баланса аккумуляции и таяния,

— месячных сумм суммарной радиации,

— средних значений альбедо для различных типов поверхности ледника в течение периода абляции,

— времени восхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике,

— дат начала и конца периода таяния льда.

Обоснованность расчетов температуры воздуха, осадков, общей облачности и интегрального коэффициента прозрачности атмосферы подтверждается высокими коэффициентами корреляции соответствующих региональных эмпирических зависимостей.

Для уточнения региональных определений объемов таяния ледников автором разработана итерационная схема реализации методики расчета. Использование итерационной схемы в бассейнах рек Пскем и Исфара позволили существенно повысить репрезентативность результатов расчета суммарного таяния ледников.

Анализ сходимости многолетнего ряда рассчитанных и измеренных по густой сети реек объемов таяния льда и фирна в группе Туюксуйских ледников и суммарных объемов таяния на леднике Абрамова показал, что результаты измерений и расчетов практически совпадают с точностью до ошибки определения сравниваемых величин. Вполне удовлетворительными оказались также результаты сопоставления многолетних рядов рассчитанных автором объемов таяния и ледникового стока, определенного по методу В. Ш. Цомая [212] в бассейнах рек Ингури на Кавказе.

Таким образом, в работе приведены все необходимые материалы, подтверждающие обоснованность отдельных положений и приемлемость методики расчета в целом, для определения внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния в гляциальных областях.

3. Результаты расчета многолетних рядов суммарных объемов таяния в гляциальных областях Средней Азии и опубликованные материалы позволили решить в региональном масштабе вопрос

о связи между таянием и ледниковым стоком. Для этой цели автором разработаны: а) метод расчета интегрального за период абляции коэффициента стока с учетом максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках, б) метод раздельного определения объема ледникового стока, формирующегося на языках и в фирновых областях ледников.

4. Под ледниковым питанием рек Средней Азии в работе понимается сток от таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к снеговому питанию реки. Такая трактовка является единственно возможной, если основывается на уравнении водного баланса в целом для речного бассейна. Следовательно, по вопросу о содержании понятия ледниковое питание реки автор разделяет точку зрения, высказанную в работах [224, 228]. Разумеется, водно-ледовый баланс гляциальной области можно рассматривать независимо от внеледниковых поверхностей. В этом случае сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника является составной частью талого ледникового стока. Разработанная автором методика раздельного определения составляющих суммарного таяния в гляциальных областях позволяет анализировать внутригодовой и многолетний режим ледникового стока применительно к любому из упомянутых выше вариантов уравнения водного баланса.

В частности, по восстановленным многолетним рядам ледникового стока в бассейнах ряда рек Средней Азии ($W_{гл}=V_{лм}+V_{л}+V_{ф}$) впервые непосредственно определены коэффициенты вариации $W_{гл}$. В отличие от ранее выдвигавшейся гипотезы [230] эти коэффициенты вариации характеризуют ледниковый сток как весьма изменчивый в многолетнем разрезе источник питания реки. Этот результат хорошо согласуется с высокими значениями C_v осадков и водного эквивалента сезонного снежного покрова, полученными путем обработки данных снегомерных съемок и метеорологических станций в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи. Режим осадков влияет на движение снеговой границы, с которой в свою очередь тесно связан внутригодовой ход ледникового стока.

5. Анализ применяемых в настоящее время упрощенных способов расчета гидрографа стока рек со значительной долей ледникового питания показал возможность практического использования для этой цели одно- и многофакторных эмпирических формул. В частности, автором получен и проверен на независимом материале ряд уравнений множественной регрессии для расчета гидрографа стока р. Коксу (бассейн ледника Абрамова).

Глава 5

Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии

5.1. Пространственно-временна́я изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока

Многолетняя изменчивость объемов суммарного таяния V_M и ледникового стока V_{M_1} в бассейнах рек Средней Азии непосредственно определяется вариациями сезонной аккумуляции твердых осадков и суммарного поступления внешнего тепла. Большое значение имеют также вариации $Z_{макс}$, продолжительности периода таяния льда $T_л = d_{кл} - d_{нл}$, интенсивности летних снегопадов, которые косвенно связаны с предыдущими факторами.

Прямая оценка вариации одних факторов (зимняя аккумляция, летние снегопады) для гляциальных областей практически невозможна, а других (поступление внешнего тепла) связана с большим объемом вычислений и их обработкой.

В связи с этим причины вариации V_M и V_{M_1} приходится выявлять по косвенным показателям. Часть этих показателей уже была рассмотрена в разделе 4.4. Установлено, что вариация зимних осадков и водности сезонного снежного покрова на высотах, близких к границам гляциальных областей, достаточно велика, чтобы служить одной из причин, объясняющих значительную вариацию суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Рассмотрим далее изменчивость других факторов, влияющих на вариацию V_M и V_{M_1}.

В табл. 5.1 и 5.2 приведены коэффициенты вариации сумм осадков за апрель—сентябрь, средних значений температуры воздуха

Таблица 5.1

Коэффициенты вариации (C_v) сумм осадков за апрель—сентябрь на метеостанциях в бассейне р. Сырдарьи (данные автора [6])

Метеостанция	z км	C_v	Метеостанция	z км	C_v
Пер. Чапчама	2,289	0,35	Тюяашу южная	3,300	0,16
Ангрен-плато	2,124	0,38	Каракольская	3,080	0,22
Кызылча	2,080	0,25	Долон	3,040	0,19
Пскем	1,258	0,40	Арпа	2,950	0,30
Джаптык	3,100	0,25	Каракуджур	2,800	0,23
Чаарташ	2,748	0,29	Каракуюн	2,418	0,28
Лянгар	2,500	0,27	Иккинарын	2,300	0,32
Кичикалай	2,360	0,19	Кызарт	2,250	0,35
Кызылджар	2,230	0,34	Онарча	2,220	0,35
Суфикурган	2,168	0,37	Атбаши	2,080	0,26
Гуралаш	2,050	0,23	Сусамыр	2,063	0,23
Пер. Тузбель	3,570	0,37	Нарын	2,010	0,29

Таблица 5.2

Коэффициенты вариации средних значений температуры воздуха и общей облачности в бассейнах рек Средней Азии (по данным автора)

Река—метеостанция	Температура воздуха			Общая облачность		
	V—IX	VI—IX	VII—IX	V—IX	VI—IX	VII—IX
Чонкызылсу — Б. Кызылсу	0,06	0,07	0,08			
Нарын — Тянь-Шань	0,31	0,20	0,24			
Нарын — Нарын	0,06	0,07	0,08			
Атбаши — Атбаши	0,05	0,06	0,05	0,09	0,10	0,15
Зеравшан — Искандеркуль	0,26	0,19	0,17	0,11	0,15	0,21
Зеравшан — Дехауз	0,06	0,05	0,06	0,08	0,10	0,15
Сарыджас — Куйлю	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,09
Кызылсу — Сарыташ	0,10	0,10	0,12	0,16	0,18	0,22
Кызылсу — Дараут-Курган	0,05	0,05	0,06	0,14	0,18	0,25
Муксу — Алтынмазар	0,06	0,07	0,12	0,16	0,19	0,26
Муксу — л. Федченко	0,22	0,24	0,35	0,38	0,46	0,50
Сурхоб — Гарм	0,05	0,05	0,05	0,16	0,23	0,30
Бартанг — Ирхт	0,07	0,07	0,08			
Мургаб — Мургаб	0,08	0,08	0,09	0,22	0,22	0,27
Шахдара — Хорог	0,06	0,06	0,06	0,17	0,26	0,28

и общей облачности за май—сентябрь, июнь—сентябрь и июль—сентябрь на метеорологических станциях в бассейнах рек Средней Азии. В целом вариация этих характеристик несомненно меньше, чем для сумм зимних осадков и водности сезонного снежного покрова (см. табл. 4.16 и 4.17).

Из всех рассмотренных в работе причин временной изменчивости суммарного таяния ледников и ледникового стока (зимние и весенне-летние осадки, водность снежного покрова, средние температуры воздуха и общая облачность за весенне-летний период) наименьшей вариацией обладает температура воздуха. На этом основании В. Л. Шульц [221] предположил, что ледниковое питание рек Средней Азии также должно незначительно изменяться в многолетнем разрезе. Однако вариация других факторов, определяющих как интенсивность таяния льда и фирна, так и продолжительность периода формирования ледникового стока, в несколько раз превышает C_v весенне-летних температур воздуха.

При сравнительно малой вариации весенне-летних осадков, температур воздуха и баллов общей облачности доминирующей причиной значительной изменчивости ледникового питания рек может быть только C_v продолжительности периода таяния льда и фирна. Этот вывод подтверждают результаты анализа дат начала и окончания периода таяния льда, полученных автором для ряда гляциальных областей Средней Азии.

По данным о $d_{нл}$ и $d_{кл}$ были определены многолетние ряды продолжительности периода таяния льда $T_л = d_{кл} - d_{нл}$ и коэффициенты вариации $T_л$, которые оказались одного порядка с C_v

объемов ледникового стока. Установлено также, что продолжительность периода таяния льда и коэффициенты вариации $T_л$ образуют тесные зависимости от средних взвешенных высот концов ледников в бассейнах рек Средней Азии (рис. 5.1 и 5.2 *а*).

Существование зависимости $T_л = f(\bar{Z}_к)$ вполне однозначно объясняется пространственной изменчивостью $d_{нл}$ и $d_{кл}$ в бассейнах рек Средней Азии, которую иллюстрирует рис. 3.8. Согласно этому графику, средние многолетние даты схода и установления

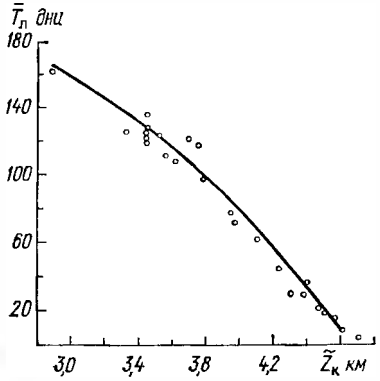


Рис. 5.1. Зависимость средней многолетней продолжительности периода таяния льда ($T_л$) на ледниках Средней Азии от средней взвешенной высоты концов ледников $\bar{Z}_к$.

устойчивого снежного покрова одинаковы на высоте 4,75—4,80 км. Следовательно, на этой высоте устойчивый снежный покров залегает круглый год.

Подставив $T_л = 0$ в аналитическое выражение зависимости

$$T_л = 144 + 84{,}5\bar{Z}_к - 23{,}4\bar{Z}_к^2, \qquad (5.1)$$

получим $\bar{Z}_к = 4{,}80$ км, т. е. практически совпадающие значения высот, где в среднем многолетнем устойчивый снежный покров наблюдается непрерывно в течение года.

Поскольку на высоте $\bar{Z}_к = 4{,}80$ км $T_л = 0$, то на этом же уровне объем ледникового стока, образующийся от таяния льда и старого фирна, также должен быть равен нулю. Из этого следует, что коэффициенты вариации $T_л$ и объемов суммарного таяния V_M в бассейнах рек Средней Азии являются возрастающими функциями высоты местности z, так как знаменатели в формулах

$$C_v(T_л) = \frac{\sigma_{T_л}}{\bar{T}(z)} \quad \text{и} \quad C_v(W_{гл}) = \frac{\sigma_{W_{гл}}}{\bar{W}_{гл}(z)}$$

стремятся к нулевым значениям по мере увеличения z ($\sigma_{T_л}$ и $\sigma_{W_{гл}}$ — среднеквадратичные отклонения $T_л$ и $W_{гл}$).

Полученные автором для оледенения Средней Азии зависимости $C_v(V_N) = f(\bar{Z}_к)$ и $C_v(T_л) = f(\bar{Z}_к)$ приведены на рис. 5.2. Эти графики построены по результатам расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек

Малой Алмаатинки, Зеравшана, Сарыджаса, Муксу, Сельдары (система ледника Федченко). Как видно, изменение с высотой коэффициентов вариации объемов суммарного таяния и продолжительности периода таяния льда вполне соответствует описанным выше закономерностям режима сезонного снежного покрова в гляциальных областях.

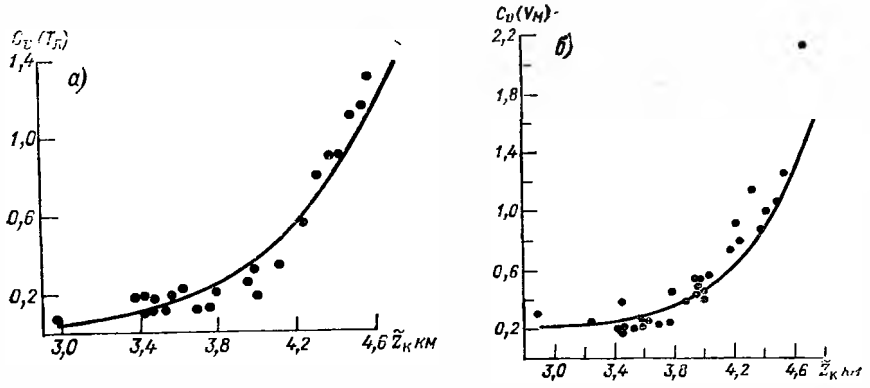


Рис. 5.2. Зависимость коэффициентов вариации C_v продолжительности периода таяния льда (*а*) и объема суммарного таяния (*б*) в бассейнах рек Средней Азии от средней взвешенной высоты концов ледников.

Аппроксимацией зависимостей на рис. 5.2 являются следующие формулы:

$$C_v(T_л) = 0{,}0002e^{1{,}84\tilde{z}_к}; \tag{5.2}$$

$$C_v(V_м) = 0{,}0003e^{2{,}31\tilde{z}_к} + 0{,}19, \tag{5.3}$$

которые, как и (5.1), позволяют построить карты распределения по территории Средней Азии таких важных характеристик гидрологического режима ледников, как $\overline{T}_л$, $C_v(T_л)$ и $\overline{W}_{гл}$ и $C_v(W_{гл})$.

Наряду с картированием средних многолетних характеристик режима ледников, большую научную и практическую ценность представляют текущие определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии. В постановке этой задачи могут быть два основных варианта:

а) для бассейна предварительно рассчитан многолетний ряд объемов ледникового стока;

б) имеются только морфометрические характеристики оледенения и данные наблюдений на метеорологической станции за осадками, температурой воздуха и общей облачностью.

Основой для решения задачи в первом случае являются тесные зависимости модульных коэффициентов объемов ледникового

стока ($K_i = x_i/\bar{x}$) от статистической обеспеченности индекса баланса (P_{I_B}) или вклада ледникового стока в питание реки от P_{I_B}. Примеры построения таких зависимостей по результатам расчета многолетнего режима ледникового стока в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Муксу приведены на рис. 5.3.

Для текущих расчетов $K_{W_{гл}}$ или $\delta_{W_{гл}}$ аргумент уравнений $K_{W_{гл}} = f(P_{I_B})$ и $\delta_{W_{гл}} = f(P_{I_B})$ легко определяется с помощью

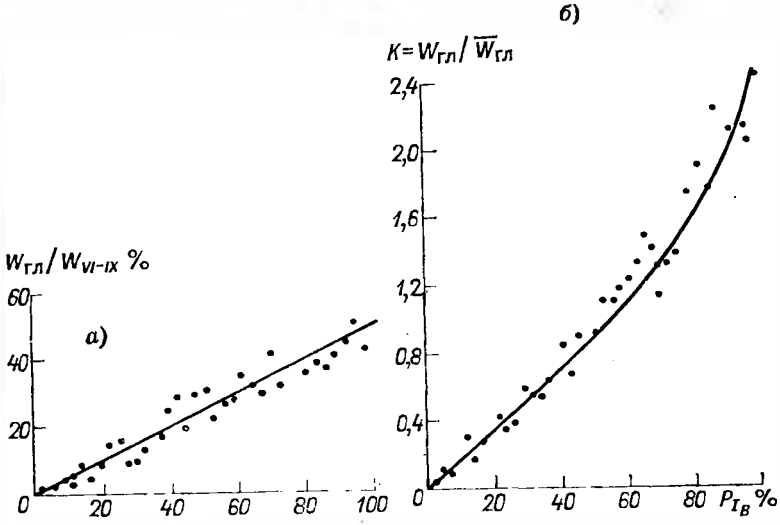


Рис. 5.3. Распределения относительного вклада ледникового питания р. Зеравшан (Матча) (*а*) и модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Муксу (*б*) в зависимости от обеспеченности индекса баланса (P_{I_B}).

графика связи между индексом баланса и его обеспеченностью (рис. 5.4). При построении такого графика следует использовать ряд лет, включающий не менее 25—30 членов.

Таким образом, наличие 25—30-летнего ряда рассчитанных объемов ледникового стока в некотором бассейне позволяет получить зависимости $K_{W_{гл}} = f(P_{I_B})$ и $\delta_{W_{гл}} = f(P_{I_B})$, и для упрощенных определений $K_{W_{гл}}$, $W_{гл}$ и $\delta_{W_{гл}}$ за пределами исходного ряда пользоваться только этими зависимостями и графиком связи $P_{I_B} = f(I_B)$.

Для решения задачи при отсутствии многолетнего ряда объемов ледникового стока необходимо получить аналитические выражения, описывающие пространственную изменчивость параметров распределений $K_{W_{гл}}$ и $\delta_{W_{гл}}$ в бассейнах рек Средней Азии. К этим параметрам относятся: среднее значение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии (C_s) или отношение C_s/C_v.

С целью расчета средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии используем зависимости $\delta_{W_{гл}} = f(\delta_{I_{Ab}})$ на рис. 3.3, для которых автором получены следующие аналитические выражения:

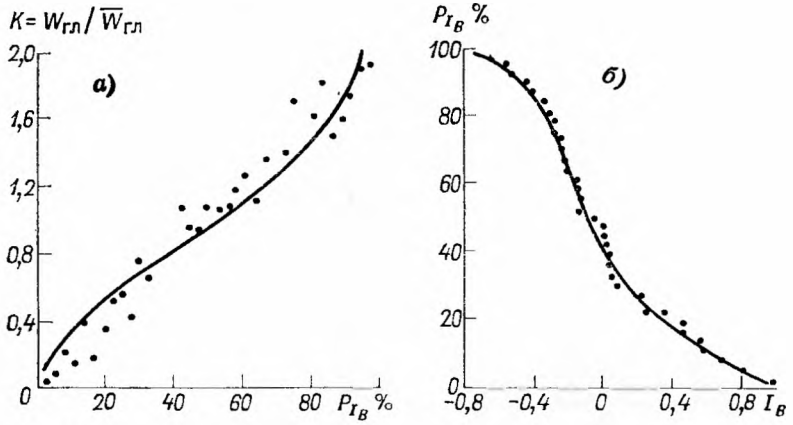


Рис. 5.4. Распределение модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Зеравшаи (Матча) в зависимости от обеспеченности индекса баланса (*а*) и связь между обеспеченностью индекса баланса и абсолютными значениями индекса баланса (*б*). (Бассейн р. Зеравшан).

$$\delta_{1W_{гл}} = 13{,}1e^{0{,}015\delta_{I_{Ab}}}; \qquad (5.4)$$

$$\delta_{2W_{гл}} = 32{,}8e^{0{,}01\delta_{I_{Ab}}}, \qquad (5.5)$$

где $\delta_{1W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в годовой сток рек, %; $\delta_{2W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в сезонный (VI—IX) сток, %; $\delta_{I_{Ab}}$ — вклад индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{Ak}, I_{Ab})$, %.

Исследование пространственной изменчивости коэффициентов вариации объемов ледникового стока было выполнено выше. В результате для определения $C_v(V_M)$ в бассейнах рек Средней Азии имеем выражение (5.3).

Вычисления и анализ коэффициентов асимметрии многолетних рядов объемов ледникового стока в 38 отдельных районах-подмножествах ледников в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Пскема, Сарыджаса, Зеравшана, Муксу, Сельдары показали отсутствие каких-либо закономерностей в пространственной изменчивости C_s/C_v по территории Средней Азии. Поскольку в 24 случаях из 38 величина отношения C_s/C_v попадала в пределы 0,8—1,3, для расчетов кривых распределения $W_{гл}$ было принято обобщенное

соотношение коэффициентов вариации и асимметрии в виде $C_s = C_v$.

Для проверки метода определения параметров $C_v(W_{гл})$ и C_s/C_v при отсутствии многолетних рядов $W_{гл}$ на графики фактических распределений $W_{гл}$ в бассейнах рек Зеравшан и Муксу (см. рис. 5.3 *б* и 5.4 *а*) были нанесены кривые распределений, полученные на основе вычисленных значений C_v и отношения $C_s/C_v = 1$. Как видно, эти кривые вполне удовлетворительно соответствуют эмпирическим данным.

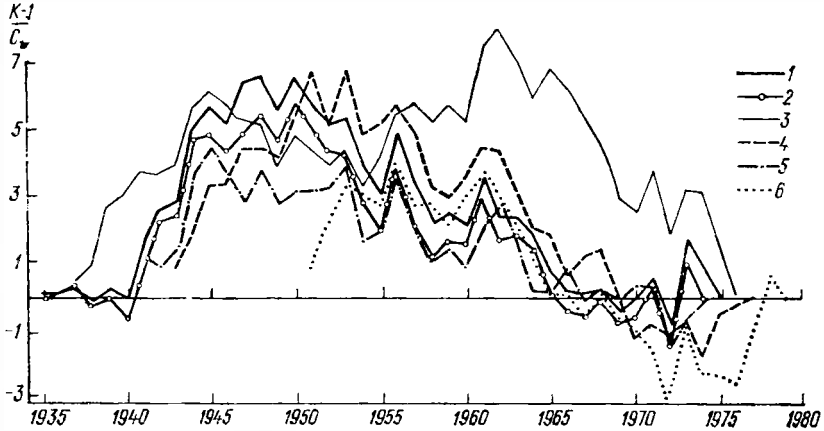


Рис. 5.5. Нормированные интегральные разностные кривые суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Муксу, *2* — р. Сельдара, *3* — р. Пскем, *4* — р. Зеравшан, *5* — р. Малая Алматинка, *6* — р. Сарыджас.

Таким образом, установленные в работе закономерности пространственной изменчивости $\overline{W}_{гл}$, $C_v(W_{гл})$, величина отношения C_s/C_v и наличие сведений о морфометрии ледников, а также стандартных метеорологических и гидрометрических данных позволяют достаточно надежно рассчитать кривую определения объемов ледникового стока в любом бассейне рек Средней Азии.

Распространенным в гидрологии способом анализа многолетних колебаний стока рек является построение нормированных интегральных разностных кривых. Эти кривые позволяют установить наличие периодичности в чередовании лет с повышенной и пониженной водоносностью рек и продолжительность многоводной и маловодной фаз в многолетнем режиме стока.

Нормированные интегральные разностные кривые для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии приведены на рис. 5.5 и 5.6. Отметим следующие макрозакономерности в многолетней изменчивости объемов суммарного таяния.

В рассматриваемых бассейнах рек Памира и Гиссаро-Алая с конца 30-х годов и до второй половины сороковых наблюдалось

повышенное относительно среднего таяние ледников. Затем в гидрологическом режиме оледенения этих горных областей наступила фаза пониженной водоотдачи, которая продолжалась до начала 70-х годов. Таким образом, продолжительность маловодной фазы в режиме гляциальных областей на Памире и в Гиссаро-Алае примерно в 2,5 раза превысила многоводную фазу периода.

Многолетняя изменчивость суммарного таяния ледников на Западном Тянь-Шане и в Заилийском Алатау имеет свои особенности по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Так, в Заилий-

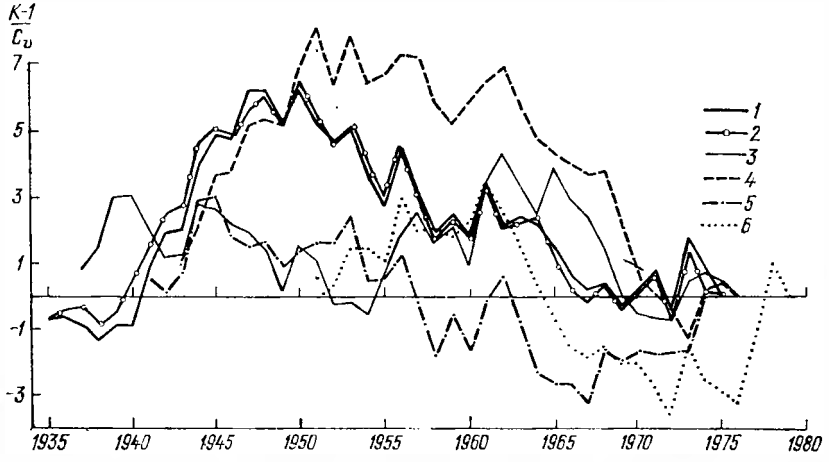


Рис. 5.6. Нормированные интегральные разностные кривые ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Муксу, *2* — р. Сельдара, *3* — р. Пскем, *4* — р. Зеравшан, *5* — р. Малая Алматинка, *6* — р. Сарыджас.

ском Алатау низкочастотная периодичность в режиме суммарного таяния ледников выражена нечетко. Для многолетнего режима V_M в этом районе более характерны 4-годичные циклы, которые включают многоводную и маловодную фазы.

Отличительной чертой режима V_M на Западном Тянь-Шане за 1937—1976 гг. являются два крупных цикла: с 1937 по 1954 г. и с 1955 по 1976 г. Продолжительность многоводной и маловодной фаз в обоих циклах примерно одинакова.

Общим для всех интегральных разностных кривых V_M на рис. 5.5 является одновременность резких пиков в многолетнем режиме суммарного таяния. В качестве примера укажем на ординаты соответствующих кривых в 1945, 1948, 1956, 1961 и 1972 гг.

В многолетнем режиме ледникового стока в бассейнах рек Памира, Гиссаро-Алая, Западного Тянь-Шаня и Заилийского Алатау наблюдаются в основном те же закономерности, которые были описаны выше для суммарного таяния ледников. Различия заключаются в некотором смещении по времени двух крупных циклов режима $W_{гл}$ на Западном Тянь-Шане (теперь продолжительность

одного составляет с 1937 по 1952 г., а другого с 1951 по 1969 г.) и в сдвиге максимума основного периода 1941—1971 гг. в Гиссаро-Алае на начало 50-х годов.

По-прежнему важным для водопользования свойством многолетней изменчивости ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пиков на интегральных разностных кривых, например, 1944, 1949, 1953, 1956, 1958, 1961, 1967 и 1972 гг.

В целом анализ кривых на рис. 5.5 и 5.6 показывает, что фаза пониженной водоотдачи ледников в бассейнах рек Средней Азии, наблюдавшаяся от начала 50-х до конца 70-х годов сменяется фазой увеличения объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока.

5.2. Долгосрочные прогнозы суммарного таяния ледников и ледникового стока

Подобно речному стоку, многолетние ряды месячных и годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии представляют собой выборочные реализации соответствующих стохастических процессов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$. Для решения задач долгосрочного прогнозирования и оптимального регулирования естественного гидрологического режима ледников временные ряды $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$, полученные автором на основе региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния, являются необходимым исходным материалом.

Рассмотрим далее результаты использования метода корреляционного анализа для описания связей между членами рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$ и зависимостей типа $V_M = f(\Sigma x)$, где Σx — набор независимых переменных.

Общим аналитическим выражением для этих двух вариантов долгосрочных прогнозов V_M или V_{M_1} являются линейные уравнения:

авторегрессии —

$$\widetilde{V}_M(T) = \mu + \alpha_1 V_M(T-1) + \alpha_2 V_M(T-2) + \ldots + \alpha_p V_M(T-p) + \varepsilon_1 \tag{5.6}$$

и множественной регрессии —

$$\widetilde{V}_{M_1}(T) = \sum_{i=1}^{p} \beta_i x_i(T-\tau) + \varepsilon_2, \tag{5.7}$$

где μ — параметр, определяющий уровень процесса; α_i — параметр $(i = 1 \div p)$; ε_1 — шумовая компонента; p — порядок уравнений (5.6) и (5.7); β_i — передаточная функция $(i = 1 \div p)$, преобразующая входной импульс $x_i(T-\tau)$ в выход системы; τ — величина опережения во времени $\widetilde{V}_{M_1}(T)$ относительно $x_i(T-\tau)$.

Формула (5.6) представляет собой простейший вариант авторегрессии дискретного временно́го ряда. Предполагается, что процесс $V_M(T)$ является стационарным в узком смысле (среднее и дисперсия постоянны, а автокорреляционная функция зависит только от величины сдвига по времени) и обладает достаточной инерционностью или циклическими свойствами, чтобы будущие значения $V_M(T)$ могли быть определены в виде взвешенной суммы предшествующих значений этого же ряда.

В качестве исходных данных для исследования возможностей прогноза суммарного таяния гляциальной области методом авторегрессии используем временны́е ряды объемов V_M и V_{M_1}, рассчитанные для бассейнов рек Малой Алмаатинки (1943—1974 гг.), Пскем (1937—1976 гг.) и Зеравшан (1943—1977 гг.).

В практике гидрологических прогнозов для оценки качества линейных прогностических формул принято отношение среднеквадратической ошибки расчета к стандарту отклонения функции

$$\frac{s_{\widetilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} = \sqrt{1-\rho^2}, \tag{5.8}$$

где ρ^2 — в данном случае сводный коэффициент корреляции уравнения (5.7). При условии

$$\frac{s_{\widetilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leqslant 0{,}50; \quad \rho \geqslant 0{,}87 \tag{5.9}$$

прогностическая зависимость считается хорошей и удовлетворительной, при

$$0{,}51 \leqslant \frac{s_{\widetilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leqslant 0{,}80; \quad 0{,}60 \leqslant \rho \leqslant 0{,}86. \tag{5.10}$$

Таким образом, решение вопросов о возможности применения уравнения авторегрессии типа (5.6) для прогноза V_M или V_{M_1} в значительной мере зависит от вида автокорреляционной функции $r_{xx}(T)$ временны́х рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$.

Выборочная оценка автокорреляционной функции r_{xx} нормированного дискретного временного ряда $x(T)$ обычно выполняется по формулам

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_0 - m} \sum_{k=1}^{N_0 - m} x_k x_{k+m} \tag{5.11}$$

или

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_\text{р}} \sum_{k=1}^{N_\text{р}} x_k x_{k+m} \tag{5.12}$$

при условии

$$0 < N_\text{р} + m_\text{макс} \leqslant N_0, \tag{5.13}$$

где m — сдвиг по времени значений ряда $x(T)$; $m_{макс}$ — максимальный сдвиг; N_0 — общая длина выборки; $N_р$ — рабочая часть выборки, по которой вычисляется $r_{xx}(m)$. Эти формулы отличаются тем, что в (5.11) расчет r_{xx} выполняется по длине ряда, меняющейся в зависимости от m, а в (5.12) вследствие условия (5.13) длина $N_р$ для любого m остается постоянной.

Для определения параметров $\alpha_р$ в уравнении авторегрессии (5.6) расчет $r_{xx}(m)$ необходимо производить по формуле (5.12), обеспечивающей равноточность r_{xx} и коэффициентов регрессии при всех m, заданных согласно (5.13). Кроме того, если позволяет общая длина временного ряда N_0, следует вводить условие

$$N_р + m_{макс} = N_0 - u_{нс}, \qquad (5.14)$$

которое дает возможность проверить полученные формулы авторегрессии на $u_{нс}$ независимых случаях.

В результате расчета $r_{xx}(m)$ для временных рядов V_M и V_{M_1} в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Пскем и Зеравшан были получены квадратные автокорреляционные матрицы. На диагоналях этих матриц, параллельных главной, находятся значения $r_{xx}(m)$ при одном и том же сдвиге по времени. По характеру вариации $r_{xx}(m)$ на каждой диагонали можно судить о влиянии изменения начала отсчета длины рабочей части N_0 на устойчивость автокорреляционной функции и тем самым о стационарности исходного временного ряда.

Анализ матриц автокорреляции для рассматриваемых здесь рядов V_M и V_{M_1} выявил достаточно высокую стабильность $r_{xx}(m)$ по модулю и знаку в бассейнах рек Малой Алмаатинки (группа Туюксуйских ледников) и Пскема. Значения автокорреляционной функции временных рядов V_M и V_{M_1} в бассейне р. Зеравшан (Матча) оказались существенно различными по знаку и величине при изменении начала отсчета рабочей части N_0.

Рассмотрим представленные на рис. 5.7—5.8 графики автокорреляционных функций рядов V_{M_1} и V_M в бассейнах рек Малой Алмаатинки и Пскема, полученные в результате осреднения $r_{xx}(m)$ на диагоналях соответствующих матриц автокорреляции. Как видно, характерной особенностью графиков $r_{xx}(m)$ на этих рисунках является почти полное отсутствие зависимости между объемами V_M и V_{M_1} за смежные годы и устойчивая повторяемость через 6 лет пиков положительной и отрицательной корреляции в рядах V_{M_1}. Отмеченные свойства автокорреляционных функций временных рядов V_M и V_{M_1} имеют большое значение для решения вопросов искусственного воздействия на таяние ледников и разработки методов сверхдолгосрочного прогноза суммарных объемов V_M и V_{M_1} в гляциальных областях.

Из первого свойства следует, что в естественных условиях за смежные годы происходит самое произвольное чередование обес-

печенностей объемов V_M и V_{M_1}. Таким образом, однократная трансформация ожидаемого суммарного объема таяния близкого к норме в экстремальный, вероятно, не вызовет заметных отрица-

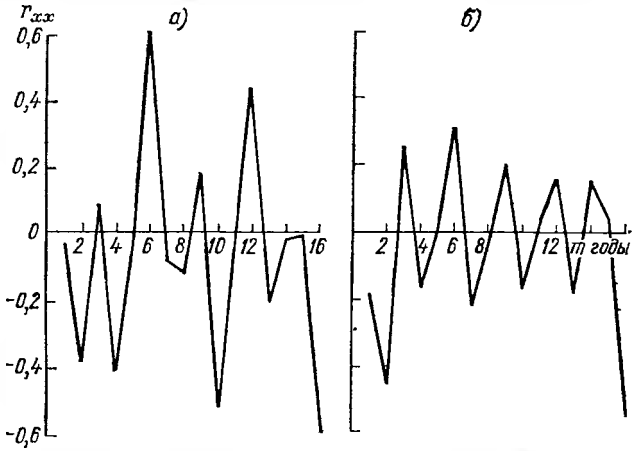


Рис. 5.7. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (*а*) и V_M (*б*) для группы Туюксуйских ледников в бассейне р. Малой Алмаатинки.

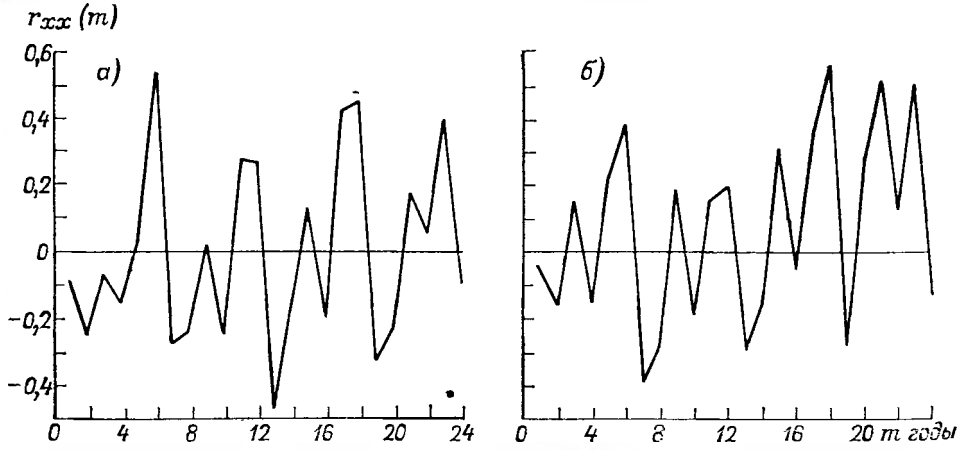


Рис. 5.8. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (*а*) и V_M (*б*) в бассейне р. Пскем.

тельных последствий в многолетнем режиме гляциальных областей.

Достаточно устойчивая цикличность временных рядов годовых объемов ледникового стока в бассейнах рек Малой Алмаатинки и Пскема была использована для прогноза этих объемов с много-

летней заблаговременностью. В итоге, для V_{M_1} (в млн. т) в бассейне р. Пскем получены следующие уравнения авторегрессии, имеющие удовлетворительные показатели прогностической ценности:

$$\widetilde{V}_{M_1}(T) = 0{,}81V_{M_1}(T-6) + 2{,}1; \qquad (5.15)$$

$$s/\sigma = 0{,}71$$

$$\widetilde{V}_{M_1}(T) = 0{,}81V_{M_1}(T-6) - 0{,}37V_{M_1}(T-13) + 53{,}4, \qquad (5.16)$$

$$s/\sigma = 0{,}63$$

а для группы Туюксуйских ледников в бассейне р. Малой Алматинки —

$$\widetilde{V}_{M_1}(T) = 0{,}63V_{M_1}(T-6) - 0{,}22V_{M_1}(T-4) + 1{,}57. \qquad (5.17)$$

$$s/\sigma = 0{,}68$$

При определении эмпирических параметров в этих уравнениях максимальная величина сдвига по времени и рабочая часть длины временных рядов V_{M_1} в бассейнах рек Пскема и Малой Алматинки были заданы согласно условию (5.13), что дало возможность проверить полученные формулы на независимых данных. Результаты проверки, представленные в табл. 5.3, показывают удовлетворительное качество контрольных прогнозов V_{M_1} по уравнениям (5.15)—(5.17) как в целом, так и для экстремальных отклонений от среднего.

Основой модели прогноза по однофакторному уравнению регрессии является используемый в настоящей работе способ расчета $Z_{\text{макс}}$ как функции метеорологических составляющих индекса баланса. В разделе 3.1 было показано, что зависимости $Z_{\text{макс}} = f(I_B)$ имеют высокие коэффициенты корреляции. По непосредственным измерениям на ледниках установлено также (см. табл. 3.2), что между $Z_{\text{макс}}$ и составляющими вещественного баланса, в частности суммарными за период абляции объемами V_M и V_{M_1}, существуют достаточно тесные корреляционные связи. Следовательно, вполне возможно наличие зависимостей типа

$$\widetilde{V}_{M_1}(T) = \beta_{\text{п}} x_{\text{в}}(T-\tau), \qquad (5.18)$$

где $x_{\text{в}}$ — компонент индекса баланса, известный к моменту составления прогноза V_M или V_{M_1}.

Изложенные в разделе 3.2 результаты поиска и анализа репрезентативных компонентов начального состава индекса баланса показывают, что основания для построения зависимостей (5.18) имеются только в тех случаях, когда преобладающий вес среди составляющих I_B принадлежит суммам осадков за октябрь—май

Таблица 5.3

Результаты проверки уравнений авторегрессии (5.15)—(5.17) на независимом материале

Год	Бассейн р. Пскем					Группа Туюксу	
	V_{M_1} по модели автора	$\widetilde{V}_{M_1}$ по формуле		$\Delta=\widetilde{V}_{M_1}-V_{M_1}$		V_{M_1} по модели автора	$\widetilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.17)
		(5.15)	(5.16)	(5.15)	(5.16)		
1958	20,4	31,8	42,2	11,4	21,8		
1959	84,5	98,5	107,7	14,0	23,2		
1960	7,3	45,6	47,8	38,3	40,5		
1961	210,5	142,9	152,0	—67,6	—58,5		
1962	158,6	153,3	186,0	—5,3	27,4		
1963	22,5	93,6	60,0	71,1	37,5		
1964	28,8	37,5	49,5	8,7	20,7		
1965	128,1	89,4	117,0	—38,7	—11,1	2,20	2,51
1966	20,3	26,9	23,9	6,6	3,6	2,00	1,53
1967	62,5	191,5	216,2	129,0	153,7	3,15	3,90
1968	14,0	149,5	126,7	135,5	112,7	5,16	4,46
1969	0,2	39,2	11,1	39,0	10,9	1,72	2,19
1970	25,4	44,4	43,7	19,0	18,3	3,22	1,69
1971	123,3	124,7	149,3	1,4	26,0	2,65	2,26
1972	6,1	37,4	38,6	31,3	32,5	1,53	1,70
1973	139,4	71,6	101,2	—67,8	—38,2	3,50	3,18
1974	76,4	32,4	0	—44,0	—76,4	4,47	4,12
1975	61,8	21,2	0	—40,6	—61,8		
1976	62,1	41,6	65,7	—20,5	3,6		

Примечания: 1. Верхний предел допустимых отклонений $\Delta=0{,}674\sigma$ в бассейне р. Пскем ±44 млн. т, а для группы ледников Туюксу ±0,90 млн. т. 2. Сумма модулей Δ при расчете $\widetilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.15) равна 789,8 млн. т, а по формуле (5.16) 778,4 млн. т. 3. Оправдываемость расчетов $\widetilde{V}_{M_1}$ по формулам (5.15), (5.16), (5.17) соответственно 74, 74 и 90 %.

и более короткий период. Следовательно, вместо (5.7) и (5.18) можно написать

$$\widetilde{V}_M = \beta_{\text{п}}(T_{\text{з}})\, q(T_{\text{з}}) \tag{5.19}$$

и

$$\widetilde{V}_{M_1} = \gamma_{\text{п}}(T_{\text{з}})\, q(T_{\text{з}}), \tag{5.20}$$

где $T_{\text{з}}$ — период суммирования осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза таяния и ледникового стока.

В табл. 5.4 приведен перечень бассейнов рек Средней Азии, в которых при наличии многолетних рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$ могут быть получены прогностические формулы типа (5.19)—(5.20). Основанием для этого вывода служит преобладающий вес зимне-весенних осадков в величине индекса баланса аккумуляции и

Таблица 5.4

Бассейны рек Средней Азии с преобладанием вклада зимне-весенних осадков в величину индекса баланса аккумуляции и абляции на ледниках

Река—створ	Характеристики			
	$S_{гл}$ км²	$S_{бас}$ км²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад I_{Ak} %
Бассейн р. Амударьи				
Шахдара — Хабост	171,1	4 180	4,1	>90
Гунт — Аличур	27,3	2 800	0,9	>90
Гунт — Хорог	634,2	13 700	4,6	>90
Обихумбоу — устье	12,3	709	1,7	>90
Сардай-Миена — к. Рамит	32,4	1 190	2,7	>90
Варзоб — Гушары	36,1	716	5,0	90
Зидды — Зидды	10,7	181	5,9	89
Сиама — Сиама	12,3	176	7,0	77
Сорво — Рамит	30,9	1 260	2,5	>90
Кафирниган — Чинар	64,4	3 040	2,1	>90
Сангикар — Сангикар	8,9	291	3,0	>90
Сарбог — Сангималик	105,6	1 760	6,0	89
Кызылсу — Домбрачи	648	8 370	7,7	66
Зеравшан — Дупули	655,7	10 200	6,4	80
Фандарья — устье	123,6	3 230	3,8	>90
Ягноб — к. Такфон	33,7	1 490	2,3	>90
Магиандарья — к. Суджина	24,6	1 100	2,2	>90
Сарытаг — устье	43,6	537	8,1	57
Бассейн р. Сырдарьи				
Пскем — устье	127,8	2 830	4,5	>90
Чаткал — устье р. Терс	49,1	4 290	1,1	>90
Каракол Зап. — устье	60,7	1 180	5,1	90
Кекемерен — к. Арал	94,0	5 290	1,8	>90
Чичкан — 5,5 км выше устья	10,7	903	1,2	>90
Узунахмат — устье р. Устасай	15,3	1 790	0,9	>90
Онарча — 2,5 км выше устья	10,6	837	1,3	>90
Алабуга — к. Коштобе	119,3	3 710	3,2	>90
Куршаб — Гульча	15,8	2 010	0,8	>90
Тар — к. Чолма	63,0	3 840	1,6	>90
Каракульджа — к. Акташ	23,5	907	2,6	>90
Исфайрам — к. Учкоргон	102,2	2 220	4,6	>90
Акбура — к. Папан	113,9	2 260	5,0	90
Ходжабакирган — к. Андархан	51,9	1 740	3,0	>90
Шахимардан — к. Паульган	47,7	1 300	3,7	>90
Арысь — клх Юсансай	35,8	4 080	0,9	>90
Бассейны оз. Иссык-Куль, рек Чу и Талас				
Асса	44,0	2 720	1,6	>90
Куркуреусу — Чонкурган	39,4	454	8,7	56
Карабура — Коксай	25,2	797	3,2	>90
Урмарал — Октябрьское	35,8	1 120	3,2	>90
Талас — с. Гордеково	120,7	9 200	1,3	>90
Кегаты — лесной Кордон	19,9	256	7,8	64
Шамси — лесной Кордон	31,0	457	6,8	80

Река—створ	Характеристики			
	$S_{гл}$ км²	$S_{бас}$ км²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад I_{Ak} %
Чу — Кочкорка	213,0	5370	4,0	>90
Каракуджур — с. Сарыбулак	27,3	1240	2,2	>90
Джуанарык — Кумбель	30,0	2240	1,3	>90
Чон-Кемин — устье	111,6	1890	5,9	85
Актерек — МТС	25,2	596	4,2	90
Тоссор — устье р. Кодол	20,1	295	6,8	80
Кичиджаргылчак — Кичи-Джарг.	8,6	107	8,0	60
Джыргалан — с. Михайловка	109,7	2060	5,3	90

Примечание. $S_{гл}$ — площадь оледенения; $S_{бас}$ — площадь бассейна до замыкающего створа.

абляции на ледниках. Для других створов на реках Средней Азии, которые не вошли в табл. 5.4 и приложение I, оценки вкладов I_{Ak} и следовательно возможности долгосрочных прогнозов V_M и V_{M_1} по формулам (5.19)—(5.20) легко устанавливаются с помощью зависимости $I_{Ab}=f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ на рис. 3.2.

Из имеющихся в нашем распоряжении данных о суммарном таянии и ледниковом стоке наиболее подходящими для оценки параметров моделей прогноза (5.19) и (5.20) являются многолетние ряды объемов V_M и V_{M_1}, полученные в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Пскем. Уточненный после итерации состав индекса баланса I_B для ледников бассейна р. Пскем включает сумму осадков за октябрь—июнь, сумму средних месячных температур воздуха за май—сентябрь и сумму баллов общей облачности за май—сентябрь.

В бассейне р. Пскем в качестве аргумента эмпирических формул (5.19) и (5.20) принята сумма осадков за октябрь—май, которая, как видно на рис. 5.9, образует достаточно тесную связь с $Z_{макс}$ при $Z_{макс}=f(I_B)$.

Результаты построения зависимостей $V_{M_1}(q_{X-V})$ и $V_M(q_{X-V})$ для бассейна р. Пскем за 1937—1970 гг. представлены на рис. 5.10. Путем подбора аппроксимирующих выражений для этих связей получены такие эмпирические формулы ($\widetilde{V}_M$ в млн. т):

$$\widetilde{V}_M = 95 + 651{,}7e^{-0{,}0017q_{X-V}}, \qquad (5.21)$$

$$\widetilde{V}_{M_1} = 2276{,}4e^{-0{,}005q_{X-V}}, \qquad (5.22)$$

коэффициенты корреляции которых для линеаризованных переменных соответственно — 0,70 и —0,87.

Независимая проверка эмпирических уравнений (5.21) и (5.22) по данным расчета V_M и V_M в бассейне р. Пскем за 1971—

1976 гг. показала, что значения ошибок прогнозов не превысили допустимого предела соответственно в трех и четырех случаях из шести.

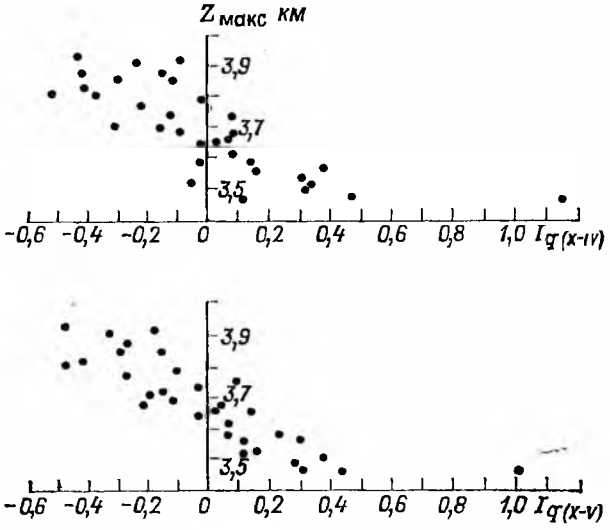


Рис. 5.9. Зависимость максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках бассейна р. Пскем от сумм осадков на метеостанции Пскем.

$Z_{макс}$ определена при уточненном составе индекса баланса (I_{B^*}).

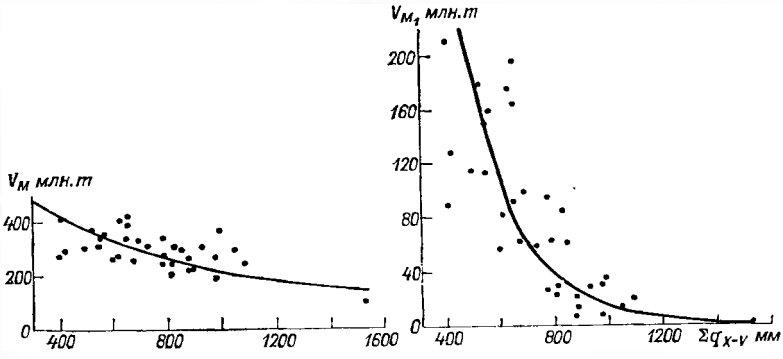


Рис. 5.10. Зависимости объемов V_M и V_{M_1} суммарного таяния ледников в бассейне р. Пскем от суммы осадков за октябрь—май на метеостанции Пскем.

Полученную оправдываемость прогноза V_M и V_{M_1} в бассейне р. Пскем следует признать удовлетворительной, учитывая, что по данным об одних только осадках за октябрь—май прогнозировались объемы суммарного таяния ледников и ледникового стока,

которые зависят также от метеорологических условий летнего периода. Несмотря на хорошую тесноту зависимости $Z_{\text{макс}} = f(q_{\text{X–V}})$ на рис. 5.9 в принципе едва ли возможно, чтобы зимне-весенние осадки полностью определяли условия и объемы таяния ледников в течение мая—октября.

Сходные результаты были получены для прогноза V_{M_1} по схеме (5.20) в бассейне р. Зеравшан (Матча), где, как следует из рис. 5.11, также существует зависимость $V_{M_1}(q_{\text{X–IV}})$. Аналитический вид этой зависимости (V_{M_1} в млн. м³):

$$\widetilde{V}_{M_1} = 8705{,}6e^{-0{,}017q_{\text{X-IV}}} \qquad (5.23)$$

Коэффициент линейной корреляции после логарифмирования функции равен 0,82. Аналогичная по форме зависимость объема ледникового стока от сумм осадков в бассейне р. Вахш приведена в работе [3].

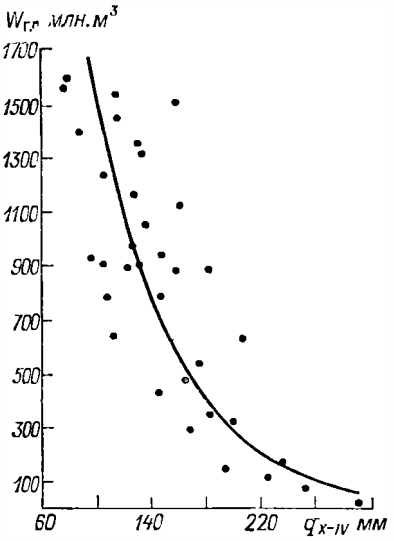


Рис. 5.11. Зависимость между ледниковым стоком в бассейне р. Зеравшан и суммами осадков за октябрь—апрель на метеорологической станции Дехауз ($q_{\text{X–IV}}$).

Наряду с однофакторными формулами (5.19) и (5.20) для прогноза V_M и V_{M_1} рассмотрим возможности построения уравнений множественной регрессии, в которые, помимо суммы осадков за октябрь—май, входят другие предикторы. В качестве примера назовем сумму средних месячных температур воздуха и данные по стоку за период предшествующий составлению прогноза.

В частности, для гляциальной области в бассейне р. Пскем получено следующее уравнение нормализованной регрессии:

$$u_{V_{M_1}} = 0{,}149u_{\Theta_{\text{III–V}}} - 0{,}842u_{q_{\text{X–V}}} - 0{,}032u_{\bar{w}_{\text{V}}}, \qquad (5.24)$$

где $u(x)$ — квантили нормированной нормальной функции распределения соответствующих переменных; $\Theta_{\text{III–V}}$ — сумма средних месячных температур воздуха за март—май; $\bar{w}_{\text{V}}$ — средний за май расход р. Пскем в районе гидропоста Карангитугай. Сводный коэффициент корреляции уравнения (5.24) равен 0,825. Проверка уравнения (5.24) на независимом материале дала такие же результаты как и в случае расчета V_{M_1} по формуле (5.22).

Регрессионный анализ предикторов для V_M в бассейне р. Зеравшан, аналогичных тем, которые вошли в уравнение (5.24), был выполнен сначала для части (1943—1964 гг.), а затем по всему имеющемуся ряду V_{M_1}, т. е. за 1943—1977 гг. При использовании короткого ряда данных для прогноза V_{M_1} (в км³) получена однофакторная формула

$$\widetilde{V}_{M_1} = 1{,}29 - 0{,}005 q_{\text{X-IV}} \qquad (5.25)$$

и

$$\widetilde{V}_{M_1} = 1{,}15 - 0{,}004 q_{\text{X-IV}}, \qquad (5.26)$$

если параметры эмпирической формулы $\widetilde{V}_M = f(q_{\text{X-IV}})$ оценивать на основе всего ряда данных. Как видно, эмпирические коэффициенты в формуле (5.26) изменились незначительно после добавления в выборки V_M, и $q_{\text{X-IV}}$ новых данных за 14 лет. Устойчивость этих параметров подтверждают также приведенные в табл. 5.5 результаты проверки формулы (5.25) на независимых данных.

Подводя итоги впервые выполненного для всех бассейнов рек Средней Азии исследования возможностей долгосрочного прогноза годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока, отметим следующие результаты.

1. Определены речные бассейны, где эффективным аргументом прогностических уравнений является сумма зимне-весенних осадков на соответствующих метеорологических станциях. В остальных случаях долгосрочный прогноз V_M и V_{M_1} с помощью уравнений

Таблица 5.5

Проверочные прогнозы V_{M_1} (в км³) в бассейне р. Зеравшан по формуле (5.25)

Год	V_{M_1} по модели автора	$\widetilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.25)	$\Delta = \widetilde{V}_{M_1} - V_{M_1}$
1964	0,207	0,355	0,148
1965	0,100	0,805	0,705
1966	0,257	0,285	0,028
1967	0,896	0,625	—0,271
1968	0,596	0,375	—0,221
1969	0,020	0,080	0,060
1970	0,061	0,135	0,074
1971	0,480	0,440	—0,040
1972	0,238	0,470	0,232
1973	0,494	0,265	—0,229
1974	0,320	0,550	0,230
1975	1,031	0,885	—0,146
1976	0,619	0,665	0,046
1977	0,545	0,370	—0,175

Примечание. Критерием оправдываемости прогноза является условие непревышения Δ величины $0{,}674\sigma_{V_{M_1}}$, равной 0,25 км³. Количество случаев $|\Delta| \leqslant 0{,}25$ км³ составляет 86 %.

множественной регрессии невозможен без учета метеоусловий периода абляции ледников. Эти бассейны перечислены в приложении к работе.

2. Установлено, что подобрать предикторы в уравнение множественной регрессии для прогноза объема ледникового стока гораздо легче, чем для объема суммарного таяния ледников. Причина здесь в том, что все предикторы, пригодные для прогноза

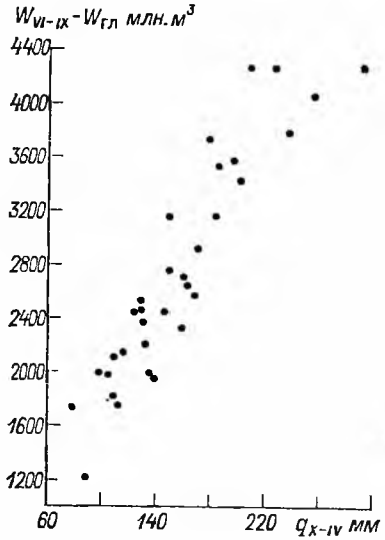


Рис. 5.12. Зависимость между сезонным снеговым стоком ($W_{VI-IX} - W_{гл}$) в бассейне р. Зеравшан и суммами осадков за октябрь—апрель на метеорологической стаиции Дехауз (q_{X-IV}).

V_{M_1}, не дают никакого эффекта при предсказании возможного выпадения летнего снега, таяние которого может составлять значительную часть объема V_M.

3. Сравнение зависимостей объема ледникового стока от сумм осадков (см. рис. 5.10, 5.11) и связей между стоком вегетационного периода и зимне-весенними осадками для рек снегового питания показывает, что в первом случае эти связи обратные, а во втором — прямые. Из этого следует, что на реках со снегово-ледниковым питанием прогноз стока вегетационного периода представляет собой сумму результатов расчета по двум независимым уравнениям: а) для снеговой составляющей, б) для ледниковой составляющей.

Для того чтобы получить такие уравнения, необходимо рассчитать временной ряд $V_{M_1}(T)$, определить снеговую составляющую стока ($W_{сн}$), построить для V_{M_1} и $W_{сн}$ зависимости от сумм осадков за зимне-весенний период.

Примеры построения двух таких зависимостей для прогноза объема стока за июнь—сентябрь в бассейне р. Зеравшан по данным об осадках за октябрь—апрель на метеостанции Дехауз приведены на рис. 5.11 и 5.12.

4. В ряде бассейнов рек Средней Азии хорошую оправдываемость прогнозов ледникового стока с многолетней заблаговременностью обеспечивают уравнения авторегрессии 1-го и 2-го порядков. Необходимым условием получения таких уравнений является устойчивая цикличность временных рядов $V_{M_1}(T)$. По всей вероятности, в Средней Азии не все многолетние ряды годовых объемов ледникового стока удовлетворяют этому требованию.

Выводы

1. Коэффициенты вариации (C_v) ледникового стока в целом для бассейнов колеблются в пределах 0,4—0,9. Наибольших значений многолетняя изменчивость ледникового стока ($C_v > 1{,}0$) достигает в бассейнах рек Бартанг, Гунт, Шахдара. Изменчивость объемов суммарного таяния ледников всегда меньше, чем для ледникового стока. Выполненные для бассейнов рек Сырдарьи и Амударьи расчеты C_v зимних осадков, сезонного снежного покрова, сумм летних температур воздуха и общей облачности на высотах, близких к границе гляциальной области, показали, что первоисточником достаточно высокой изменчивости $W_{гл}$ и V_M является вариация того же порядка сумм зимних осадков и водного эквивалента снежного покрова. Заметный вклад в вариацию $W_{гл}$ и V_M вносят также летние осадки и условия поступления суммарной радиации. Все эти факторы обусловливают высокую изменчивость продолжительности периода таяния льда, интенсивности таяния в гляциальных областях и в конечном счете объема ледникового стока.

2. Пространственная вариация продолжительности периода таяния льда и объемов ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии хорошо описывается возрастающей экспоненциальной функцией средней взвешенной высоты концов ледников. Такой вид функции объясняется стремлением к нулю средней продолжительности периода таяния льда и, следовательно, объема ледникового стока по мере возрастания абсолютной высоты гляциальной области.

3. Полученные автором аналитические выражения для расчета коэффициентов вариации ледникового стока и продолжительности периода таяния льда, средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и отношение коэффициентов асимметрии и вариации позволяют восстановить многолетний ряд объемов ледникового стока в любом бассейне Средней Азии, не проводя расчетов по региональной модели процесса суммарного таяния ледников.

Важным аспектом использования формул (5.3)—(5.5) является картирование распределения по площади вклада ледникового питания в годовой сток рек и коэффициентов вариации ледникового стока (см. приложение IV).

4. В результате анализа нормированных интегральных разностных кривых установлены отличия в продолжительности маловодной и многоводной фаз в многолетнем режиме суммарного таяния ледников и ледникового стока на Западном Тянь-Шане и в Заилий-

ском Алатау по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Важным для водопользования свойством многолетних колебаний ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пиков на интегральных разностных кривых.

5. До настоящего времени возможности повышения качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием ограничивались отсутствием регионального подхода к решению данной проблемы и недостатком информации о многолетнем режиме ледникового стока.

Хотя ледниковое питание реки формируется от таяния многолетнего льда и фирна, сезонные твердые осадки текущего года на ледниках оказывают на величину $W_{гл}$ сильное влияние. Так, при прочих равных условиях обильная зимняя аккумуляция сокращает период таяния льда, и наоборот, а частые летние снегопады уменьшают объем ледникового стока. Из сказанного следуют такие основные выводы:

— ледниковый сток связан с величиной сезонной (или годовой) аккумуляции обратной зависимостью;

— объем ледникового стока, подобно общему стоку в бассейне, является функцией характеристик аккумуляции и абляции;

— характеристика аккумуляции в гляциальных областях представляет собой потенциальный предиктор для статистического прогноза $W_{гл}$ в бассейнах с преобладающим вкладом индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июнь—сентябрь.

В принципе использование зимне-весенних осадков для прогноза $Z_{макс}$ и $W_{гл}$ возможно во всех бассейнах рек Средней Азии, где оледенение составляет не более 10 % от площади, замыкаемой гидрометрическим створом. Этот вывод вполне однозначно объясняется тем, что по мере возрастания относительной площади оледенения увеличивается вклад ледникового питания в общий сток и его многолетняя изменчивость все больше зависит от колебания абляции, нежели аккумуляции.

Таким образом, чем дальше по высоте от ледников находится в бассейне гидрометрический створ, тем легче прогнозировать один и тот же объем ледникового стока, поскольку упрощаются возможности использования обратной связи между ледниковым и снеговым питанием реки. А снеговое питание чаще всего связано с зимне-весенним накоплением осадков.

В конечном счете повышение качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием, где выполняется также условие $\delta_{I_{Ak}} > \delta_{I_{Ab}}$, возможно путем раздельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока.

6. В бассейнах рек Средней Азии установлено отсутствие зависимости между объемами V_M и $W_{гл}$ за любые смежные годы. Выявленная в ряде случаев закономерность повторения через 6 лет пиков положительной и отрицательной корреляции является основой

для прогноза $W_{гл}$ с шести- и четырехлетней заблаговременностью по уравнениям авторегрессии 1-го и 2-го порядков.

Глава 6

Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников

6.1. Проблема увеличения водоотдачи ледников в условиях Средней Азии

Известно, что ежегодная обеспеченность водой поливных культур в течение вегетационного периода в республиках Средней Азии существенно зависит от сезонного снегонакопления в интервале высот от 2000 до 4000 м. Поэтому в годы с небольшим количеством зимне-весенних осадков в условиях жаркого и сухого южного лета наблюдается острая нехватка воды для орошения и удовлетворения нужд других потребителей (население, гидроэнергетика и промышленность). Именно в это время большое значение приобретает проблема получения дополнительной влаги.

Потенциальными источниками такой влаги являются ледники, многолетние снежники и фирновые поля, расположенные на больших высотах. Увеличить интенсивность процесса их естественного стаивания можно, создав более благоприятные условия для поглощения солнечной энергии, так как обычно довольно значительная доля коротковолновой радиации отражается обратно в атмосферу.

Этот вывод хорошо известен и совершенно бесспорен. Однако простая констатация факта усиления таяния после искусственного снижения отражательной способности снежной или ледяной поверхности еще недостаточна для исчерпывающего решения вопроса о восполнении недостатка воды в засушливые годы. Необходимо точно представлять себе эффективность намечаемого мероприятия, его рентабельность, а также возможные последствия ускоренной сработки многолетних запасов снега и льда в регрессивную фазу развития современного горного оледенения.

Отдельные попытки [99, 110, 229] оценить потенциальный дополнительный объем таяния ледников при условии проведения искусственного воздействия в пределах некоторого крупного речного бассейна хотя и учитывают результаты экспериментальных работ по усилению таяния, содержат ряд упрощений и слабо обоснованных положений. Наиболее существенными недостатками являются:

— весьма приблизительное описание процесса таяния и определяющих его факторов в течение интервала времени (около 2—2,5 месяцев), требующегося для получения значимого результата от воздействия;

— использование в расчетах дополнительного объема таяния ориентировочных или произвольно вводимых данных о продолжительности и эффективности однократного запыления поверхности ледника;

— отсутствие рекомендаций по оптимизации методики искусственного воздействия в экономическом смысле и в плане минимизации вредных и необратимых последствий для существования ледников.

Для построения численной модели искусственного воздействия на таяние и ее программной реализации на ЭВМ, помимо моделирования процесса таяния на ледниках, необходимы решения следующих вопросов:

а) обоснование основных положений методики искусственного воздействия (время, место, оптимальная технология, критерий целесообразности мероприятия);

б) оценка влияния запыления на физические свойства деятельной поверхности снега и льда и количественная характеристика их изменчивости в пространстве и со временем;

в) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках при условии запыления их языков;

е) реализация принципиально важного требования о минамизации отрицательных последствий от искусственного воздействия для естественного многолетнего режима ледников.

Выполненное в работе исследование проблемы увеличения водоотдачи ледников Средней Азии включает:

— обобщение результатов соответствующих теоретических и экспериментальных работ,

— изложение принятых в модели условий и аналитических выражений, обеспечивающих расчет эффекта регионального воздействия с учетом перечисленных выше требований,

— анализ результатов численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в одном из бассейнов Средней Азии.

1. Проблема искусственного усиления таяния снега и льда в горах имеет ярко выраженный прикладной характер, поэтому выбор места и времени проведения воздействия, очевидно, в существенной мере обусловлен требованиями конкретного потребителя. Поскольку в условиях Средней Азии наиболее значительными по масштабу и важными в народнохозяйственном отношении являются потребности в воде сельского хозяйства, промышленности, гидроэнергетики и населения, возможности осуществления искусственного воздействия на таяние рассматриваются в работе применительно к названным потребителям.

Единственными объектами воздействия на таяние, представляющими потенциальную практическую значимость, являются горные

ледники. В течение периода май—октябрь суммарный объем таяния ледников складывается из объемов таяния зимнего снега, льда и старого фирна. В общую сумму входит также таяние летнего снега, но применительно к проблеме искусственного воздействия свежий снег, выпадающий на зачерненную поверхность, следует рассматривать [60, 62, 99, 110, 169, 222, 220] как фактор, полностью устраняющий эффект воздействия или значительно снижающий [12, 260] его.

В настоящее время вывод о нецелесообразности запыления поверхности открытого льда [5, 12, 60, 99, 110, 135, 220, 229,] является общепризнанным вследствие:

— значительной естественной запыленности и соответственно низких значений альбедо льда,

— быстрого смывания талой водой частиц запыляющего вещества с поверхности льда и восстановления естественного альбедо льда.

Таким образом, на леднике потенциально пригодными для зачернения остаются площади области питания и зимнего снега, когда он покрывает весь ледник.

По нашему мнению, не следует проводить усиление таяния зимнего снега и фирна или только фирна в областях питания ледников, как предлагается в работах [4, 5, 12, 140], по следующим соображениям:

а) велика вероятность того, что ускоренное против обычного расходование многолетних запасов фирна — источника существования ледников — может привести к необратимой деградации оледенения. Эта опасность увеличивается потому, что необходимость в усилении таяния ледников возникает в маловодные годы, когда баланс вещества в областях питания ледников отрицательный уже вследствие естественного преобладания абляции над аккумуляцией;

б) модуль стока из области питания ледника существенно меньше (в 2—3 раза) модуля стока из области абляции;

в) доставка и распыление десятков тысяч тонн зачерняющего вещества в области питания ледников на высоты более 4000—5000 м над уровнем моря неизбежно столкнется со сложными техническими проблемами, если ориентироваться на применение самолетов, или потребует огромного количества вертолетов, имеющих ограниченную грузоподъемность.

Что касается времени проведения искусственного воздействия, то по этому вопросу существуют две различные точки зрения:

а) запыление ледников следует проводить весной в апреле—мае, рассчитывая на сохранение эффекта от воздействия до сентября—октября [4, 5, 60];

б) искусственное воздействие на таяние должно быть приурочено ко времени максимальной потребности в воде, т. е. к июню—августу [140] или к июлю—августу [12].

В принципе, первый вариант представляется более выгодным, поскольку помимо прочего обеспечивает удлинение периода таяния

льда в области абляции, где невелико естественное альбедо и коэффициент стока практически равен единице.

Учитывая необходимость получения от искусственного воздействия рентабельных результатов для крупных потребителей, основными требованиями к зачерняющему материалу, помимо наличия его в требуемом количестве, являются: дешевизна, высокая способность к устойчивому уменьшению альбедо, отсутствие вредных последствий для природной среды.

Обобщая итоги экспериментов и предварительных расчетов [4, 60, 134, 135, 214, 222, 260], содержащихся в упоминаемых здесь работах, приходим к выводу, что более всего перечисленным требованиям отвечает угольная пыль. В частности, по данным А. А. Крейтера [135], относительная поглощательная способность угольной пыли равна 0,95, серого песка 0,76, чернозема 0,66, глины 0,39.

Недостатком угольной пыли как зачерняющего материала является плохая смачиваемость, которая несколько снижает [214] суммарный эффект воздействия. В этом отношении преимуществом перед угольной пылью обладает размолотый черный шлак [214], который, как показали эксперименты [12, 135, 214], наряду с угольной пылью может быть использован в качестве зачерняющего материала.

2. Решение вопроса о норме зачернения при проведении искусственного воздействия на таяние с одной стороны определяется вполне понятным стремлением к максимальной эффективности мероприятия, с другой — существует некоторый разумный предел количества пыли, выше которого реализация воздействия в производственном масштабе становится технически невозможной. Так, по мнению В. Л. Шульца [220], в случаях, когда площадь, где планируется воздействие, составляет сотни квадратных километров, вряд ли можно всерьез говорить о нормах запыления более 25 т/км^2.

По ориентировочным расчетам А. С. Щетинникова [229], для усиления таяния ледников в бассейне р. Пскем на площади 121 км^2 в течение июня—августа с учетом потерь при запылении необходимо примерно 108 тыс. т угольной пыли, из них 88 тыс. т на зачернение льда и 20 тыс. т на зачернение снега. Для распыления этого громадного количества пыли потребуется 54 тыс. вертолето-часов и 102 вертолета. Даже если ограничиться запылением одного только снега, техническое осуществление такого проекта искусственного воздействия представляется весьма сомнительным.

Из всех исследователей, занимавшихся вопросами искусственного воздействия на таяние, самые низкие нормы для зачернения снега на леднике (5 и 10 г/м^2) приводит Г. А. Авсюк [4, 5]. По результатам экспериментов в фирновой области ледника Медвежьего, к выводам Г. А. Авсюка присоединяется также А. Б. Бажев [12].

Опытные работы в конце апреля — начале мая на сезонном снеге В. Мехагана, Дж. Меймана и Б. Гуделла [261] с различными нормами и видами зачерняющих материалов показали, что оптималь-

ный эффект с учетом расходов был достигнут при норме угольной пыли 34,4 г/м².

Эксперименты В. Л. Шульца с соавторами [222] в июле—августе на снежнике в бассейне р. Анаульген выявили, что нормы зачернения порядка 5—10 г/м² дают прибавку таяния до 20 % и более, если начальное альбедо снега составляет 0,45 и более. В работе [222] содержится также вполне справедливый вывод о большом влиянии естественной запыленности снега на эффективность применяемых норм зачернения.

Соответствующие материалы по внутригодовому ходу альбедо поверхности ледника, содержащиеся в разделе 4.1, показывают, что кривая этого процесса имеет минимум в июле—августе и возрастает к апрелю и октябрю.

Обстоятельное исследование в лабораторных условиях эффективности влияния различных норм запыления на таяние ледяного монолита площадью 500 см² выполнено Е. Н. Цыкиным [214].

Выводы Цыкина относительно эффективности различных норм зачерняющего вещества сводятся к следующему:

а) чем меньше норма зачернения, тем продуктивнее будет работать каждая частица зачерняющего вещества. В то же время, чем больше норма зачернения, тем быстрее пойдет таяние и тем большее количество талой воды можно будет получить с той же площади в единицу времени;

б) наиболее благоприятными для мероприятий по искусственному усилению таяния следует считать температуры воздуха, близкие к 0 °С;

в) при малых нормах зачернения фактическое усиление таяния в большинстве случаев примерно на 50 % превосходит результат, ожидаемый за счет уменьшения альбедо.

По мнению Е. Н. Цыкина [214], И. А. Зотикова [277] и А. Б. Бажева [12], это дополнительное таяние обусловлено тепловым воздействием на лед или снег самих частиц пыли, если они расположены друг от друга не ближе радиуса распространения теплового воздействия.

Однако пока неясно, как перейти от лабораторных данных с постоянными параметрами внешних условий (интенсивность радиации, скорость ветра, относительная влажность воздуха) к общим формулам или зависимостям, описывающим эффект воздействия с учетом изменчивости всех метеорологических характеристик. В связи с этим перечисленные здесь выводы Цыкина в численной модели искусственного воздействия на таяние не используются.

Графическое обобщение экспериментальных данных по вопросу об эффективности влияния различных норм запыления на альбедо снега и льда представлено на рис. 6.1, взято из работы автора [110]. Из этого графика следует, что эффективность действия запылителя растет намного медленнее, чем увеличивается его концентрация на 1 м² поверхности. Так, если принять изменение альбедо при зачернении 10 г/м² за единицу, то увеличение нормы угольной пыли в 10 раз даст прирост $\Delta A_к$ примерно в 3,5—4 раза.

А 30-кратное увеличение концентрации запыления приводит к возрастанию $\Delta A_к$ всего в 7—8 раз.

Таким образом, учитывая имеющиеся оценки эффективности и целесообразности применения различных норм зачернения снега, для численных экспериментов по модели искусственного воздействия на таяние следует ограничиться диапазоном от 5 до 100 г/м².

При назначении или выборе нормы искусственного воздействия на таяние необходимо учитывать неизбежные потери угольной пыли в процессе разбрасывания ее с самолетов или вертолетов. Результаты запыления снежного покрова в горах на площади 24 гектара с самолета АН-2 сельскохозяйственной авиации пока-

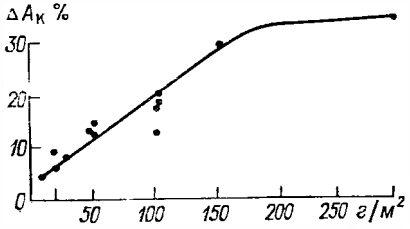


Рис. 6.1. Изменение альбедо поверхности ледника ($\Delta A_к$) в зависимости от нормы запыления (г/м²).

зали [131] следующее: а) средняя концентрация угольной пыли на поверхности снега составила 34,6 г/м², или 69 % от запланированной нормы 50 г/м²; б) пыль распределилась на склонах весьма неравномерно.

Как видно, потери при распылении достаточно существенны, что вызывает необходимость дополнительного расходования угольной пыли для получения требуемой концентрации на поверхности ледников.

Эксперименты, выполненные многими исследователями [5, 12, 62, 136, 134, 135, 222, 261, 277], показали, что существенное влияние на искусственное усиление таяния оказывает фракционный состав запылителя. Как выяснилось, наибольший эффект может быть получен, если для зачернения снега использовать угольную пыль или толченый шлак с диаметром частиц от 0,1—0,2 мм до 0,4—0,5 мм.

3. В работе [110] показано, что суточная интенсивность таяния в течение периода абляции имеет вполне определенные пределы, зависящие от географических координат района оледенения. В результате экспериментов установлено, что в большинстве случаев искусственно усиленное таяние отличается от естественного не более чем в полтора раза. Поскольку в маловодные годы дефицит воды для крупных потребителей составляет от нескольких сот миллионов кубометров [110] до нескольких кубокилометров [220], ощутимый эффект от искусственного воздействия на таяние ледников в принципе может быть получен только, если период усиленного таяния составляет не менее 2—3 месяцев.

Для того чтобы в течение всего этого времени обеспечивать усиленное таяние на определенном заранее выбранном уровне, необ-

ходимо периодически повторять запыление ледников. Количество повторных запылений зависит от вида функции ослабления эффекта воздействия, принятого минимального уровня эффекта, технико-экономических возможностей, интенсивности выпадения свежего снега в течение периода воздействия на таяние.

4. Существенной частью проблемы искусственного воздействия на таяние является, по нашему мнению, всестороннее обоснование целесообразности мероприятия. Такое обоснование должно включать: а) технические и экономические расчеты и предварительную оценку рентабельности мероприятия с учетом реальных потребностей воды в маловодные годы; б) комплексную оценку возможных последствий от направленного воздействия на режим ледников; в) условие минимизации возможных отрицательных последствий для естественного режима ледников в результате искусственного усиления их таяния.

Отметим, что перечисленные вопросы пока не были рассмотрены специалистами достаточно полно.

Ориентировочные определения потенциального дополнительного объема и стока, получаемого в результате усиления таяния ледников в пределах отдельных бассейнов [99, 110, 229] и в целом для Средней Азии [140, 220], показывают, что при сделанных в расчетах допущениях мероприятие является либо недостаточно эффективным и экономически невыгодным, либо «полностью непригодным в качестве альтернативы или крупного дополнения к существующим проектам крупномасштабного регулирования стока» [140, с. 15].

Что касается оценки возможных последствий для режима ледников от искусственного усиления их таяния, то мнения гляциологов по этому вопросу диаметрально противоположны. Так, Г. А. Авсюк считает, что «искусственное усиление таяния ледников можно применять эпизодически — в особенно засушливые годы, без всякого ущерба для нормального естественного хода эволюции современных ледников» [4, с. 88]. Он же полагает, что на отдельных ледниках, учитывая «инерцию» оледенения, «подпруживание» ледников, возможно в определенных пределах осуществлять систематическое усиление их таяния.

Другие исследователи [110, 140, 229] оценивают возможные последствия усиления таяния более осторожно и менее оптимистически, чем Г. А. Авсюк. Предполагается, что «ускоренное против обычного расходование этих запасов может привести к необратимым последствиям, когда сезонный снег, лишившись сдерживающего влияния оледенения, станет таять быстрее и дефицит оросительной воды в июле—августе будет еще больше прежнего» [12, с. 137].

По мнению А. С. Щетинникова [229], искусственное усиление таяния в фирновых областях в маловодный год приведет к потере четырехлетней величины питания, для восстановления которой необходимо получение в течение ближайших четырех лет восьмилетней нормы, что маловероятно. В конечном счете даже после

однократного усиления таяния ледники могут начать интенсивно деградировать.

К аналогичному выводу пришел и А. Н. Кренке [140], который обратил также внимание на отрицательные последствия смещения вверх границ между зонами в результате зачернения ледников.

В плане минимизации возможных отрицательных последствий усиления таяния ледников в самой общей форме названы [110, 140]: создание покрова морены на ледниках, увеличение снегозапасов путем регулирования ветрового переноса снега решетками-заборами, искусственное увеличение осадков для восстановления запасов льда. Детальных разработок или расчетов по перечисленным предложениям не имеется.

6.2. Методические основы численного моделирования оптимального воздействия на таяние ледников

На основе анализа показателей внутригодового режима таяния ледников и многолетней изменчивости объемов ледникового стока в гляциальных областях Средней Азии автором сформулированы следующие основные положения оптимального метода интенсификации таяния (119, 129).

1. Искусственное увеличение водоотдачи ледников следует проводить только в годы, когда максимальная высота сезонной снеговой границы на ледниках близка к средней многолетней. Это условие обеспечивает непревышение экстремальных при естественном режиме суммарных объемов таяния.

2. Мероприятие необходимо проводить только в апреле—начале мая на площади языков ледников с тем, чтобы ускорить сход зимнего снега с поверхности льда. Эта рекомендация сохраняет нетронутыми области питания ледников и обеспечивает искусственное удлинение периода таяния на площади с достаточно низким естественным альбедо и максимально благоприятными условиями стока.

Есть основания полагать, что дополнительное изъятие стока из гляциальной области, не превышающее максимальной амплитуды его естественных колебаний, не должно привести к отрицательным необратимым последствиям в режиме оледенения. Этот вывод основан на рассматриваемых в предыдущей главе свойствах автокорреляционных функций процессов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$, где, в частности, выявлено отсутствие закономерности в чередовании обеспеченностей объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} при шаге по времени от 1 до 5 лет. Из этого следует, что в идущих один за другим годах, равновероятны отклонения любой амплитуды и знака от среднего.

Многолетняя изменчивость годовых и скользящих средних за 6 лет объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} в бассейне р. Пскем показана на рис. 6.2. Как видно, в многолетнем режиме таяния гляциальной области наблюдаются отдельные годы и целые периоды, когда годовые объемы суммарного таяния не превышают

средних многолетних значений. Поскольку некоторые из этих лет в бассейне р. Пскем относятся к числу маловодных или с пониженной водностью, представляется вполне целесообразным путем искусственного воздействия на таяние увеличить объем стока с языков ледников от средних и близких к ним значений до максимальных из всех определенных ранее для естественных условий. Можно полагать, что в отличие от выдвинутых ранее предложений [4] этот вариант получения дополнительного объема ледникового стока,

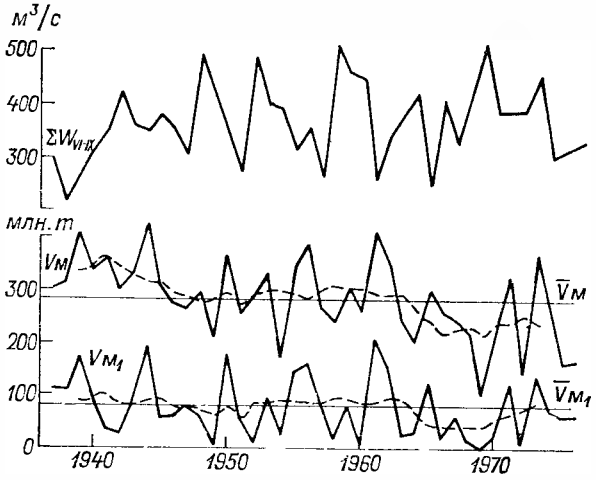


Рис. 6.2. Многолетняя изменчивость стока (ΣW_{VI-IX}) р. Пскем в створе Карангитугай (сумма средних месячных расходов за VI—IX) и объемов суммарного таяния ледников V_M и ледникового стока V_{M_1} в этом же бассейне.

Прерывистой линией показано скользящее осреднение по 6-летним интервалам.

в котором задано непревышение максимальных значений V_{M_1} при обычном режиме таяния, окажется наиболее безвредным для дальнейшего существования ледников.

В качестве примера допустимости одного- двухразового искусственного увеличения объемов стока с площади языков ледников $\bar{S}_д$ назовем период 1964—1974 гг., когда в бассейне р. Пскем отмечено 3 маловодных года, а суммарное таяние на ледниках оказалось ниже средних многолетних значений.

Принципиально реализуемым способом частичного восполнения дефицита стока в годы с пониженной и минимальной водоносностью второй половины вегетационного периода является искусственное удлинение продолжительности периода таяния льда на площади $\bar{S}_д$. А это, как показывает сравнение 1947 и 1961 гг. в табл. 6.1, приведет к существенному увеличению ледникового стока.

Таблица 6.1

Ледниковый сток в бассейне р. Пскем при различных значениях суммарного таяния

Характеристика года по условиям таяния	Объем таяния	Год	$W_{бас}$ (VII—IX)	Компонент ледникового стока, млн. т				$\frac{W_л}{W_0}$ %	$\frac{W_д}{W_0}$ %	$\frac{W_п}{W_0}$ %	$\frac{W_0}{W_{бас}}$ %	$\frac{W_л}{W_{бас}}$ %	$\frac{W_д}{W_{бас}}$ %	$\frac{W_п}{W_{бас}}$ %
				$W_л$	$W_д$	$W_п$	W_0							
Максимальный	V_M	1944	633,7	196,3	235,1	111,3	346,4	56,7	67,9	32,1	54,7	31,0	37,1	17,6
	V_{M_1}	1961	478,2	210,5	247,3	103,0	350,3	60,1	70,6	29,4	73,3	44,0	51,7	21,5
Средний	V_M	1952	881,4	13,3	100,7	40,1	140,8	9,4	71,5	28,5	16,0	1,5	11,4	4,5
	V_{M_1}	1947	576,5	82,1	146,8	54,8	201,6	40,7	72,8	27,2	35,0	14,2	25,5	9,5
Минимальный	V_M, V_{M_1}	1969	824,2	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	1,8	0,02	1,8	0

Примечание. $W_{бас}$ — суммарный сток реки в замыкающем гидростворе; $W_л$ — сток от таяния льда и фирна; $W_д$ — сток от таяния снега и льда на языке ледника; $W_п$ — сток от таяния на площади $S_п$ области питания; W_0 — суммарный сток от таяния в гляциальной области.

Требуемый результат может быть достигнут, если, начиная с апреля, искусственно ускорить стаивание зимнего снега на площади $\bar{S}_д$ путем зачернения поверхности угольной пылью. Эффективность данного метода получения дополнительного объема ледникового стока с площади $\bar{S}_д$ зависит от объема зимней аккумуляции снега на языках ледников и интенсивности весенне-летних снегопадов. Судя по рассчитанным автором [119] датам начала и конца периода таяния льда в бассейне р. Пскем, продолжительность этого периода в предельном случае может быть увеличена на 2—2,5 месяца.

После схода зимнего снега дальнейшее ускорение таяния на площади $\bar{S}_д$ не имеет смысла ввиду низкого естественного альбедо льда и быстрого смывания угольной пыли талой водой.

Таким образом, получение дополнительного объема ледникового стока, не превышающего естественной амплитуды годовых сумм таяния на языках ледников, будет обеспечено только за счет удлинения периода интенсивного таяния на площади $\bar{S}_д$ и беспрепятственного поступления талой воды в русло реки.

Как видно, достоинства этого способа состоят в следующем:

а) почти не затрагиваются области питания ледников;

б) мероприятие проводится на площади с максимально благоприятными условиями стока талой воды;

в) временное нанесение на поверхность зимнего снега угольной пыли не дает вторичного эффекта и последействия на следующий год ввиду смывания угольной пыли с поверхности льда и высокой естественной загрязненности языков ледников [24, 63, 112];

г) искусственное удлинение периода таяния льда предлагается проводить только в годы, когда $Z_{макс}$ сезонного снега на ледниках близка к средней многолетней высоте границы области питания. Принципиальная возможность прогноза $Z_{макс}$ с необходимой заблаговременностью рассмотрена в разделе 3.1.

Методика расчетов внутригодового (май—октябрь) хода объемов таяния зимнего и летнего снега, открытого льда, льда под мореной и старого фирна для всего множества ледников в пределах некоторого бассейна детально изложена в настоящей работе. По мнению автора, региональная физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников является вполне подходящей основой для разработки численной модели искусственного воздействия.

Ориентировочные оценки [5, 12, 99, 222, 220, 229] эффективности искусственного воздействия на таяние в очень приближенной и условной форме включали также влияние летних снегопадов. Количество случаев с твердыми осадками и их интенсивность, как правило, были заданы произвольно, поэтому полученные выводы имеют недостаточно обоснованный характер.

В модели искусственного воздействия на таяние расчет влияния летних снегопадов на эффективность запыления ледников выполняется по методу, описанному в разделе 3.3, путем определения в координатах z, t слоев выпадения и таяния летнего снега.

Рассмотрим, как отражается нанесение зачерняющих материалов на свойствах деятельной поверхности ледника и на структуре теплового баланса абляции.

Параллельные градиентные измерения на запыленной и контрольной площадках выявили [137, 169] заметные отличия между ними в значениях температуры воздуха и упругости водяного пара в приледниковом слое. По данным наблюдений В. А. Маркина на леднике Ортотер (хребет Терскей Алатау) «в слое 0,5—2 м разность температур на зачерненной площадке в среднем была на 0,12 °С больше, чем на контрольной. В отдельные сроки эта разница достигала 0,5—0,7 °С и даже 1 °С. Наибольшей она была в околополуденное время» [169, с. 155].

Аналогичные результаты получили А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] по измерениям на леднике Баркрак (Западный Тянь-Шань).

В работе автора [102] показано, что даже при неизменных градиентах температуры воздуха и упругости водяного пара испарение и теплообмен могут возрасти в 1,6 раза, если параметр шероховатости запыленной поверхности увеличится от 0,5 до 2 см. А заметное возрастание изрезанности поверхности ледника и средней высоты микронеровностей после зачернения отмечают все авторы, изучавшие вопрос об усилении таяния.

В работе [102] обращается внимание также на то, что искусственное запыление поверхности ледника вероятнее всего вызовет уменьшение эффективного излучения.

К сожалению, современное состояние изученности всех других, кроме альбедо, изменений теплового баланса абляции после запыления пока недостаточно для того, чтобы получить необходимые зависимости и формулы, которые следовало бы включить в численную модель искусственного воздействия на таяние ледников.

Как следует из выражения (2.97), дополнительно поглощенная коротковолновая радиация ($\Delta B_к$) зависит от напряжения суммарной солнечной радиации ($Q_\odot$) и от того, насколько удается понизить естественную отражательную способность поверхности ледника

$$\Delta B_к = Q_\odot (A_к - A_{кз}), \tag{6.1}$$

где $A_{кз}$ — альбедо зачерненной поверхности. Фактически величина $\Delta B_к$ целиком зависит от разности $\Delta A_к = A_к - A_{кз}$, которую будем далее считать характеристикой эффективности искусственного воздействия на таяние, т. е.

$$\frac{M_з}{M} = f(\Delta A_к), \tag{6.2}$$

где $M_з$ — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника.

В принципе интенсивность таяния запыленной поверхности ледника может быть определена двумя различными способами.

Во-первых, на основе (6.1), поскольку для построения численной модели воздействия на таяния принято, что искусственное из-

менение интенсивности таяния зависит только от измерения альбедо. Тогда, по аналогии с (2.98)

$$\frac{M_з}{M} = \frac{1 - A_{кз}}{1 - A_к}, \tag{6.3}$$

откуда

$$M_з = M \frac{1 - A_{кз}}{1 - A_к}. \tag{6.4}$$

Исследования показали [137, 277], что необходимые для численного моделирования значения $\Delta A_к$ или $A_{кз}$ могут быть определены аналитически. В частности, рассматривая поверхность запыленного снега как слой мутной среды, А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] для расчета $A_{кз}$ снега получили такую формулу:

$$A_{кз}(n) = \frac{A_к(\infty)\,[A_к(\infty)\,A_к(0) - 1] + [A_к(\infty) - A_к(0)]\,e^{-\alpha En}}{A_к(\infty)\,A_к(0) - 1 + A_к(\infty)\,[A_к(\infty) - A_к(0)]\,e^{-\alpha En}}, \tag{6.5}$$

где

$$E = \frac{1 - [A_к(\infty)]^2}{A_к(\infty)}; \tag{6.6}$$

n — норма зачернения (г/м^2); $A_к(0)$ — альбедо незачерненного снега; $A_к(\infty)$ — альбедо предельно запыленного снега; α — постоянная величина, характеризующая данную фракцию пыли.

В результате проверки формулы (6.5) на фактическом материале установлено [137], что точность вычисления $A_{кз}(n)$ достаточна для определения эффективности зачернения.

Расчет $A_{кз}$ может быть выполнен также по уравнениям

$$A_{кз} = A_к - (A_к - A_m)\left[1 - \left(1 - 6\frac{G}{d\gamma_m}\frac{1}{n}\right)^n\right], \tag{6.7}$$

$$n = 6GF/\pi d^3\gamma_m, \tag{6.8}$$

или

$$A_{кз} = A_к - (A_к - A_m)\left(1 - \exp - 6\frac{G}{d\gamma_m}\right), \tag{6.9}$$

которые были получены И. А. Зотиковым и Г. П. Моисеевой [277]. Здесь $A_к$ — альбедо естественной поверхности; A_m — альбедо запыляющего материала; d — диаметр частиц запылителя, G — норма запыления; F — запыленная площадь; γ_m — плотность запыляющего материала. Выполненные для сравнения вычисления $A_{кз}$ по формулам (6.5) и (6.9) дали сходные результаты.

Во-вторых, полагая, что при искусственном воздействии на таяние ледника на его поверхность образуется слой запылителя средней толщиной $\bar{h}_з$:

$$\bar{h}_з = \frac{G}{\rho},$$

где G — норма запыления; ρ — плотность угля или другого материала. Тогда расчет $M_з$ может быть выполнен по формуле (2.104), так как запыляющее вещество и морена как факторы таяния отличаются только параметрами.

Более обоснованная по сравнению с (6.4) оценка $M_з$ по формулам, предложенным И. А. Зотиковым и Г. П. Моисеевой [277]

$$M_з = M\frac{1 - A_{кз} - U}{1 - A_к - U}, \tag{6.10}$$

$$U = (Q_Θ + Q_e + Q_g)/Q_R, \tag{6.11}$$

не может быть использована в нашей модели искусственного воздействия на таяние ввиду недостатка соответствующих данных для расчета $Q_Θ$, Q_e и Q_g (Q_g — поток тепла, расходуемый на нагревание глубинных слоев снега и льда) в масштабе речного бассейна и неполноты сведений об изменении потоков $Q_Θ$, Q_e и Q_g после запыления ледника.

Метод расчета потока тепла, поступающего на поверхность раздела морена (слой запыления) — поверхность ледника, был разработан Ю. М. Денисовым [54]. При этом пыль или морена рассматривалась как многофазная и многокомпонентная среда. В результате было описано поведение функции $M_с = f(h_с)$ при различных фракционном составе угольной пыли и относительной покрытости поверхности ледника. Метод Денисова также не используется в нашей модели по тем же причинам, что и предыдущий.

Формулы (6.5)—(6.6) или (6.9) позволяют определять в модели искусственного воздействия на таяние альбедо запыленной поверхности ледника $A_{кз}$ только в день проведения воздействия. С течением времени эффект воздействия εf при норме «n» г/м^2 на альбедо естественной поверхности ледника $A_к$ ослабевает вследствие того, что в формуле для эффекта воздействия

$$\varepsilon f(n,\ z,\ t) = A_к(z,\ t) - A_{кз}(z,\ t) \tag{6.12}$$

при отсутствии летних снегопадов $A_к$ является убывающей, а $A_{кз}$ возрастающей функцией времени t. Вид эмпирических функций $\varepsilon f(n, t)$, полученных по наблюдениям А. А. Крейтера [135] на леднике Имат, представлен на рис. 6.3.

Обработка данных А. А. Крейтера [135] по изменчивости $\varepsilon f(n)$ во времени показала, что функция $\varepsilon f(n, t)$ хорошо аппроксимируется экспонентой

$$\varepsilon f(n,\ t) = R_n e^{-K_з(n)\,t}, \tag{6.13}$$

где $R_n = A_к - A_{кз}$ в день запыления, а зависимость коэффициента $K_з$ от нормы запыления n имеет следующий вид:

$$K_з(n) = \frac{1}{9{,}39 + 0{,}15n} \tag{6.14}$$

при условии, что размер фракций угольной пыли равен примерно 0,25 мм. Значения $A_к$ и $A_{кз}$, необходимые для определения R_n при $t=0$, т. е. на дату запыления, получаем по формулам (6.5) или (6.9) и схеме (4.36).

С целью выяснения вида зависимостей $\varepsilon f(n, t)$ для размера фракций угольной пыли 0,5—1,0 мм в марте—апреле 1980 г. в бассейне р. Дукант были выполнены необходимые измерения альбедо естественной и запыленной поверхностей снега. Экспериментальные

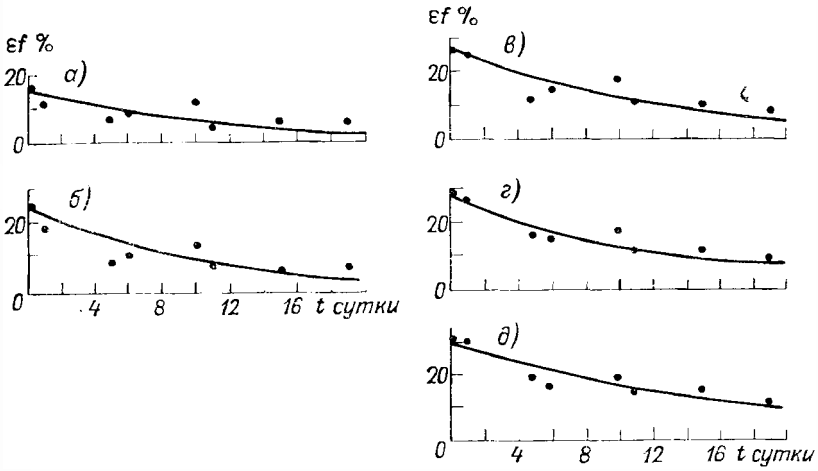


Рис. 6.3. Изменение во времени эффекта запыления (εf) при различных нормах угольной пыли (в г/м²: *а* — 10, *б* — 20, *в* — 30, *г* — 40, *д* — 50).

По наблюдениям А. А. Крейтера на леднике Имат.

площадки размером 4 м² располагались на поверхности, близкой к горизонтальной, на высоте 2,0 км над уровнем моря. Запыление снега производилось сортированной угольной пылью нормами 5, 10, 20 и 40 г/м². Временно́й ход эффекта воздействия представлен на рис. 6.4.

Как видно, и для другого размера фракций угольной пыли зависимости $\varepsilon f(n, t)$ имеют экспоненциальный характер, и связь коэффициента $K_з(n)$ с нормой зачернения выражается формулой, аналогичной (6.14), но уже с иными параметрами

$$K_з(n) = \frac{1}{7{,}11 + 0{,}29n}. \qquad (6.15)$$

В модели искусственного усиления таяния ледников зависимость (6.13) использована также для определения даты повторного запыления снежного покрова в интервале высот от нижнего конца ледника до средней многолетней высоты фирновой границы.

Критерием в данном случае является первая дата в течение расчетного периода, когда выполнено условие

$$\varepsilon f(Z_к, t) < \lim \varepsilon f, \qquad (6.16)$$

где $\lim \varepsilon - \varepsilon f$ — заданное предельное значение эффекта; $Z_к$ — нижняя отметка интервала высот на леднике, где проводится запыление снега. Общее количество повторений воздействия в модели — не более трех. Если эффект, достигнутый после запыления некоторой нормой, оказался меньше заданного предела, запыление повторяется увеличенным количеством угольной пыли. Увеличение равно начальному значению нормы.

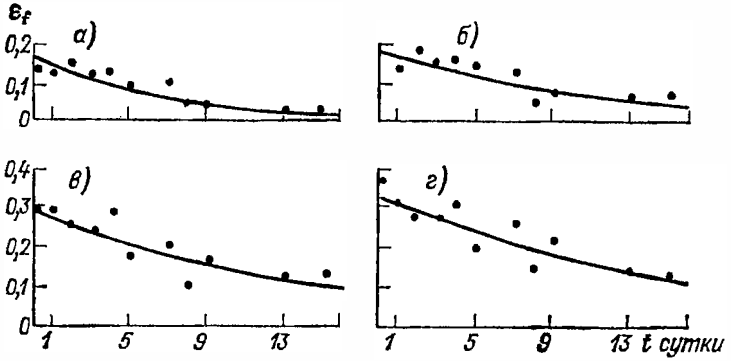


Рис. 6.4. Изменение во времени эффекта запыления поверхности снега сортированной угольной пылью (в г/м²: *а* — 5, *б* — 10, *в* — 20, *г* — 40).

По наблюдениям автора в бассейне р. Дукант. Фракционный состав угольной пыли 0,5—1,0 мм.

В модели предусмотрено также, что последнее запыление должно быть не позже чем на 15 дней до даты начала таяния льда на высоте $Z_к$ в естественных условиях.

При повторном зачернении поверхности снега на ледниках расчет $A_{кз}(n)$ по-прежнему выполняется по формуле (6.5). Однако вместо $A_к(0)$ в этом случае берется альбедо ранее запыленного снега с учетом изменчивости $\varepsilon f(n, t)$. Иначе говоря, для повторного запыления

$$A_к(0) = A_к(z, t) - \varepsilon f(n, z, t). \qquad (6.17)$$

В модели задано, что повторное воздействие на таяние снега производится на той же площади, как и первоначальное, даже если часть площади языка ледника покрыта выпавшим за день до воздействия или нестаявшим летним снегом.

Для оценки последствий выпадения весенне-летних снегопадов на эффект искусственного воздействия принята следующая схема:

а) в течение всего времени залегания свежевыпавшего снега на леднике эффект запыления $\varepsilon f(n, z, t)$ равен нулю;

б) сразу после стаивания свежевыпавшего снега $\varepsilon f(n, z, t)$ равен тому значению, которое было рассчитано по формуле (6.13) за день до снегопада;

в) альбедо свежевыпавшего снега $A_к(z, t)$ после окончания снегопада равно 80 %, далее изменение $A_к(z, t)$ определяется по методу Е. Б. Трофимовой (202);

г) для определения продолжительности залегания свежего снега на леднике рассчитывается баланс накопления и таяния твердых атмосферных осадков, при этом распределение водности свежевыпавшего снега в зависимости от высоты местности вычисляем по формуле (4.43).

Расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{гсс}(t)$ на леднике в течение периода таяния льда при отсутствии летних снегопадов выполняется по формуле

$$Z_{гсс}(t) = Z_{гсс}(t-1) + \Delta z(t)\,\beta_d, \tag{6.18}$$

где

$$\beta_d = \frac{M_э}{M} = \frac{1 - A_{кз}}{1 - A_к}, \tag{6.19}$$

а $\Delta z(t)$ характеризует величину подъема снеговой границы за сутки.

Коэффициент β_d введен в формулу (6.18) для того, чтобы учесть ускоренное в сравнении с естественным таяние запыленного зимнего снега и, следовательно, более быстрый подъем по леднику сезонной снеговой границы.

6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников

Численные эксперименты по модели искусственного воздействия при различных нормах запыления в апреле зимнего снега на языках ледников были проведены за многолетний период (1937—1976 гг.) для оледенения в бассейне р. Пскем. Общая площадь областей абляции на ледниках в этом бассейне составляет 60,5 км².

Начальным этапом моделирования искусственного воздействия на таяние является определение дат обнажения концов ледников $d_{нл}$ и таяния льда после схода запыленного зимнего снега. Результаты расчета $d_{нл}$ в бассейне р. Пскем после зачернения зимнего снега на ледниках различными нормами угольной пыли в годы с небольшим количеством зимне-весенних осадков (1938, 1950 гг.), экстремальные (1961, 1969 гг.) и средний (1952 г.) по условиям таяния представлены в табл. 6.2 и 6.3. Данные об изменении дат начала таяния льда после искусственного воздействия на ледники в бассейне р. Пскем за весь многолетний период приведены в отчете по теме IV.29в.03 плана НИР и ОКР Госкомгидромета. (№ гр 78046626, Ташкент, 1980. Гидрометфонд УзУГКС).

Из анализа изменения сроков начала таяния льда, полученных путем моделирования запыления, можно сделать следующие выводы.

1. Даты схода зимнего снега на концах ледников становятся более ранними по мере возрастания нормы запыления. Эта зависимость, как показано на рис. 6.5, является нелинейной. Основные

Таблица 6.2

Изменение дат начала таяния льда после запыления зимнего снега на языках ледников в бассейне р. Пскем ($\Delta d_{нл}$ в днях)

Год; месяц—сумма осадков, мм	Естест. даты по районам	Фракция пыли, мм	Норма запыления, г/м²						
			5	10	20	30	40	50	75
1938	1.06		13/3	17/3	20/2	20/1	21/1	21/1	22/1
IV—83,4	1.06		13	17	20	20	21	21	22
V—39,9	2.06	0,25	13	14	20	21	21	22	22
VI—9,9	14.06		13	18	21	23	24	25	25
VII—11,2	29.06		13	19	24	25	25	26	27
1938	1.06		12/3	13/3	17/2	19/2	20/1	20/1	20/1
	1.06		12	13	17	19	20	20	20
	2.06	0,5—1,0	12	12	14	18	20	20	20
	14.06		13	13	18	19	19	21	23
	29.06		10	13	19	22	23	24	25
1950	7.06		7/3	7/2	8/1	13/1	17/1	21/1	21/1
IV—45,4	7.06		7	7	8	13	17	21	21
V—74,9	8.06	0,25	7	8	8	14	14	18	22
VI—39,9	17.06		9	11	12	14	14	15	15
VII—10,0	29.06		6	11	15	16	17	21	21
1952	11.07		8/3	11/3	14/3	14/2	15/1	15/1	16/1
IV—292,3	11.07		8	11	14	14	15	15	16
V—155,2	12.07	0,25	7	11	14	14	15	15	16
VI—66,6	23.07		6	11	13	14	19	20	20
VII—57,5	8.08		12	12	15	13	15	17	22
1961	30.05		10/3	11/2	12/1	13/1	14/1	14/1	14/1
IV—105,2	30.05		10	11	12	13	14	14	14
V—35,8	30.05	0,25	7	10	11	12	13	13	13
VI—34,0	4.06		5	5	7	9	10	10	11
VII—12,5	21.06		16	18	19	20	21	21	21
1969	12.08		6/3	7/3	20/3	22/3	23/3	23/3	25/2
IV—174,5	12.08		6	7	20	22	23	23	25
V—254,4	16.08	0,25	4	8	23	25	25	26	27
VI—45,6	29.08		4	7	14	19	21	21	22
VII—148,5	—		—	—	57	66	64	65	75

Примечания: 1. Результаты, приведенные в таблице, получены при $\lim ef = 0{,}20$; 2. Расчеты дат начала таяния льда $d_{нл}$ и их изменения после воздействия приведены для каждого года по пяти районам гляциальной области в бассейне р. Пскем; 3. Знак «тире» во второй колонке означает отсутствие таяния льда в 4-м и 5-м районах гляциальной области. Изменение $d_{нл}$ для этого случая определено относительно конца расчетного периода — 31 октября; 4. Число после дробной черты в колонках норм запыления означает количество повторений воздействия; 5. Месячные суммы осадков для IV—VII соответствуют уровню 2,5 км.

Даты начального и повторных запылений при моделировании искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем ($\lim \varepsilon f = 0{,}20$)

Норма запыления, г/м²	1938 г.			1950 г.			1952 г.			1961 г.			1969 г.			Расход угольной пыли для бассейна р. Пскем при различном количестве запылений, тыс. т		
																1	2	3
5	1,04	21,04	3,05	1,04	2,04	14,05	1,04	31,05	2,06	1,04	5,05	9,05	2,04	3,04	14,06	0,30	0,61	0,91
10	1,04	3,05	9,05	1,04	8,05	—	1,04	3,06	16,06	1,04	9,05	—	2,04	13,06	24,06	0,61	1,21	1,82
15	1,04	7,05	—	1,04	16,05	—	1,04	15,06	22,06	1,04	—	—	2,04	17,06	28,06	0,91	1,82	2,72
20	1,04	9,05	—	1,04	—	—	1,04	16,06	24,06	1,04	—	—	2,04	24,06	2,07	1,21	2,42	3,63
25	1,04	12,05	—	1,04	—	—	1,04	19,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,51	3,03	4,54
30	1,04	--	—	1,04	—	—	1,04	20,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,82	3,63	5,45
40	1,04	--	—	1,04	—	—	1,04	24,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	18,07	2,42	4,84	7,26
50	1,04	--	—	1,04	—	—	1,04	25,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	19,07	3,03	6,05	9,08
75	1,04	--	—	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	—	—	2,04	15,07	—	4,54	9,08	13,61

Примечание. Тире означает отсутствие необходимости в повторении запыления, т. е. $\varepsilon f(Z_к, t) > 0{,}20$.

изменения дат $d_{нл}$ наблюдаются до норм запыления в 40—50 г/м². Далее, вплоть до 100 г/м², прирост $\Delta d_{нл}$ в большинстве случаев не превышает одного дня. Таким образом, очевидна безрезультатность применения норм запыления более 50 г/м².

2. Наибольший эффект от искусственного воздействия на ускорение схода зимнего снега и удлинения периода таяния льда (примерно на месяц и более) был получен в 1938, 1946, 1951 и 1956 гг. В остальных случаях частые весенне-летние снегопады существенно ослабили влияние запыления зимнего снега на ускорение

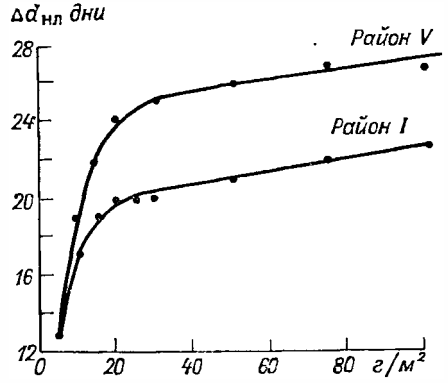


Рис. 6.5. Разность между датами начала конца периода таяния льда ($\Delta d_{нл}$) до и после запыления ледников в бассейне р. Пскем различным количеством угольной пыли.

его стаивания. Из этого следует малая рентабельность искусственного воздействия на таяние ледников в бассейнах рек с большим количеством весенне-летних осадков.

3. Как и следовало ожидать, применение угольной пыли с более крупным размером частиц снижает эффективность воздействия для норм от 5 до 30 г/м². По мере увеличения нормы запыления разница в датах для фракций 0,25 и 0,5—1,0 мм становится все менее заметной. Этот вывод делает допустимым использование для воздействия на таяние угольной пыли с разнообразным фракционным составом.

4. Как видно из табл. 6.2, где естественные даты начала таяния льда и их изменение после запыления приведены для возрастающих по высоте концов «средних ледников» в районах гляциальной области бассейна р. Пскем, эффект воздействия усиливается с увеличением высоты. Причина этого явления объясняется тем, что на больших высотах велико естественное альбедо и, следовательно, эффект запыления более значителен

$$\varepsilon f(n,\ z,\ t) = A_к(z,\ t) - A_{кз}(z,\ t).$$

Отмеченная закономерность в изменении дат $d_{нл}$ нарушается во время выпадения весенне-летнего снега и его последующего таяния, когда $\varepsilon f(n, z, t)$ становится равным нулю. Влияние летних снегопадов на $\varepsilon f(z, t)$ при повторном запылении иллюстрирует рис. 6.6, где показаны распределения по высоте естественного альбедо

снега $A_к(z, t_0)$ и эффекта $\varepsilon f(z, t_0)$ за день до повторения воздействия, альбедо запыленной поверхности $A_{кз}(z, t_0)$ и эффекта $\varepsilon f(z, t_1)$ после повторного воздействия 3 июня 1970 г.

Значения $\varepsilon f(z, t_0)$ были равны нулю в интервале 3,6—3,8 км, потому что на этих высотах еще не стаял ранее выпавший летний снег, а в интервале 3,8—3,9 км потому, что в момент времени t_0 на этих высотах выпал свежий летний снег.

Повторное запыление во всем интервале 3,3—3,9 км привело к тому, что несмотря на наибольший прирост εf за время $t_1—t_0$ на высотах 3,6—3,9 км в целом распределение $\varepsilon f(z, t_1)$ характеризуется уменьшением эффекта воздействия на этих высотах.

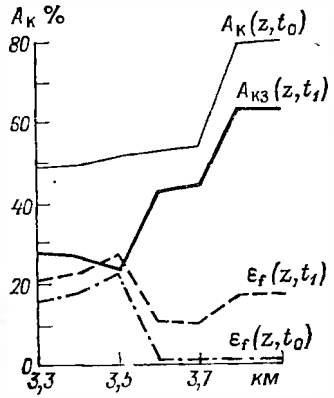


Рис. 6.6. Распределение по высоте альбедо естественной ($A_к$) и запыленной поверхности ($A_{кз}$) и эффекта воздействия (εf) перед (t_0) и после (t_1) повторного воздействия.

Бассейн р. Пскем, 3 июня 1970 г.

Неоднократное повторение описанного явления приводит к отмеченным выше нарушениям в изменении $\Delta d_{нл}$ в зависимости от высоты.

Отклонения от закономерности изменения $\Delta d_{нл}$ с высотой связаны также с разновременностью дат начала таяния льда в районах гляциальной области при отсутствии запыления. Как видно из табл. 6.2, разница во времени между датами $d_{нл}$ для 1-го и 5-го районов в бассейне р. Пскем составляет от 1—2 недель до месяца. Следовательно, таяние запыленного снега на вышерасположенных ледниках идет в иных метеорологических условиях (осадки, температура воздуха, солнечная радиация) по сравнению с нижерасположенными и это, несомненно, влияет на изменение $\Delta d_{нл}$ с высотой.

5. С формальной точки зрения наибольшее изменение $d_{нл}$ в бассейне р. Пскем было получено в 1954 и 1969 гг. Несмотря на это, нецелесообразность искусственного воздействия на таяние ледников именно в эти годы очевидна по следующим соображениям: во-первых, оба года относятся к многоводным, особенно 1969 г., когда дефицит воды отсутствует, во вторых, для получения значимого результата от воздействия на таяние важно не только увеличение продолжительности периода таяния льда, но и общая его

длина. Так, в 1938 г. после моделирования запыления нормой 50 г/м² она стала равной в 5-м районе 120 дням, а в 1954 г.— 62 дням, т. е. самой величине $\Delta d_{нл}$.

6. В табл. 6.2 и 6.3 прослеживается четкая связь количества повторений запыления и продолжительности эффекта однократного воздействия на уровне не ниже 0,20 с нормой запыления и интенсивностью выпадения весенне-летних снегопадов.

Если не принимать во внимание обильные осадками многоводные годы, когда нет необходимости в искусственном увеличении объема ледникового стока, то достаточный для производственных нужд эффект воздействия обеспечивает однократное запыление при норме 30 г/м². С учетом потерь угольной пыли примем окончательное значение нормы в 50 г/м². В этом случае расход угольной пыли на все ледники бассейна р. Пскем составит округленно 3 тыс. т, что в 35 раз меньше для искусственного воздействия на таяние ледников в том же бассейне по проекту А. С. Щетинникова [229].

Основным итогом численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников являются оценки потенциального дополнительного объема ледникового стока в годы различные по водоносности и метеорологическим условиям периода абляции.

Сводные результаты за 1937—1976 гг. численного моделирования искусственного воздействия при норме угольной пыли 50 г/м² на таяние ледников в бассейне р. Пскем и оценки дополнительных объемов ледникового стока относительно объемов V_M суммарного, таяния и W стока р. Пскем (г/п Карангитугай) за июнь—сентябрь показаны на рис. 6.7. В табл. 6.4 приведены абсолютные и относительные оценки составляющих дополнительного объема ледникового стока в годы характерные по водоотдаче из гляциальной области. На основе этих материалов сделаны следующие выводы.

1. Однократное искусственное усиление таяния зимнего снега на площади языков ледников в бассейне р. Пскем в годы, когда объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна V_{M-} близки с средним многолетним, позволяет увеличить объемы таяния V_{M_1} на 80—130 %; при этом объем стока р. Пскем (г/п Карангитугай) возрастает на 7—23 %.

2. В маловодные годы объем стока с запыляемой площади языков ледников в бассейне р. Пскем может быть увеличен на 30—60 %; при этом общий сток р. Пскем за июнь—сентябрь возрастает на 7—17 %.

3. Весьма изменчивы результаты искусственного воздействия на таяние в многоводные, обильные осадками годы. Увеличение объемов таяния V_{M_1} в бассейне р. Пскем составило от 0,4 до 280 %. Однако, как и следовало ожидать, вклад дополнительного ледникового стока в питание реки в такие годы оказался несущественным — от 0,02 до 4 %. Причина здесь в том, что, несмотря на огромный относительный прирост объема V_{M_1} малыми являются абсолютные значения объемов V_{M_1} и их роль в суммарном стоке реки в многоводные годы.

Таблица 6.4

Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем в годы, когда сток с площади языков ледников близок к средним многолетним (1957, 1959, 1965, 1971, 1974 гг.) и экстремальным (1939, 1944, 1950, 1961 гг.) значениям

Год	Норма запыления, г/м²	Суммарное таяние на ледниках, млн. т				ΔV_{M_1}	Относительные вклады компонентов ледникового стока, %					
		лед под мореной $V_{лм}$	открытый лед $V_л$	старый фирн $V_ф$	$V_{M_1}=V_{лм}+V_л+V_ф$		$\frac{\Delta V_{лм}}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_л}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_ф}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_{M_1}}{V_{M_1}(0)}$	$\frac{\Delta V_{M_1}}{V_M(0)}$	$\frac{\Delta V_{M_1}}{W_{VI-IX}}$
1957	0	14,77	71,33	3,50	89,60	76,44	24,3	73,9	1,8	85,3	28,3	10,7
	50	33,38	127,80	4,86	166,04							
1959	0	12,19	68,86	3,43	84,47	82,39	17,8	79,4	2,8	97,5	27,1	6,8
	50	26,86	134,27	5,67	166,80							
1965	0	15,72	95,41	16,92	128,05	150,63	17,7	71,3	11,0	117,6	51,6	22,6
	50	42,35	202,86	33,47	278,68							
1971	0	14,36	99,18	9,80	123,34	95,05	3,0	91,2	5,8	77,1	28,8	9,3
	50	17,16	185,86	15,36	218,38							
1974	0	10,28	61,45	4,63	76,36	96,42	22,4	73,4	4,2	126,3	37,3	12,1
	50	31,89	132,26	8,64	172,78							
1939	0	18,59	132,58	25,10	176,27	102,43	11,8	72,9	15,3	58,1	25,0	14,21
	50	30,71	207,28	40,7	278,70							
1944	0	21,68	144,41	30,23	196,32	64,75	20,0	63,9	16,1	33,0	15,3	7,21
	50	34,63	185,8	40,64	261,07							
1950	0	21,79	128,50	27,94	178,23	58,42	30,8	53,9	15,3	32,8	15,9	6,6
	50	39,77	159,97	36,91	236,65							
1961	0	22,54	155,89	32,05	210,48	117,11	5,8	82,0	12,2	55,6	28,8	17,1
	50	29,29	251,92	46,38	327,59							

Примечание. $\Delta V_{лм}$, $\Delta V_л$, $\Delta V_ф$ — разности между составляющими объема ледникового стока при наличии искусственного запыления ледников и в его отсутствии; $V_M(0)$ и V_{M_1} — соответственно объемы суммарного таяния и ледникового стока в естественных условиях.

4. Изменение дат начала таяния льда на 10—20 дней в сторону более ранних оказалось достаточным для получения вполне ощутимого прироста ледникового стока в годы, когда объемы V_{M_1},

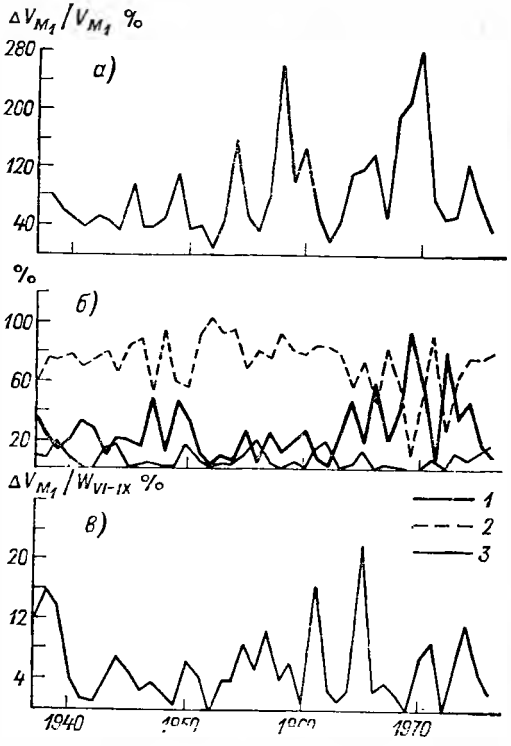


Рис. 6.7. Относительные характеристики дополнительного объема ледникового стока и его составляющих, полученные по результатам моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем.

а — увеличение водоотдачи ледников относительно естественного режима; *б* — вклады составляющих дополнительного объема ледникового стока; *в* — вклад дополнительного объема ледникового стока в общий сток бассейна р. Пскем за июнь—сентябрь. *1* — лед под мореной, *2* — лед, *3* — фирн.

близки к средним многолетним значениям; при этом суммарный сток с языков ледников в естественных условиях вместе с дополнительным после искусственного воздействия ни в одном случае не превысил максимального значения V_{M_1} за 1937—1976 гг. Таким образом, следует считать доказанной возможность получения значимого в производственном масштабе результата от искусственного воздействия на таяние ледников при условии минимума вредных последствий для их естественного режима.

5. Подавляющая часть дополнительного объема ледникового стока образуется за счет увеличения периода таяния льда под мореной и открытого льда. Прирост объемов таяния старого фирна, как видно на рис. 6.7, весьма невелик или равен нулю. Эта особенность метода и численной модели искусственного воздействия на таяние также является фактором, способствующим минимизации вредных последствий для естественного режима ледников.

6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и предварительная оценка экономической эффективности искусственного воздействия

Относительные оценки результатов усиления таяния ледников в бассейне р. Пскем в группах лет, когда объемы V_{M_1} при отсутствии воздействия были близки к средним многолетним или экстремальным значениям, оказались довольно изменчивыми (см. табл. 6.4).

Для выяснения причин этих различий рассмотрим представленные в табл. 6.5 некоторые показатели метеорологических условий периода таяния и другие сведения в характерные по значениям V_{M_1} годы.

Как видно из табл. 6.5, при отсутствии воздействия различия между группами лет по объемам ледникового стока, как правило, обусловлены неодинаковыми показателями метеорологических условий. Так, в годы, многоводные в целом для бассейна р. Пскем (1949, 1952, 1958, 1960, 1969), средняя за июнь—сентябрь температура воздуха ($\overline{\Theta}_{\text{VI–IX}}$), суммы за июль—сентябрь баллов общей облачности ($\sum C_{\text{VII–IX}}$), данные по относительной ($\sum h_{\text{VII–IX}}$) и абсолютной влажности воздуха ($\sum e_{\text{VII–IX}}$), суммарному за октябрь—июнь накоплению осадков ($\sum q_{\text{X–VI}}$) в большинстве случаев ниже нормы, в маловодные годы (1939, 1944, 1950, 1961)— выше нормы, а в средние по значениям V_{M_1} годы — близки к норме.

Если же проанализировать изменчивость $\overline{\Theta}_{\text{VI–IX}}$, $\sum C_{\text{VII–IX}}$, $\sum h_{\text{VII–IX}}$, $\sum e_{\text{VII–IX}}$ $\sum q_{\text{X–VI}}$ внутри каждой группы, то оказывается, что заметнее всего колеблются суммы баллов общей облачности за июль—сентябрь и значения осадков за октябрь—июнь.

Последнее обстоятельство наиболее существенно, так как позволяет предполагать наличие зависимости между возможным относительным приростом стока в бассейне за счет искусственного воздействия на таяние ледников и суммами осадков за октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июнь. Естественно, в других бассейнах период суммирования осадков может быть иной.

Эта практически важная зависимость действительно имеет место и, как показано на рис. 6.8, теснота ее вполне достаточна, чтобы уже в начале мая, располагая данными об осадках на метеостанции Пскем, предсказать возможный дополнительный прирост стока ΔW в бассейне после запыления весной при норме 50 г/м^2 зимнего снега на площади языков ледников.

Таблица 6.5

Показатели метеорологических условий (по данным метеостанции Пскем), результат и оценка искусственного воздействия на таянне ледников в бассейне р. Пскем

Год	$\bar{\Theta}_{VI-IX}$	ΣC_{VII-IX}, баллы	Σh_{VII-IX}, %	Σe_{VII-IX}, 10^2 Па	Σq_{X-VI}, мм	Σq_{X-VI}, мм	$V_{M_1}(0)$, млн. т	$\Delta d_{нл}$ по районам гляциальной области (в днях) при норме запыления 50 г/м²					$\frac{\Delta V_{M_1}}{V_{M_1}(0)}$ %	$\frac{\Delta V_{M_1}}{W_{VI-IX}}$ %
								район						
								1	2	3	4	5		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1957	18,0	254	119	23,8	546	388	89,6	15/1	15	16	20	14	85,3	10,7
1959	18,9	218	123	27,7	864	808	84,5	11/1	11	12	18	24	97,5	6,8
1965	19,0	275	122	25,9	465	394	128,0	15/1	15	15	8	15	117,6	22,6
1971	19,2	263	113	25,5	679	642	123,3	8/1	8	9	8	14	77,1	9,3
1939	19,6	187	103	23,4	629	563	176,3	9/1	9	10	10	12	58,1	14,2
1944	20,1	122	87	20,2	650	626	196,3	15/1	15	13	18	11	33,0	7,1
1950	19,1	174	103	22,2	549	473	178,2	21/1	21	18	15	21	32,8	6,6
1961	19,9	179	105	23,8	421	378	210,1	14/1	14	13	10	21	55,6	17,2
1949	17,4	222	123	24,8	935	739	6,6	11/1	11	10	11	11	110,5	0,7
1952	18,7	248	122	27,1	1080	960	13,3	15/1	15	15	20	17	8,8	0,1
1958	17,7	268	129	26,9	1137	982	20,4	17/2	17	18	20	27	258,9	3,9
1960	17,7	204	124	25,2	986	836	7,3	13/1	13	13	19	17	142,8	0,9
1969	17,5	372	154	30,5	1562	1373	0,2	23/3	23	26	21	65	0,4	0,02

Примечания: 1. $\bar{\Theta}_{VI-IX}$ — средняя температура воздуха за VI—IX; ΣC_{VII-IX} — сумма баллов общей облачности за VII—IX; Σh_{VII-IX} — сумма относительной влажности (%) за VII—IX; Σe_{VII-IX} — сумма значений упругости водяного пара (10^2 Па) за VII—IX; Σq — сумма осадков; $V_{M_1}(0)$ — суммарное таяние льда под мореной, открытого льда и фирна при отсутствии воздействия; W_{VI-IX} — объем стока р. Пскем (г/п Карангитугай) за VI—IX; ΔV_{M_1} — дополнительный объем ледникового стока после проведения воздействия.

2. Средние многолетние значения метеорологических характеристик за 1937—1976 гг. составляют: $\bar{\Theta}=18{,}6$ °С, $\Sigma C_{VII-IX}=236$ баллов, $\Sigma h_{VII-IX}=121$ %, $\Sigma e_{VII-IX}=25{,}4$ мб, $\Sigma q_{X-VI}=792$ мм, $\Sigma q_{X-IV}=691$ мм.

3. Число после дробной черты в графе 9 означает количество повторений запыления.

Аналитическое выражение для прогноза ΔW (в %) для бассейна р. Пскем имеет следующий вид:

$$\Delta W = 127{,}3e^{-0{,}0053q_{X-IV}}, \qquad (6.20)$$

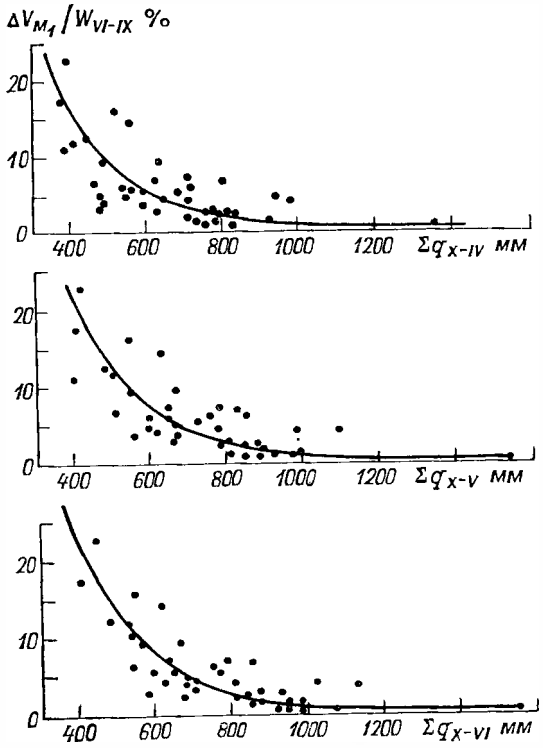


Рис. 6.8. Зависимость дополнительного объема ледникового стока (в % к стоку р. Пскем за июнь—сентябрь) от сумм осадков на метеорологической станции Пскем. Теснота связи возрастает по мере увеличения периода суммирования.

где q_{X-IV} — сумма осадков на метеорологической станции Пскем за период октябрь—апрель. Коэффициент корреляции для уравнения (6.20) равен 0,78.

По мере увеличения периода суммирования осадков теснота зависимости $\Delta W = f(\sum q)$ возрастает, что позволяет по формуле

$$\Delta W = 199{,}4e^{-0{,}0053q_{X-VI}} \qquad (6.21)$$

получить более точную оценку ΔW для бассейна р. Пскем по данным об осадках на метеостанции Пскем за октябрь—июнь. Коэффициент корреляции для уравнения (6.21) равен 0,84.

В качестве примера предварительного расчета экономической эффективности искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем возьмем данные для 1957, 1965 и 1974 гг. По условиям водообеспеченности за июнь—сентябрь 1965 г. является экстремально маловодным (объем стока за июнь—сентябрь на г/п Карангитугай составил 667,6 млн. м^3). Достаточно близки к стоку 1965 г. объемы стока за июнь—сентябрь 1957 и 1974 гг. (соответственно 712,4 и 795,0 млн. м^3).

Суммарные объемы ледникового стока V_{M_1} в естественных условиях, включающие объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна, в 1957 г. оказались близкими к среднему многолетнему значению, а в 1965 г. несколько выше.

Площадь областей абляции ледников в бассейне р. Пскем составляет 60,5 км^2. При норме 50 г/м^2. расход угольной пыли на однократное запыление составляет 3020 т.

При удалении базового аэродрома от района работ на расстояние около 100 км для нанесения этого количества пыли на поверхность ледников потребуется 336 вертолето-дней по 7 ч каждый и всего 2350 ч. Таким образом, необходимо не менее 34 вертолетов в течение 10 дней работы. Количество вертолетов можно сократить, если увеличить допустимую санитарную норму налета часов.

Общая стоимость авиаработ на вертолете МИ-8 при загрузке 1,5 т на 1-часовой полет по маршруту г. Чарвак — бассейн р. Пскем составит 1,090 млн. руб.

Стоимость угольной пыли, включая расходы на уголь, перемолку, погрузку, транспортировку, тару равна 0,110 млн. руб. За счет непредвиденных расходов округлим сумму затрат до 1,5 млн. руб. Вероятно, эта сумма является нижним пределом возможных затрат, если учесть отсутствие методики и опыта проведения запыления ледников в производственном масштабе.

Численное моделирование искусственного воздействия при норме 50 г/м^2 на таяние ледников в 1957, 1964, 1974 гг. показало, что возможный дополнительный объем ледникового стока в эти годы составил бы соответственно 76,44; 150,63 и 96,42 млн. м^3.

При условии использования всей дополнительной воды для выращивания хлопчатника, оросительной норме 10 000 м^3/га за вегетационный период, средней урожайности хлопка 30 ц/га на площадях 7640, 15060 и 9640 га, орошенных за счет искусственного воздействия, в 1957, 1965, 1974 гг. мог быть получен урожай 22 700, 45 000 и 28 900 т. При средней стоимости 400 руб. за 1 т хлопка [229] общая стоимость урожая на указанных площадях составит по годам 9,150; 18,0 и 11,55 млн. руб.

Таким образом, при благоприятных условиях проведения искусственного воздействия коэффициент экономической эффективности в 1957, 1965 и 1974 гг. оказался бы равным 6,1; 12 и 7,7 млн. руб, а общие суммы доходов соответственно 7,65; 16,5 и 10,05 млн. руб.

Выполненные здесь предварительные расчеты на примере бассейна р. Пскем показывают, что искусственное воздействие на таяние ледников, проведенное при условии минимизации отрица-

тельных последствий для естественного режима ледников, оказывается экономически вполне рентабельным.

Выводы

1. Численная модель искусственного воздействия на таяние ледников в условиях Средней Азии разработана с учетом требования о минимизации возможных отрицательных последствий для естественного гидрологического режима гляциальных областей. В модели дополнительная водоотдача ледников обеспечивается путем зачернения в апреле—мае зимнего снега на языках ледников и ускорения его схода, удлинения периода таяния льда, имеющего низкое естественное альбедо и вследствие этого увеличения объема $W_{гл}$. Основой для создания модели искусственного воздействия на таяние послужила рассмотренная в главах 1—4 работы физико-статистическая региональная модель процесса суммарного таяния ледников.

Модель искусственного увеличения водоотдачи ледников включает решения следующих вопросов:

а) определение оптимальной технологии воздействия (место и время, норма угольной пыли, критерий допустимости и целесообразности мероприятия);

б) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

в) расчет изменения во времени эффекта воздействия для различных норм и фракционного состава угольной пыли;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках после запыления снега в областях абляции.

2. Численные эксперименты по модели искусственного воздействия на таяние при различных нормах запыления были проведены для обледенения в бассейне р. Пскем за 1937—1976 гг. Отметим ряд методически важных результатов:

— установлено, что заметный прирост продолжительности периода таяния льда после запыления снега на ледниках наблюдается до норм запыления 40—50 г/м^2;

— по мере увеличения нормы запыления становится все менее заметной разница в датах начала периода таяния льда ($\Delta d_{нл}$) при использовании угольной пыли с диаметром частиц 0,25 и 0,5—1,0 мм;

— закономерности изменения $\Delta d_{нл}$ с высотой нарушаются из-за различий в интенсивности выпадения и стаивания летнего снега;

— в годы, когда суммы зимне-весенних осадков, летних температур воздуха и баллов общей облачности близки к средним многолетним значениям, для осуществления эффективного искусственного воздействия на таяние достаточно однократного запыления снега на ледниках.

3. Искусственное увеличение водоотдачи ледников в бассейне р. Пскем при условии минимума вредных последствий позволяет увеличить объем ледникового стока на 80—130 %. При этом суммарный сток р. Пскем (г/п Карангитугай) возрастает на 7—23 %. Подавляющая часть дополнительного объема $W_{гл}$ образуется за счет увеличения продолжительности периода таяния льда под мореной и открытого льда. Прирост объемов таяния старого фирна весьма невелик или равен нулю. Ориентировочная оценка экономического эффекта от искусственного воздействия на таяние показала, что при условии использования всей дополнительной воды для орошения хлопчатника возможно получение прибыли от 6 до 12 руб на 1 руб расходов.

4. Несомненное прикладное значение имеет разработанная автором методика прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока, образующегося от искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. Предиктором в данном случае, как и для прогноза $W_{гл}$ в естественных условиях может быть только сумма зимне-весенних осадков. Следовательно, для получения соответствующих расчетных формул необходимо, чтобы ведущая роль в описании многолетней изменчивости $W_{гл}$, $Z_{макс}$, I_B в конкретном бассейне принадлежала индексу аккумуляции. Кроме того, с помощью численной модели искусственного воздействия в этом же бассейне следует рассчитать многолетний ряд дополнительных объемов $W_{гл}$, который затем используется для определения параметров прогностического уравнения.

Заключение

1. Преобладающая часть современных проблем и задач, решаемых гляциологами многих стран, непосредственно связана с изучением и описанием режима ледников, который в зависимости от цели и уровня обобщения исходной информации рассматривается во внутрисуточном, внутригодовом, многолетнем и палеогляциологическом временных аспектах. При этом объектами исследования являются составляющие режима в отдельном пункте на леднике, на всей площади отдельного ледника, в множестве ледников с различной иерархией. В число объектов ледниковой гидрологии вполне обоснованно включают также бассейн ледника [40, 106, 184].

По достаточно очевидным причинам основная масса непосредственных гляциогидрометеорологических измерений описывает внутригодовой ход элементов режима в отдельных пунктах на ледниках и значительно меньшая ее часть характеризует многолетний режим ледников в целом и ледниковых бассейнов.

Как правило, измеренные значения элементов режима оледенения получены на весьма ограниченном количестве отдельных ледников и нередко несопоставимы во времени и по составу показателей. Все это весьма усложняет использование результатов измерений для оценок режима оледенения в целом для хребтов или речных

бассейнов. Попытки замены оценок режима для всей совокупности ледников, образующих иерархический комплекс, наблюдениями на единичных «репрезентативных объектах» оказались бесплодными, как справедливо отмечается в [95], прежде всего из-за отсутствия однозначного определения репрезентативности.

2. Сводные данные о режиме ледниковых комплексов прежде всего необходимы в гидрологии, поскольку для прогнозов стока и оценок водных ресурсов в бассейнах с ледниково-снеговым питанием рек необходимо учитывать суммарное таяние снега и льда в гляциальных областях. Приведем некоторые примеры.

Анализ многолетнего ряда стока р. Роны за вегетационный период, выполненный П. Кассером [247], показал, что сокращение относительной площади оледенения в этом бассейне за 92 года с 17,9 до 13,6 % привело к значимому ухудшению качества расчетов стока за апрель—сентябрь.

Большое прикладное значение расчетов и прогнозов режима таяния ледников наглядно показано У. Тенгборном [196] при анализе экономической эффективности водопользования в бассейне р. Колумбия (США), где оледенение составляет всего 0,4 % общей площади. Несмотря на малое относительное значение $S_{гл}$ правильный прогноз потенциального объема таяния и ледникового стока позволяет планировать здесь получение избытка гидроэлектроэнергии и дополнительную прибыль в 9 млн. долларов.

Пример практической разработки прогностической схемы для оптимизации работы насосной станции в бассейне, где находятся ледники, приведен в работе Г. Дайера [238]. Схема Дайера включает: расход воды, температуру воздуха, солнечную радиацию, осадки и высоту снеговой линии.

Существенную изменчивость стока с площади оледенения и зависимость его от ежегодного баланса аккумуляции и таяния на ледниках иллюстрируют результаты, полученные Г. Эстремом [275] для бассейна ледника Нигардсбреен ($S_{бас}$=64 км^2, $S_{гл}$=47 км^2). Здесь при положительном годовом балансе оледенения фактический ледниковый сток оказался на 20 % меньше, а в год с отрицательным балансом на 30 % больше, чем сток, вычисленный в предположении стационарности режима ледников.

Таким образом, необходимым и достаточным условием для получения ежегодных оценок $W_{гл}$ и данных о возможном изменении доли ледникового питания рек является систематический расчет и прогноз элементов режима гляциальных областей.

3. Современное оледенение в бассейнах рек Средней Азии и других горных стран состоит из десятков и сотен ледников разнообразных размеров и форм. Наряду с изучением режима отдельных объектов, основной проблемой гляциогидрологии является получение оценок, характеризующих элементы режима всего множества ледников или гляциальной области в пределах некоторого бассейна реки. Определения внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей, естественно, должны учитывать все основные особенности и закономерности процессов аккумуляции

и абляции, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников как одного из элементов режима гляциальных областей Средней Азии.

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующего теоретического обоснования, уточнения и развития известных положений, разработки новых методов для описания процесса таяния на всей площади дискретного множества ледников. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока, разработанная автором для расчета внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии, включает следующие основные положения:

— статистическую модель гляциальной области;

— способы расчета интенсивности таяния снега, открытого льда и льда под мореной;

— модель движения сезонной снеговой границы по леднику, отражающую внутригодовой режим аккумуляции абляции в гляциальных областях;

— определение продолжительности периода таяния льда и формирования стока на ледниках;

— методы описания и расчета пространственно-временной изменчивости метеорологических характеристик (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, осадки), определяющих интенсивность таяния снега и льда;

— методы определения ледникового стока и ледникового питания рек Средней Азии.

Исходной информацией для расчета суммарного таяния ледников и ледникового стока в конкретном бассейне являются стандартные измерения температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологических станциях и данные по морфометрии ледников из Каталога ледников СССР.

В постановке проблемы и ее решении не предусмотрен расчет испарения с поверхности ледников в течение периода абляции. Хотя несложные для реализации методы оценки интенсивности и суммарного испарения имеются [101, 152, 258], связано это с недостатком непосредственных измерений для определения параметров региональных эмпирических формул.

Особенность рассматриваемой в работе проблемы состоит в том, что сведения о режиме таяния и стока в гляциальных областях можно получить только расчетным путем. Это предъявляет высокие требования к обоснованности всех этапов расчета и позволяет считать разработку методов расчета и прогноза внутригодового и многолетнего режима элементов водно-ледового баланса в гляциальных областях крупной научно-прикладной проблемой гляциогидрологии, имеющей ряд существенных отличий от аналогичных задач для внеледниковых частей бассейнов. В качестве примера назовем дискретность оледенения, значительную вариацию по высоте языков и фирновых областей, асинхронность гидрологического режима ледников, различные обратные связи между оледе-

нением и окружающей средой, специфику процессов аккумуляции и таяния на ледниках.

4. На основе анализа и обобщения результатов расчета внутригодового хода и многолетнего режима составляющих V_M и $W_{гл}$ в гляциальных областях Средней Азии автором получены новые выводы, разработаны методы расчета и прогноза характеристик режима суммарного таяния ледников и ледникового стока. Отметим наиболее важные.

а. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена значимость индексов аккумуляции и абляции для описания многолетней изменчивости $Z_{макс}$ и ледникового стока.

б. Получены региональные зависимости и формулы для определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и Кавказа. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена доля ледникового питания, построены карты распределения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек.

в. Определены статистические параметры (среднее, коэффициент вариации, отношение C_s/C_v), авто- и кросскорреляционные функции многолетних рядов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлено, что пространственная изменчивость коэффициентов вариаций $W_{гл}$ и $T_л$ хорошо описывается возрастающими экспоненциальными функциями средней взвешенной высоты концов ледников. Построена карта распределения коэффициентов вариации ледникового стока в бассейнах рек Памиро-Алая.

Результаты, перечисленные в пп. б и в, позволяют в любом водосборе упрощенным методом восстановить кривые распределения объемов ледникового стока и его вклада в питание реки.

г. Изложено общее решение задачи о долгосрочном прогнозе водоносности вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием. Получены зависимости и формулы для раздельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока в бассейне.

д. На основе региональной физико-статистической модели суммарного таяния ледников и ледникового стока разработана численная модель оптимального искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. В модели искусственного воздействия минимизированы возможные отрицательные последствия для гидрологического режима оледенения и затраты на увеличение водоотдачи ледников. Разработан также метод прогноза дополнительного объема ледникового стока получаемого при воздействии на таяние ледников.

5. Исследование возможностей применения метода расчета суммарного таяния по всей территории оледенения Средней Азии показало приемлемость его для современных условий режима в большинстве гляциальных областей.

Недостатки метода и погрешности расчета связаны в основном с ограниченностью знаний и информации о гидрометеорологических процессах в высокогорных зонах и на ледниках. Здесь следует

назвать: ограниченность размерности (высота, время) решения задачи, невозможность хорошего обоснования и детализации способов пространственно-временной экстраполяции и интерполяции осадков, температуры воздуха и облачности в горах. Есть основания полагать, что определенная часть погрешностей, возникающих вследствие использования приближенных решений, компенсируется при суммировании результатов расчета таяния за месячные интервалы времени.

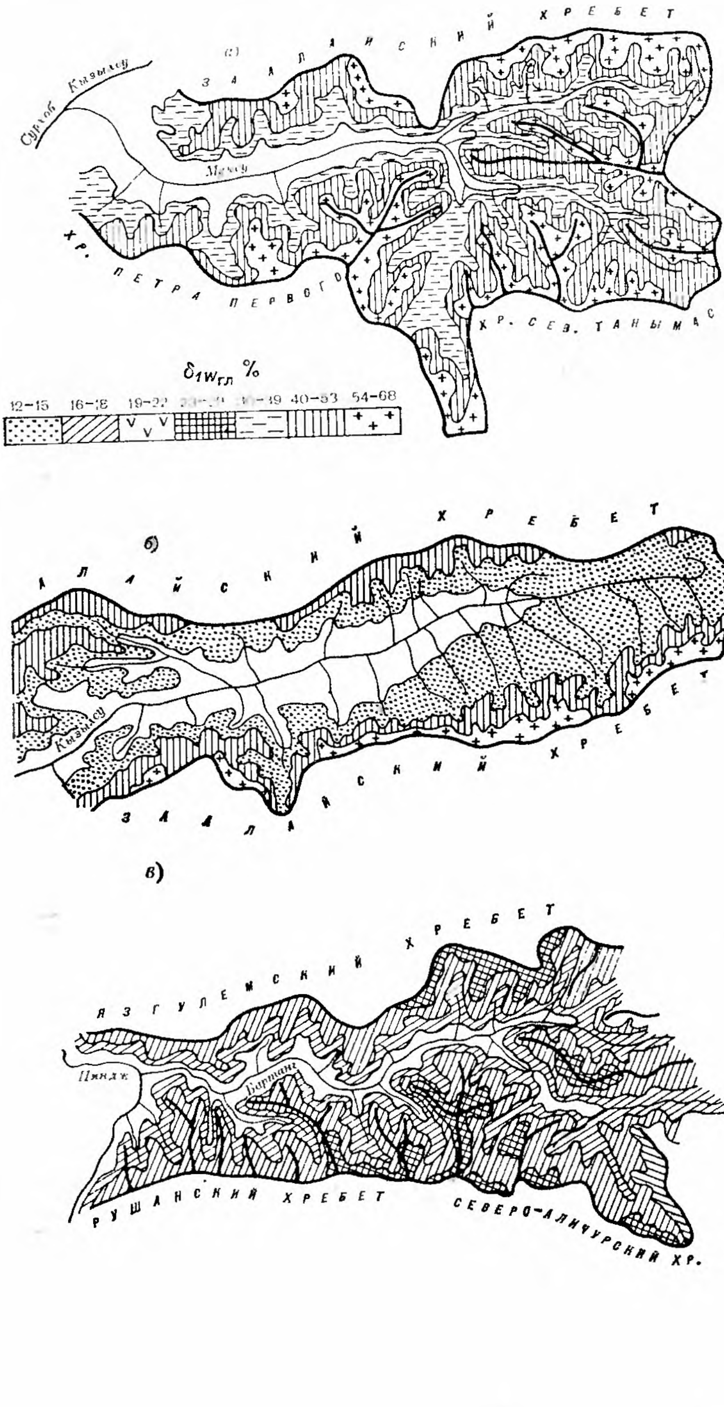
По мнению автора, дальнейшее совершенствование методики определения режима гляциальных областей может быть достигнуто при включении в расчетную схему ряда оперативных исходных данных, получаемых с помощью спутников. Назовем здесь сведения о движении сезонной снеговой границы, оценки альбедо поверхности снега и льда, уточненные данные о распространении морены на ледниках и об изменении количества и площади ледников.

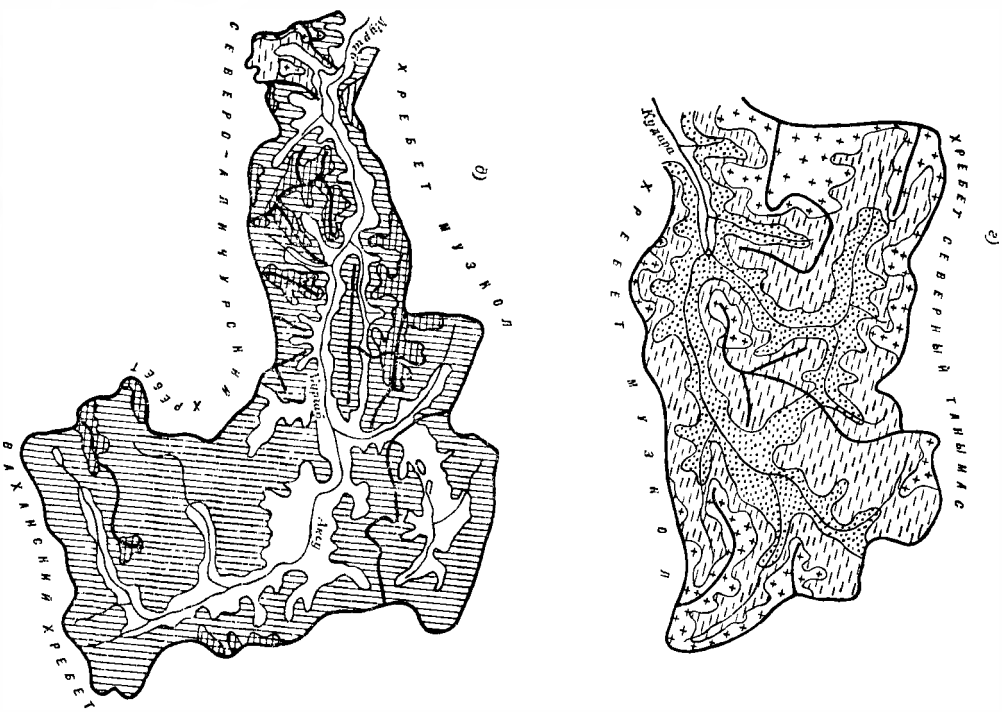
ПРИЛОЖЕНИЯ

Морфометрические характеристики оледенения, вклад I_{Ab} и доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

Река—гидроствор	$S_{бас}$ км²	$S_{гл}$ км²	$Z_{ср.\ взв}$ км	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	Вклад I_{Ab} %	$\frac{\overline{W}_{гл}}{\overline{W}_{бас}}$ %
Бассейны рек Талас, Чу, Сарыджас и оз. Иссык-Куль						
Асса	2720	44,0	2,410	1,6	<10	≤13
Куркуреу — с. Чонкурган	454	39,4	2,870	8,7	44	27
Карабура — ущ. Коксай	797	25,2	2,570	3,2	<10	≤13
Урмарал — с. Октябрьское	1120	35,8	2,670	3,2	<10	≤13
Талас — с. Караой	2450	30,0	2,680	1,2	<10	≤13
Талас — с. Гродеково	9200	120,7	2,200	1,3	<10	≤13
Чонкаинды — Чонкаинды	167	16,7	3,040	10,0	52	30
Карабалты — с. Сосновка	577	20,0	2,910	3,5	<10	≤13
Аксу — с. Чонарык	426	35,3	3,060	8,3	42	26
Сукулук — с. Белогорка	353	57,6	3,110	16,3	72	41
Джаламыш — клз Чапаева	153	12,1	2,650	7,9	40	25
Аламедин — устье р. Чонкурчак	317	74,2	3,260	23,4	82	50
Иссыката — с. Юрьевка	546	71,8	3,030	13,2	65	36
Кегаты — лесной кордон	256	19,9	2,900	7,8	36	24
Шамси — лесной кордон	457	31,0	2,940	6,8	20	18
Чу — Кочкорка	5370	213,0	2,840	4,0	<10	≤13
Каракуджур — с. Сарыбулак	1240	27,3	3,190	2,2	<10	≤13
Джуанарык — Кумбель	2240	30,0	3,100	1,3	<10	≤13
Чонкемин — устье	1890	111,6	3,010	5,9	15	16
Кичикемин — свх Ильича	215	152,3	2,680	70,8	98	75
Чу — Бурулдайский мост	9370	948,1	2,820	10,1	52	30
Актерек — МТС	596	25,2	2,610	4,2	<10	≤13
Аксай — с. Коксай	346	46,1	3,170	13,3	65	36
Тон — с. Турасу	244	34,9	3,350	14,3	68	38
Тоссор — устье р. Кодол	295	20,1	3,200	6,8	20	18
Барскаун — устье р. Сасык	346	36,1	3,480	10,4	55	32
Чонджаргылчак — лесозавод	128	13,1	3,520	10,2	53	31
Кичиджаргылчак — К.-Джаргылчак	107	8,6	3,190	8,0	40	25
Актерек — с. Актерек	43	6,7	3,650	15,6	71	40
Джууку — устье р. Джуукучак	516	49,2	3,290	9,5	50	29
Чонкызылсу — лесной кордон	302	44,3	3,220	14,7	68	38
Джетыогуз — лесозавод	330	34,5	3,130	10,4	55	32
Каракол — устье р. Кашкасу	325	59,5	3,520	18,3	75	43
Аксу — устье	216	70,3	3,470	32,5	89	59
Тургень — лесозавод	330	34,4	3,410	10,4	55	32
Джыргалан — с. Михайловка	2060	109,7	2,840	5,3	10	15
Чонаксу — с. Григорьевка	309	65,6	3,410	21,2	79	47
Чолпоната — свх Чолпоната	111	10,3	3,300	9,3	49	29
Чонкойсу — с. Курское	77	6,1	3,470	7,9	40	25
Акшийрак — гп Акшийрак	2290	406,6	3,800	17,8	75	43
Куйлю — устье	817	216,6	3,850	26,5	85	54
Сарыджас — ниже устья р. Куйлю	2800	584,8	3,640	20,9	79	47
Иныльчек — устье	1750	946,1	4,380	54,1	96	70
Бассейн р. Сырдарьи						
Пскем — устье	2830	127,8	2,690	4,5	<10	≤13
Чаткал — устье р. Терс	4290	49,1	2,780	1,1	<10	≤13
Чаткал — с. Чарвак	7110	51,2	2,610	0,7	<10	≤13
Каракол зап.— устье	1180	60,7	3,170	5,1	10	15

	Река—гидроствор	$S_{бас}$ км²	$S_{гл}$ км²	$z_{ср.взв}$ км	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	Вклад I_{Ab} %	$\frac{\overline{W}_{гл}}{\overline{W}_{бас}}$ %
	Кекемерен — выше устья р. Каракол	2 410	30,2	2,930	1,3	<10	⩽13
	Кекемерен — к. Арал	5 290	94,0	2,920	1,8	<10	⩽13
	Чичкан — 5,5 км выше устья р. Б. Чичкан	903	10,7	2,890	1,2	<10	⩽13
	Узунахмат — устье р. Устасай	1 790	15,3	2,360	0,9	<10	⩽13
	Онарча — выше устья р. Оттук	837	10,6	3,230	1,3	<10	⩽13
	М. Нарын — устье	3 870	344,7	3,500	8,9	45	27
	Алабуга — к. Коштобе	3 710	119,3	3,710	3,2	<10	⩽13
	Нарын — г. Нарын	10 500	1245,9	3,570	11,9	61	34
	Куршаб — с. Гульча	2 010	15,8	3,010	0,8	<10	⩽13
	Тар — к. Чалма	3 840	63,0	2,810	1,6	<10	⩽13
	Каракульджа — к. Акташ	907	23,5	3,250	2,6	<10	⩽13
	Исфайрам — с. Учкоргон	2 220	102,2	3,240	4,6	<10	⩽13
	Киргизата — к. Киргизата	298	31,4	3,240	10,5	55	32
	Акбура — к. Папан	2 260	113,9	3,130	5,0	10	15
	Аксу — ущ. Дазгон	712	23,3	2,800	3,3	<10	⩽13
	Ходжабакирган — к. Андархан	1 740	51,9	2,300	3,0	<10	⩽13
	Исфара — Тангиворух	1 560	129,7	3,170	8,3	40	25
	Сох — к. Сарыканда	2 480	253,4	3,480	10,2	52	30
	Шахимардан — к. Паульган	1 300	47,7	2,620	3,7	<10	⩽13
24.	Арысь — клз Юсансай	4 080	35,8	1,050	0,9	<10	⩽13
	Бассейн р. Амударьи						
1.	Муксу — Давсеар	6 550	2120,0	4,540	31,5	88	58
	Обимазар — Сангвор	1 030	171,5	3,910	16,6	73	42
	Обихингоу — Сангвор	1 880	433,4	3,990	23,0	82	50
	Обихингоу — Тавильдара	5 390	712,0	3,590	13,2	65	36
	Язгулем — Мотравн	1 940	301,9	3,920	15,6	75	43
	Ванч — Ванч	1 920	352,0	3,780	18,3	76	44
	Кудара — устье	4 500	622,0	4,480	13,8	66	37
	Бартанг — к. Тохтамыш	3 090	73,9	4,490	2,4	<10	⩽13
	Вовзит — к. Барчадив	100	15,5	4,460	15,5	70	39
	Лянгар — устье	335	52,8	4,670	15,7	71	40
	Шахдара — Хабост	4 180	171,1	4,160	4,1	<10	⩽13
	Гунт — Аличур	2 800	27,3	4,410	0,9	<10	⩽13
	Обихумбоу — устье	709	12,3	3,260	1,7	<10	⩽13
	Гунт — с. Хорог	13 700	634,2	4,170	4,6	<10	⩽13
	Сардаймиена — к. Рамит	1 190	32,4	2,880	2,7	<10	⩽13
	Варзоб — Гушары	716	36,1	3,050	5,0	10	15
	Зидды — Зидды	181	10,7	3,130	5,9	11	16
	Сиама — Сиама	176	12,3	3,300	7,0	23	19
	Сорво — Рамит	1 260	30,9	2,820	2,5	<10	⩽13
	Кафирниган — Чинар	3 040	64,4	2,640	2,1	<10	⩽13
	Сарбог — Сангималик	1 760	105,6	3,140	6,0	11	16
	Питаукуль — к. Ярмазар	531	61,8	3,310	11,6	59	33
	Кызылсу — Домбрачи	8 370	648,0	3,540	7,7	34	23
	Кызылсу — с. Дарауткурган	5 680	522,6	4,590	9,2	52	30
	Алтындара — выше устья р. Тур	350	56,5	4,170	16,1	71	40
	Зеравшан — к. Дехавз	780	226,6	3,820	29,0	87	56
	Зеравшан — устье р. Фандарьи	4 650	479,2	3,330	10,3	56	32
	Зеравшан — Дупули	10 200	655,7	3,100	6,4	20	18
	Фандарья — устье	3 230	123,6	3,270	3,8	<10	⩽13
	Ягноб — к. Такфон	1 490	33,7	3,350	2,3	<10	⩽13
	Хазырмеч — с. Летовка	170	26,1	3,660	15,3	70	39
	Сарытаг — устье	537	43,6	3,480	8,1	43	26
34.	Магиан — к. Суджина	1 100	10,3	2,660	0,9	<10	⩽13


а)
ЗААЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ
Сурхоб
Кызылсу
Муксу
ХР. ПЕТРА ПЕРВОГО
ХР. СЕВ. ТАНЫМАС
$\delta_1 W_{гл}$ %
12–15
16–18
19–22
40–53
54–68
б)
АЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ
Кызылсу
ЗААЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ
в)
ЯЗГУЛЕМСКИЙ ХРЕБЕТ
Пяндж
Бартанг
РУШАНСКИЙ ХРЕБЕТ
СЕВЕРО-АЛИЧУРСКИЙ ХР.



Распределение по площади доли среднего многолетнего ледникового питания в годовом стоке рек Мукусу (*а*), Кызылсу (*б*), Бартанг (*в*), Кудара (*г*) и Мургаб (*д*).

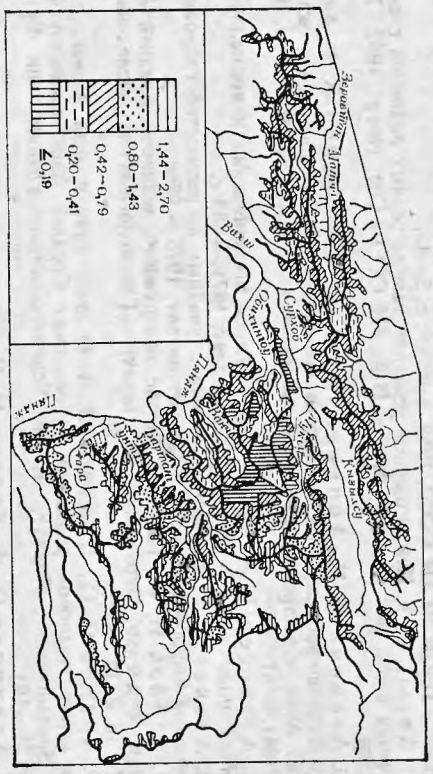
Приложение III

Ледниковый сток в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Алаарча, Пскем, Исфара при различных значениях суммарного таяния

Бассейн	Величина	Объем таяния и стока	Годы	Компонент ледникового стока, млн. т				$\frac{W_{лф}}{W_0}$ %	$\frac{W_д}{W_0}$ %	$\frac{W_п}{W_0}$ %
				$W_{лф}$	$W_д$	$W_п$	W_0			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
р. Алмаатинка	Максимальная	V_M; V_{M_1}	1944	6,9	9,0	8,3	17,3	39,9	52,0	48,0
	Средняя	V_M	1971	3,4	9,7	4,4	14,1	24,1	68,8	31,2
		V_{M_1}	1955	2,8	4,4	5,0	9,4	29,8	46,8	53,2
	Минимальная	V_M	1972	1,1	2,9	3,0	5,9	18,6	49,2	50,8
		V_{M_1}	1958	0,4	1,9	4,1	6,0	6,7	31,7	68,3
р. Алаарча	Максимальная	V_M; V_{M_1}	1969	44,6	67,6	24,8	92,4	48,3	73,2	26,8
	Средняя	V_M	1970	17,8	45,5	27,4	72,9	24,4	62,4	37,6
		V_{M_1}	1971	20,3	47,1	26,4	73,5	27,6	64,1	35,9
	Минимальная	V_M	1972	20,3	43,0	21,3	64,3	31,6	66,9	33,1
		V_{M_1}	1968	6,1	49,0	35,8	84,8	7,2	57,8	42,2

Бассейн	Величина	Объем таяния и стока	Годы	Компонент ледникового стока, млн. т				$\frac{W_{лф}}{W_o}$ %	$\frac{W_д}{W_o}$ %	$\frac{W_п}{W_o}$ %
				$W_{лф}$	$W_д$	$W_п$	W_o			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
р. Пскем	Максимальная	V_M	1944	196,3	235,1	111,3	346,4	56,7	67,9	32,1
		V_{M_1}	1961	210,5	247,3	103,0	350,3	60,1	70,6	29,4
	Средняя	V_M	1952	26,4	100,7	40,1	140,8	18,8	71,5	28,5
		V_{M_1}	1947	82,1	146,8	54,8	201,6	40,7	72,8	27,2
	Минимальная	V_M; V_{M_1}	1969	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0
р. Исфара	Максимальная	V_M	1961	154,3	313,1	99,0	412,1	37,4	70,0	24,0
		V_{M_1}	1967	169,3	272,4	96,4	368,8	45,9	73,9	26,1
	Средняя	V_M	1968	92,6	202,0	58,6	260,6	35,5	77,5	22,5
		V_{M_1}	1965	66,7	217,6	57,6	275,2	24,2	79,1	20,9
	Минимальная	V_M	1969	3,1	123,5	32,4	155,9	2,0	79,2	20,8
		V_{M_1}	1970	2,3	135,3	49,1	184,4	1,2	73,4	26,6

Примечание. $W_{лф}$ — сток от таяния льда и фириа, $W_д$ — сток от таяния снега и льда на языке ледника, $W_п$ — сток от таяния на площади $S_п$ области питания, W_o — суммарный сток от таяния в гляциальной области.



Коэффициенты вариации ледникового стока в бассейнах рек Памира-Алая.

Список литературы

1. Абальян Т. С. Некоторые вопросы расчета гидрографа горной реки.— Метеорология и гидрологня, 1976, № 7, с. 86—93.

2. Абальян Т. С. Ледниковая составляющая стока р. Вахш.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 223, с. 3—17.

3. Абальян Т. С., Калачев А. В., Канушин В. П. О расчетах талого стока горной реки с использованием коэффипиента стаивания (по данным наблюдений в опытном высокогорном бассейне р. Варзоб).— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 138, с. 68—75.

4. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледиików.— Труды ИГАН СССР, 1953, вып. 56, с. 5—43.

5. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния горных ледников с целью увеличения стока рек Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 5, с. 83—89.

6. Аксарин Н. Н., Абраменков Н. М., Коновалов В. Г. Анализ пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов стока рек Средней Азии в экстремальные по водности годы.— Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 51—92.

7. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 363 с.

8. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 95 с.

9. Арапов П. П. Тепловой баланс поверхности ледников Средней Азии (ледники Федченко, Зеравшанский, Парах).— Гляциологические исследования, 1964, № 13, с. 120—125.

10. Арапов П. П., Дроздов О. А. О связи таяния льда и снега с балансом коротковолновой радиации на ледниках Средней Азии (ледники Федченко, Зеравшанский, Парах).— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1969, с. 99—104.

11. Архипова О. М., Геткер М. И. Расчет и распределение дат образования и разрушеиия устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алая.— Труды САНИИ, 1982, вып. 95(176).

12. Бажев А. Б. Закономерности таяния искусственно запыленной поверхности ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 124—135.

13. Бендат Д., Пирсол А. Измерение и аиализ случайиых процессов.— М.: Мир, 1974.— 463 с.

14. Богдаиова Л. Ф., Геткер М. И. Статистический анализ н учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь-Шаие.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 25(106), с. 116—143.

15. Бокс Д., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление.— М.: Мир, 1974. вып 1, 2.— 406 с.,— 193 с.

16. Борзенкова И. И. О некоторых закономерностях изменения составляющих радиационного и теплового балаиса в горных райоиах.— Труды ГГО, 1965, вып. 179, с. 186—198.

17. Боровикова Л. Н. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступления воды на поверхность горного бассейиа.— Труды САНИГМИ, 1968, вып. 39(54), с. 37—43.

18. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки иа бассейнах рек Западного Тяиь-Шаня.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 3—20.

19. Важнов А. Н. К расчету высоты снеговой линии на горном водосборе.— Метеорология и гидрология, 1956, № 4, с. 46—49.

20. Важнов А. Н. Точиость определеиия снегозапаса в горном бассейне.— Труды ЦИП, 1966, вып. 148, с. 143—149.

21. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— М.: Наука, 1964.— 576 с.

22. Виноградов Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 154 с.

23. Владимиров Л. А., Джавахишвили А. И., Закарашвили Н. Н. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1981, № 40, с. 116—127.

24. Влияние эоловой запыленности ледников и поверхностной морены иа таяние ледников Средней Азии/Л. Д. Долгушин, И. М. Лебедева, Г. Б. Осипова, О. В. Рототаева.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 108—115.

25. Волкова М. В., Крейтер А. А., Тихановская А. А. Опыт расчета объема талых вод с поверхности ледников.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 54—61.

26. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период.— М.: Наука, 1966.— 149 с.

27. Волошина А. П., Инашвили Ш. В. Таяние ледиików южного склона Центральиого Кавказа.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 25, с. 66—67.

28. Гаврилова М. К. Раднационный и тепловой баланс ледников северного полушария.— Гляциологические исследования, 1964, № 13, с. 97—105.

29. Геткер М. И. О статистической структуре поля осадков в Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 100—107.

30. Геткер М. И. Снежные ресурсы Памиро-Алая.— Труды САНИИ, 1983, вып. 105(180).

31. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в гориых бассейнах.— Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 62(77), с. 30—38.

32. Глазырин Г. Е. Абляционные морены как источник иифоpмации о процессах, происходящих в верховьях ледиików.— Метеорология и гидрология, 1969, № 2, с. 71—77.

33. Глазырин Г. Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха.— Метеорология и гидрология, 1970, № 1, с. 30—34.

34. Глазырин Г. Е., Аношина Н. В. Время наступления максимума осадков на территории Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1978, вып. 69(150), с. 43—50.

35. Глазырин Г. Е., Геткер М. И. Ошибки при расчете снегозапасов в горах, вызванные неучетом изменений внутригодового распределения осадков с высотой местности.— Труды ГГИ, 1972, вып. 167, с. 50—53.

36. Глазырина Е. Л. О моделировании стока с ледников.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 45(126), с. 37—41.

37. Головкова Р. Г., Диярова К. Ш., Егорова Н. Д. Основные факторы абляции ледиика Шокальского в хребте Заилнйский Алатау.— Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Киргизский Ала-Тау, Алтай. Вып. 4. 1964, с. 105—110.

38. Головкова Р. Г., Рахимжанова Г. А. К вопросу о тепловом режиме абляции ледиика Центрального Туюксуйского.— Гляциологические исследования в Казахстане.— Вып. 5. 1965, с. 55—62.

39. Голодковская Н. А., Гросвальд М. Г. Ледники Швеции и бюджет их массы за последиие 20 лет.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. 1968, № 14, с. 278—283.

40. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 247 с.

41. Голубев Г. Н. Ледники и речной сток.— Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 78—82.

42. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Баланс массы ледника Джанкуат в 1967—1971 гг. и методы его измерения и расчета.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 80—88.

43. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Щербинин А. Я. Опыт исследования водного режима снежного покрова на языке ледника Джанкуат с помощью стоковой площадки.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 159—163.

44. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Исследование ошибок определения абляции льда в точке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 28, с. 104—111.

45. Гордов А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различно ориентированные и наклонные поверхности для широты 42°.— В кн.: Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. Л.; М.; 1938. Вып. 3, с. 27—44.

46. Давидович Н. В. О вертикальных градиентах температуры воздуха в высокогорье Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 19, с. 56—61.

47. Денисов Ю. М. Снеготаяние.— Сб. работ аспирантов. Отдел техн. и геол.-хим. наук. 1958, вып. 1, с. 38—53.— (Ташкент: Изд-во АН УзССР).

48. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 103 с.

49. Денисов Ю. М. Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах.— Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 75—81.

50. Денисов Ю. М. Математическое моделирование процесса стока горных рек.— Труды САНИГМИ, 1968, вып. 39(54), с. 30—36.

51. Денисов Ю. М. Методы определения оптимальных значений параметров моделей трансформации.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 26—32.

52. Денисов Ю. М. Средний квадрат ошибки выборочного среднего и метод оптимального размещения пунктов наблюдений.— Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 3(84), с. 114—117.

53. ДенисовЮ. М., Боровикова Л. Н., Поспеева Э. К., Коновалов В. Г. К вопросу осреднения выборок однородных данных.— Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 31—42.

54. Денисов Ю. М. Метод расчета влияния моренных отложений на таяние ледников.— Труды САНИИ, 1980, вып. 71(152), с. 67—80.

55. Денисов Ю. М., Боровикова Л. Н., Джураев А. А., Ердякова И. И. Расчет таяния снега и льда.— Труды САНИИ, 1982, вып. 94(175), с. 20—39.

56. Дженкинс Г., Ваттс Л. Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1.— М.: Мир, 1971.— 316 с.

57. Диких А. Н., Благообразов В. А. Вопросы искусственного усиления таяния ледников на Тянь-Шане.— В кн.: Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 11, с. 14—26.

58. Диких А. Н. Бюджет ледников северного склона хребта Терскей Алатоо (на примере ледника Карабаткак).— В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 16—29.

59. Диких А. Н., Михайлова В. И. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терскей Алатау.— М.: Наука, 1976.— 131 с.

60. Долгушин Л. Д., Кеммерих А. О., Кренке А. Н. и др. Полевые исследования по теме «Разработка научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии».— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1965, № 11, с. 5—15.

61. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Морфометрическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 169—184.

62. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Опыты по искусственному усилению таяния снега и льда радиационным методом.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 187—195.

63. Дроздов О. А. Тепловой баланс деятельной поверхности ледника Федченко.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, № 10, с. 227—235.

64. Дроздов О. А., Кароль Б. П., Мосолова Г. И. Особенности метеорологического режима горных ледников Средней Азии в летний период (район Памиро-Алая).— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 160—167.

65. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Вклад температуры и солнечной радиации в таяние ледников в зависимости от метеорологических условий.— Гляциогидроклиматология горных стран, 1973, № 24, с. 133—139.

66. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Корреляции в пространстве, во времени и в годовом ходе, возможность их использования в климатологии и гляциоклиматологии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 91—95.

67. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Исследование факторов таяния ледников в различные временные масштабы.— Вестник ЛГУ, 1977, № 18, с. 113—121.

68. Душкин М. А. Формирование современных морен на концевом поле ледника Большой Актру.— Гляциология Алтая, 1964, вып. 3, с. 101—114.— (Изд. Томского ун-та).

69. Душкин М. А. К вопросу измерения моренного покрова на языках долинных ледников в Центральном Алтае.— Гляциология Алтая, 1970, вып. 6, с. 136—142.— (Изд. Томского ун-та).

70. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкуат).— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 151—156.

71. Дюргеров М. Б. Ошибки определения поверхностной абляции льда в точке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 145—151.

72. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции горно-ледникового бассейна.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 112—116.

73. Дюргеров М. Б. Изучение пространственной статистической структуры поля поверхностной абляции горного ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 140—144.

74. Емельянов Ю. Н. Гляциологические исследования по программе международного гидрологического десятилетия на леднике Абрамова.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 3—10.

75. Емельянов Ю. Н., Жидков В. А., Ноздрюхин В. К. О точности измерений снегозапасов на горных ледниках.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 239—245.

76. Иванов Ю. Н./Отв. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14 — Средняя Азия. Вып. 3 — Бассейн р. Амударьи.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 472 с.

77. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терской Ала-Тау.— В кн.: География снежного покрова. М., 1960, Изд. АН СССР, с. 151—174.

78. Ильин И. А. Материалы к познанию условий формирования речного стока из области ледников.— Изв. ВГО, 1954, т. 86, вып. 2, с. 156—168.

79. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 246 с.

80. Ильин И. А./Отв. ред. Ерсурсы поверхностных вод СССР. Том 14 — Средняя Азия. Вып. 1 — Бассейн р. Сырдарьи.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 438 с.

81. Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных.— Труды ГГО, 1966, вып. 191, с. 22—34.

82. Каган Р. Л., Полищук А. П. О точности определения средней величины по дискретным данным.— Труды ГГО, 1972, вып. 286, с. 95—119.

83. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 268 с.

84. Казанский А. Б. Тепловой баланс открытой поверхности льда ледника Федченко.— ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 806—809.
85. Казанский А. Б. Тепловой баланс поверхности ледника.— В кн.: Ледник Федченко. Ташкент. 1962, с. 152—160.
86. Казанский А. Б., Колесникова В. Н. О тепловом балансе ледника Федченко.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 4, с. 575—584.
87. Калесник С. В. Очерки гляциологии.— М.: Географгиз, 1963.— 550 с.
88. Камалов Б. А. О таянии льда под моренным покровом.— Труды САНИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 19—25.
89. Камалов Б. А. Современное оледенение и сток с ледников в бассейне Сырдарьи.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 12(93).— 77 с.
90. Каталог ледников СССР. Том 13, вып. 2, ч. 1 (Сост. Е. Н. Вилесов, Р. В. Хонин).— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 78 с.
91. Каталог ледников СССР. Том 9, вып. 1, ч. 2—6 (Сост. Л. И. Маруашвили и др.).— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 85 с.
92. Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ, ч. 10 (Сост. В. Ш. Цомая, С. А. Дробышев).— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 69 с.
93. Кеммерих А. О. Роль ледников в стоке рек Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 82—94.
94. Кеммерих А. О. Сток ледников Памира и Памиро-Алая.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 88—94.
95. К обсуждению программы изучения колебаний ледников/П. А. Шумский, А. П. Волошина, В. М. Котляков, В. М. Михалев.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 227—236.
96. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды.— В кн.: Материалы Кавказской экспедиции по программе МГГ. Том 1. Харьков, 1960, с. 7—88.
97. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 691 с.
98. Коновалов В. Г. Метод измерения абляции ледника.— Изв. ВГО, 1963, т. 95, № 2, с. 174—177.
99. Коновалов В. Г. Искусственное усиление таяния снега и льда в горах.— Изв. ВГО, 1963, т. 95, № 4, с. 330—338.
100. Коновалов В. Г. Расчет суммарной радиации, коротковолнового баланса и абляции ледника в любой горной долине.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. 1967, № 12, с. 79—84.
101. Коновалов В. Г. О применении уравнения Боуэна для расчета теплообмена и влагообмена на леднике.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 236—239.
102. Коновалов В. Г. Изменение теплового баланса абляции и свойств деятельной поверхности снега и льда под действием искусственного зачернения.— Труды САНИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 51—57.
103. Коновалов В. Г. Изучение абляции ледников Средней Азии.— Изв. ВГО, 1968, № 4, с. 308—320.
104. Коновалов В. Г. О роли абляции в бюджете льда горного ледника.— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 236—243.
105. Коновалов В. Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альбедо однородной поверхности ледников в период абляции.— Труды САНИГМИ, 1969, вып. 44(59), с. 102—107.
106. Коновалов В. Г. Продолжительность периода абляции и ледниковое питание рек Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1969, № 15, с. 139—143.
107. Коновалов В. Г. Роль абляции в бюджете и эволюции горных ледников.— Изв. ВГО, 1969, № 4, с. 296—305.
108. Коновалов В. Г. Измерение абляции ледника на стоковой площадке.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 125—129.
109. Коновалов В. Г. О средних значениях альбедо ледников в период абляции.— Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 65(80), с. 111—122.
110. Коновалов В. Г. Абляция ледников Средней Азии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 157 с.

111. Коновалов В. Г. Определение суммарной абляции ледников расчетным методом.— Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 1(82), с. 6—14.

112. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ суммарной абляции ледников в водосборах горных рек.— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 58(64), с. 130—135.

113. Коновалов В. Г. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на поверхности ледника.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 26(107), с. 118—126.

114. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ времени восхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на поверхности горного ледника.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 19—26.

115. Коновалов В. Г. Эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках.— Труды САРНИГМИ, 1978, вып. 44(125), с. 41—53.

116. Коновалов В. Г. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода.— Труды САРНИГМИ, 1978, вып. 64(145), с. 130—138.

117. Коновалов В. Г. Обобщение морфометрических характеристик оледенения в отдельных водосборах.— Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 68—77.

118. Коновалов В. Г. Таяние и сток в гляциальных областях.— Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 51—63.

119. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 230 с.

120. Коновалов В. Г. Использование спутниковой информации в математической модели формирования снежного покрова в горах.— Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 71(152), с. 3—10.

121. Коновалов В. Г. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния в гляциальной области.— Труды САНИИ, 1982, вып. 84(165), с. 3—20.

122. Коновалов В. Г. Анализ и прогноз результатов искусственного воздействия на таяние ледников.— Труды САНИИ, 1982, вып. 99(180).

123. Коновалов В. Г. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников.— Труды САНИИ, 1984, вып. 105(186).

124. Коновалов В. Г. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии.— Труды САНИИ, 1984, вып. 107(188).

125. Коновалов В. Г., Чиркова А. А. Изучение пространственной изменчивости плотности и высоты сезонного снежного покрова в горах.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 51(66), с. 32—40.

126. Коновалов В. Г., Емельянов Ю. Н. Опыт определения суммарного таяния на ледниках Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 47—53.

127. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. О возможности расчета таяния снега и льда в горах Средней Азии по данным о температуре воздуха.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 53(134), с. 41—51.

128. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. Модель формирования стока в бассейнах со значительным оледенением.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, вып. 39, с. 49—54.

129. Коновалов В. Г., Орлова Л. М. Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников Средней Азии.— Труды САНИИ, 1983, вып. 91(172), с. 102—117.

130. Корзун В. И. Закон о воде и Гидрометслужба СССР.— Метеорология и гидрология, 1972, № 6, с. 3—11.

131. Королев А. И. Распределение угольной пыли на склонах лавиносбора при запылении с самолета.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 279—280.

132. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 478 с.

133. Кранц Б. Г., Фрейндлин Ф. С. К организации наблюдений на стоковой площадке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 200—201.

134. Крейтер А. А. Примененне сортированной угольной пыли при нскусственном запылении снега.— Материалы гляциологическнх нсследований. Хроника. Обсуждення, 1965, № 11, с. 270—271.

135. Крейтер А. А. Усиленне таяния и характер основных физических процессов прн нскусственном запыленнн снега и льда в горах Средней Азнн.— Автореф. днс. на соиск. учен. степенн канд. хим. наук. Ташкент, 1969.— 28 с.

136. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Изменение тепло- и влагообмена на леднпковой поверхностн под действием нскусственного запыления.— Материалы гляцнологнческих нсследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 277—279.

137. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Об искусственном нзмененнн альбедо снега.— ДАН УзССР, 1967, № 6, с. 34—36.

138. Кренке А. Н. Клнматологическне условня существования ледников и формнрованнн ледннковых климатов.— Метеорологня и климатология. Вып. 1.— М.: Изд-во ВИНИТИ, 1971, с. 168—207.

139. Кренке А. Н. Климатическне условня существования современного оледенення Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973, № 1, с. 19—33.

140. Кренке А. Н. Ледннковый сток в рекн Средней Азии н возможностн его регулирования.— Водные ресурсы, 1980, № 3, с. 5—19.

141. Кренке А. Н. Массообмен в ледннковых системах на терриорни СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 287 с.

142. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таянн ледннков с температурой воздуха.— Материалы гляцнологнческих исследованнй. Хроника. Обсуждення, 1966, № 12, с. 153—161.

143. Кренке А. Н., Рототаева О. В. Поле аккумуляцин для ледннковой системы Памира и использованне его в расчетах стока.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 2, с. 100—107.

144. Крупнейшне ледники Средней Азнн — ледникн Федченко н Зеравшанскнй/Отв. ред. Л. К. Давыдов.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.— 263 с.

145. Кузьмнн П. П. Температурный режим в бассейнах рек Зеравшан н Ягноб.— В кн.: Труды ледниковых экспедиций. Вып. 3. Л., 1936, с. 157—245.

146. Кузьмин П. П. Процессы теплообмена, абляцнн и стока ледников в бассейне р. Зеравшан.— Труды ГГИ, 1948, вып. 3(57), с. 91—160.

147. Кузьмнн П. П. Процесс таяния снежного покрова.— Л.: Гндрометеоиздат. 1961.— 345 с.

148. Курбаткин В. П. О распределенин температуры воздуха в горной долине.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 10(91), с. 109—111.

149. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 190 с.

150. Лебедева И. М. Тепловой баланс ледника Дугава н возможностн искусственного усиления его таяния.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965, с. 187—192.

151. Лебедева И. М. Испарение с ледннков Средней Азнн.— Материалы гляциологическнх нсследованнй.— Хроннка. Обсуждення. 1972, № 20, с. 92—104.

152. Лебедева И. М. Интенсивность испарении с ледников Средней и Центральной Азнн (возможности нзмерений и расчетов).— Материалы гляциологическнх исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 119—129.

153. Ледник Тургень-Аксу/Отв. ред. Р. Д. Забнров.— Фрунзе: Илнм, 1976,— 105 с.

154. Ледник Федченко/Отв. ред. В. Л. Шульц.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962.— 192 с.

155. Ледннк Джанкуат/Авт. Г. Н. Голубев, М. Б. Дюргеров, В. А. Маркин и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 183 с.

156. Ледннк Абрамова.— Л.: Гндрометеоиздат, 1980.— 206 с.

157. Ле Руа Ладюрн Э. История климата с 1000 года. Пер. с франц.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 278 с.

158. Леснпк Ю. Н. Температурный граднент и расчет температуры воздуха над ледннковой поверхностью.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 34—46.

159. Лесник Ю. Н. Процессы абляцни и жидкий сток ледников Средней Азии.— Автореф. днс. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. М., 1975.— с. 33.

160. Лопухин Е. А. Исследование радиационных потоков в горах.— Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. наук, 1960, № 5, с. 64—76.

161. Макаревич К. Г. Тянь-Шань. Заилийский Алатау. Общее описание исследований.— М.: Изд. ВИНИТИ, 1962.— 87 с.

162. Макаревич К. Г. Баланс массы некоторых малых ледников в Заилийском Алатау.— В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане, Алма-Ата, 1966, вып. 6, с. 82—92.

163. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н. Результаты наблюдений над снежным покровом на Туюксуйских ледниках в Заилийском Алатау.— Исследование ледников и ледниковых районов, 1961, вып. 1, с. 168—184.— (Изд-во АН СССР).

164. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н. и др. Гляциометеорологический режим, баланс массы и сток ледников горнолединкового бассейна Туюксу.— В кн.: Режим ледников и снежных лавин Казахстана, Алма-Ата, 1979, с. 96—109.

165. Макаревич К. Г., Пальгов Н. П. и др. Оледенение Заилийского Алатау.— М.: Наука, 1969.— 287 с.

166. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф. Абляция льда и сток с малоалмаатинских ледников в 1963—67 гг.— В кн.: Тепловой и водный режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 149—157.

167. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф., Вилесов Е. Н. Оценка жидкого стока из области аккумуляции Центрального Туюксуйского ледника.— В кн.: Режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 9, с. 62—71.

168. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф. Аккумуляция, абляция и сток с малоалмаатинских ледников и баланс их массы (по наблюдениям в период МГД).— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 63—70.

169. Маркин В. А. Изменение составляющих теплового баланса при искусственном зачернении ледниковой поверхности.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждение, 1965, № 11, с. 151—158.

170. Математическое моделирование процесса стока горных рек/ Л. Н. Боровикова, Ю. М. Денисов, Е. Б. Трофимова, И. Д. Шенцис.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 151 с.— (Труды САРНИГМИ. Вып. 61(76).

171. Материалы наблюдений горностоковой станции Кызылча.— Ташкент, 1973. Вып. 1. Кн. 1 и 2 (за 1959—1966 гг.).— 534 с. Вып. 2. (за 1967—1968 гг.).— 150 с.

172. Мащуков П. М. Зависимость убыли снега от температуры воздуха в горах Средней Азии.— Изв. Узб. фил. ГО СССР, 1963, вып. 7, с. 45—68.

173. Метропольский А. К. Техника статистических вычислений.— М.: Наука, 1971.— 575 с.

174. Монин А. С., Обухов А. М. Основные законы турбулентного перемешивания в поверхностном слое атмосферы.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 24(151), с. 163—187.

175. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 193 с.

176. Нехорошева М. В., Тихановская А. А. Характеристика аэросиноптических и радиационных условий таяния ледника Бакалак летом 1964 г.— В кн.: Горное оледенение Узбекистана и смежных территорий, Ташкент, 1966, с. 26—35.

177. Никулин Ф. В., Трошкина Е. С. Эволюция ледников Центрального Кавказа (на примере ледников Адырсу и Шхельды).— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 58(64), с. 74—81.

178. Нозрюхин В. К., Фрейфельд В. Я. Некоторые данные о поверхностном стаивании «мертвой части» ледника Иныльчек.— Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1958, вып. 1, с. 65—78.— (Фрунзе: Илим).

179. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Джураева, С. Г. Чанышевой, О. И. Субботиной.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 335 с.

180. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958.— 312 с.

181. Патерсон У. С. Б. Физика ледников.— М.: Мир, 1972.— 311 с.

182. Петросянц М. А., Чанышева С. Г., Субботина О. И. О масштабе влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 10(91), 1974, с. 3—40.

183. Попов Е. Г. Тепловой баланс и интенсивность снеготаяния.— Труды ЦИП, 1948, вып. 9(36), с. 3—53.

184. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов/Г. А. Авсюк, В. М. Котляков, В. Г. Ходаков, Г. Н. Голубев.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 3—20.

185. Ревякин В. С., Галахов В. И., Голешихин В. П. Горноледниковые бассейны Алтая.— Томск: Изд-во Томского ун-та, 1979.— 307 с.

186. Режим ледников Северного Тянь-Шаня в аномально засушливый период/К. Г. Макаревич, Е. Н. Вилесов, П. Ф. Шабанов и др.— Тез. докл. VII Всесоюз. гляциол. симпоз., Томск, 1982.

187. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 232 с.

188. Соседов И. С. Методика территориальных водобалансовых обобшений в горах.— Алма-Ата: Наука, 1976.— 152 с.

189. Справочник по климату СССР. Вып. 30. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 62 с.

190. Справочник по климату СССР. Вып. 31. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 65 с.

191. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 51 с.

192. Справочник по климату СССР. Вып. 19. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 74 с.

193. Субботина О. И. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 122 с. (Труды САРНИГМИ. Вып. 59(74))

194. Судаков П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распределение на малоалмаатинских ледниках.— Гляциологические исследования в период МГГ, 1962, вып. 2, с. 99—114.— (Изд-во АН КазССР).

195. Сумарокова В. С. Факторы таяния ледников в бассейне р. Алаарча.— Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 11, с. 36—45.— (Фрунзе: Илим).

196. Тенгборн У. Доля ледникового стока в формировании гидроэнергетических ресурсов реки Колумбия.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, № 39, с. 62—66.

197. Тепловой и вещественный баланс ледника Абрамова в 1967—71 гг./ А. А. Акбаров, З. А. Герасимова, Ю. Н. Емельянов, В. К. Ноздрюхин.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 36—48.

198. Тихановская А. А. К вопросу о таянии льда под моренным покровом.— Труды САРНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 97—106.

199. Тихановская А. А. Некоторые вопросы измеиения радиационного баланса на заморенной поверхности льда.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 92—96.

200. Тихановская А. А. Влияние сплошиого моренного покрова на тепловой баланс ледниковой поверхности.— В кн.: Современное оледенение в бассейне р. Зеравшан. Ташкент, 1972, с. 39—52.

201. Троицкий Л. С., Ходаков В. Г. и др. Оледенение Урала.— М.: Наука, 1966.— 305 с.

202. Трофимова Е. Б. Метод расчета отражающей способности снежного покрова.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 21—25.

203. Фатеев В. П., Попов Н. И. Некоторые черты режима и динамики ледника Аксу восточный в хребте Кунгей Алатау.— Гляциогидроклиматология горных стран, 1973, № 24, с. 111—114.

204. Фихтенгольц Г. М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. Том 2.— М.: Физматгиз, 1959.— 807 с.

205. Фрейдлин В. С. Применение функций влияния для расчета гидрографа стока и графика водоподачи ледника Джанкуат.— Материалы гляциологических исследоваиий. Хроника. Обсуждения, 1971, № 18, с. 92—94.

206. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах.— М.: Мир, 1969.— 395 с.

207. Ходаков В. Г. О зависимости суммарной абляции ледников от температуры воздуха.— Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48—50.

208. Ходаков В. Г. Расчет абляции под слоем морены.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 105—107.

209. Ходаков В. Г. Особенности формирования балаиса льда пульсирующего ледника Колка.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1974, № 24, с. 116—125.

210. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР.— М.: Наука, 1978.— 191 с.

211. Цомая В. Ш. Материалы гляциологических исследований. Казбек, Богосский хребет, Базар-дюзи. 1951—63 гг.— Тбилиси: ФОЛ УГМС ГрузССР, 1964.— 545 с.

212. Цомая В. Ш. Учет ледникового коэффициента при расчетах жидкого стока ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 25, с. 77—83.

213. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования).— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 94 с.

214. Цыкин Е. Н., Цыкина Г. А. Результаты лабораториых экспериментов по искусственному усилению таяния льда методом зачернения.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1968, № 14, с. 167—179.

215. Черкасов П. А., Ермекбаев Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джунгурского Алатау в абляционный период.— В кн.: Снежные лавины и ледники Казахстаиа, 1977, с. 122—133.

216. Черкасов П. А. Радиационный баланс физической поверхности горного ледника в период абляции.— Алма-Ата: Наука, 1980.— 143 с.

217. Чертанов С. П. Наблюдения над режимом ледиика Федченко.— Труды ТГМО УзССР, 1948, вып. 1, с. 76—84.

218. Чистяев В. Б. Модель расчета хода величины альбедо поверхности снего-фирио-ледяного покрова ледниково-моренного комплекса в период таяния.— Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 88—95.

219. Черногоров В. П. Аэрофотосъемка снежного покрова в верховьях р. Ангрен для гидрологических целей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 127 с.

222. Шульц В. Л., Шалатова Л. И., Рубинова Ф. Э., Чертанов Н. П. Некоторые вопросы усиления таяиия снега.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1958, № 2.

220. Шульц В. Л. К вопросу целесообразности искусственного усиления таяния снега в горах Средней Азии.— Метеорология и гидрология, 1963, № 5, с. 38—41.

221. Шульц В. Л. Реки Средней Азии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 691 с.

323. Шумский П. А. Основы структурного ледоведеиия.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 419 с.

224. Щеголова О. П. Питание рек Средней Азии.— Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960.— 244 с.

225. Щетинникова А. С. Абляция иа языке ледника Райгородского.— Труды САНИГМИ, 1966, вып. 27(42), с. 24—34.

226. Щетинников А. С. О точности определения среднего уклона малых ледников.— Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 9(90), с. 94—100.

227. Щетинников А. С. Об определении преобладающей ориентации ледников.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 27—33.

228. Щетинников А. С. Ледники бассейна реки Пскем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 120 с.

229. Щетинников А. С. К вопросу о целесообразности искусственного усиления таяния ледников бассейна р. Сырдарьи.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 45(126), с. 3—15.

230. Щетинников А. С. Оледенение Гиссаро-Алая.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 117 с.

231. Anderson E. A. Snow accumulation and ablation model.— NOAA Tech. Memo. NWS Hydro-17. Silver Spring, 1973.— 228 p.
232. Anderson E. A. A point energy and mass balance model of snow cover.— NOAA Tech. Report. NWS 19, 1976.— 150 p.
233. Bengtsson L. Snowmelt estimated from energy budget studies.— Nordic Hydrology, 1976, 7, p. 3—18.
234. Bowen I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.— Phys. Res., 1926, vol. 27, N 6, p. 56—63.
235. Braithwaite R. J. On glacier energy balance, ablation, and air temperature.— J. Glaciol., 1981, vol. 27, N 97, p. 381—391.
236. Campbell W. J., Rasmussen L. A. The production, flow and distribution of melt water in a glacier treated as a porous media.— Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 11—27.
237. de La Casiniere A. C. Heat exchange over a melting snow surface.— J. Glaciol., 1974, vol. 13, N 67, p. 55—72.
238. Dayer G. The short-range forecasting of discharge from a glaciated region and its use for optimizing the Grand Dixence S. A. pumping plants.— J. Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 668—669.
239. Derikx L. Glacier discharge simulation by ground-water analoque.— Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 29—40.
240. Dreiseitl E. Zur Berechnung der Eisablation.— Z. Gletscherk. und Glazialgeol., 1976, vol. 12, N 1, p. 75—78.
241. Gottlieb L. A. A simple energy balance model of snow and ice melt.— Progr. Rep. 47, Dec. 1978. Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Engrg. Tech. Univ., Denmark, p. 3—12.
242. Gudmundsson G., Sigbjarnarson G. Analysis of glacier run-off and meteorological observations.— J. Glaciol., 1972, vol. 11, N 63, p. 303—318.
243. Hedrick R. L., Filgate B. D., Adams W. M. Application of environmental analysis to watershed snowmelt.— J. Appl. Meteorol., 1971, vol. 10, N 3, p. 418—429.
244. Hoinkes H., Wendler G. Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hinterecies — und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen, Tirol) in Sommer 1958.— Arch. Meteorol., Geoph. und Bioklim., 1968, B 16, N 2—3, S. 195—236.
245. Hoinkes H. Uber Bezichungen zwischen der Messenbilans des Hintereisferners (Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent.— Ann. Meteorol. Neue Folge, 1971, N 5, S. 259—264.
246. Jensen H., Lang H. Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps.— In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972. Vol. 2, p. 1047—1054.
247. Kasser P. Influence of changes in the glaciarized area on summer runoff in the Porte du Scex drainage basin of the Rhone.— Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 221—225.
248. Kasser P. Fluctuation of glaciers 1965—70.— Paris, IASH, 1973.— 358 p.
249. Kasser P. Fluctuations of glaciers 1959—65. A contribution to the IHD.— Belgium, Unesco, IASH, 1967.— 100 p.
250. Keeler C. M. Relationship between climate, ablation and runoff on the Sverdrup Glacier.— Final Report to Arctic Institute of North America, Canada, Montreal, 1964.— 78 p.
251. Konovalov V. G., Emelianov Yu. N. Estimation of total ablation on Central Asian glaciers.— Symposium UGGI. Neiges et glaces. Actes du colloque de Moscow, août 1971.— Budapest, 1975. IAHS—AISH, Publication No 104, p. 99—105.
252. Konovalov V. G. Calculation and prediction of the total glacial melting in watersheds of Central Asia.— J. of Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 677—688.
253. Konovalov V. G. The application of satellite information in mathematical model of snow cover formation in mountains.— In:— Workshop on Remote Sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques.— 1979, Voss, Norway, p. 131—144.
254. Konovalov V. G. On methods of regional computation of glacier melting intensity in Central Asia.— Hydrological Aspects of Alpine and High Moun-

tain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. No 138, p. 209—220.

255. Kraus H. Energy exchange at air—ice interface.— In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972, vol. 1, p. 128—164.

256. Kuhn M. On the computation of heat transfer coefficients from energy balance gradients on a glacier.— J. Glaciol., 1979, vol. 22, N 87, p. 263—272.

257. Lang H. Variations in the relation between glacier discharge and meteorological elements.— Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 85—94.

258. Linacre E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone.— Agr. Meteorol., 1977, vol. 18, N 6, p. 409—424.

259. Martinec J. Evaluation of air photos for snowmelt — runoff forecasts.— In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice in hydrology, Paris. UNESCO—WMO—IASH, 1973, vol. 2, p. 915—926.

260. Martinec J. Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts.— Nordic Hydrology, 1975, vol. 6, N 3, p. 145—154.

261. Megahan W., Meiman J., Goodell B. The effect of albedo — reducing materials on net radiation at a snow surface.— Bull. of the Internat. Assoc. of Scientific Hydrology, 1970, vol. 15, N 1, p. 69—80.

262. Meier M. F. Hydraulics and Hydrology of Glaciers.— In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice hydrology. Paris. UNESCO—WMO—IASH, 1973, vol. 1, p. 353—370.

263. Mokievsky-Zubok O. and Stanley A. D. Canadien glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 1965—74. No. 1. Sentinel Glacier, British Columbia — Summary of Measurements.— Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series N 68.— 75 p.

264. Müller F. Fluctuations of glaciers 1970—1975. A contribution to the International Hydrological Programme. Paris, 1977, UNESCO—IAHS (ICSI).— 269 p.

265. Nord J. Orographic precipitation in mountaineous regions.— In: Proc. Geilo Symp. Norway: Distribution of precipitation in mountainous areas. Paris, 1973. Vol. 1, p. 31—56.

266. Obled Ch. and Rosse B. Mathematical models of a melting snowpack at an index plot.— J. Hydrology, 1977, vol. 32, p. 139—163.

267. Østrem G. Runoff forecasts for highly glacierized basins.— In Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972, vol. 2, p. 1111—1129.

268. Petzold D. E. An estimation technique for snow surface albedo.— Climatol. Bull., 1977, N 21, p. 1—11.

269. Reid I. A., Paterson W. S. B. Simple method for measuring the average amount of water produced annually by melting of the ice on a glacier.— Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 215—218.

270. Sugavara M., Ozaki E., Katsyama Y., Watanabe I. Runoff analysis of snow mountainous regions in Japan.— In: Research Notes of the Nat. Res. Centre for Disaster Prevention. Tokyo, 1975, N 17.— 38 p.

271. Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergenexpedition, 1964—1965.— Nationalkomittee für Geodasie und Geophysik der DDR, Berlin, 1969, Nr 11/12.— 93 S.

272. Woo M. K. A numerical simulation model for snow storage in small coastal basins, southwestern British Columbia.— In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972. Vol. 2, p. 992—1003.

273. Yoshiyuki Fujii. Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover.— J. Jap. Soc. of snow and ice, 1977, vol. 39, p. 20—21.

274. Young G. J., and Stanley A. D. Canadien glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—74, No 4. Peyto Glacier, Alberta— Summary of measurements.— Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series, No 71.— 59 p.

275. Young G. J. and Stanley A. D. Canadien glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—74. No 3. Ram River Glacier, Alberta— Summary of measurements.— Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series No 68.—54 p.

276. Young G. J. Streamflow formation in a glacierized watersheds in the Rocky Mountains, Canada. Paper presented at: The International Symposium on the Computation and Prediction of Runoff from Glaciers and Glacierized Areas. Tbilisi, September 1978.— 14 p.

277. Zotikov I. A., Moiseeva G. P. A theoretical study of ice surface dusting influence on melting intensity. In Proc. Banff Symp., The role of snow and ice in hydrology, UNESCO—WMO—IASH, 1972, p. 1410—1419.

278. Zuzel J. G., Lloyd M. Cox. Relative importance of meteorological variables in snowmelt.— Water Res. Research, 1975, vol. 11, N 11, p. 174—176.

Оглавление

Введение 3
Основные условные обозначения 8

Глава 1. **Физико-статистическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки** 14
1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решении . . . . . —
1.2. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников 18
Выводы 27
Глава 2. **Методы расчета интеисивности таяния снега и льда** 28
2.1. Уравиение теплового баланса поверхности ледника и формулы интенсивности таяния . . . . . —
2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния 39
2.3. Локальные и региональные эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии 46
2.4. Расчет таяния льда и снега под мореной 58
Выводы 67

Глава 3. **Сезоиная снеговая граница и внутригодовой режим аккумуляции и таяния на ледниках** 69
3.1. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на ледниках . . . . . —
3.2. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии 79
3.3. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода 87
3.4. Продолжительность периода таяния и формирования стока на ледниках Средней Азии 95
Выводы 102

Глава 4. **Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледникового стока** 104
4.1. Пространственно-временна́я изменчивость основных метеорологических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках . . . . . —
4.1.1. Приход суммарной солнечной радиации на поверхности ледника . . . . . —
4.1.2. Температура воздуха и осадки 119
4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников 127
4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников 130
4.4. Таяние и сток в гляциальных областях 142
Выводы 156

Глава 5. **Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии** 159
5.1. Пространственно-временна́я изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока . . . . . —
5.2. Долгосрочные прогнозы суммарного таяния ледников и ледникового стока 167
Выводы 179

237

Глава 6. **Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников** 181
6.1. Проблема увеличеиия водоотдачи ледников в условнях Средней Азин . . . . . —
6.2. Методические основы численного моделирования оптимального воздействия на таяние ледников 188
6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействня на таяние ледникоп 197
6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и предварнтельная оценка экономической эффективности искусственного воздействня 205
Выводы 209
Заключенне 210
Прнложення 215
Список литературы 224

Владимир Георгиевич Коновалов

Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии

Н/К

Редактор Г. Г. Доброумова. Художник В. В. Быков. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор И. В. Жмакина.

Сдано в набор 31.05.85. Подписано в печать 10.09.85. М-22564. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 15. Кр.-отт. 15,12. Уч.-изд. л. 18,14. Тираж 300 экз. Индекс ГЛ-219. Заказ № 170. Цена 2 р. 40 к. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.