



В.Г. Коновалов

Таяние
и сток
с ледников

в бассейнах
рек
Средней
Азии

Решается проблема определения основных элементов гидрологического режима ледников и речных бассейнов, 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 ледника. 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
Гидрометеорология
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

Изложено решение проблемы определения основных элементов гидрологического режима оледенелостей 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 прогноза ледникового стока и численную модель оптимального искусственного воздействия на течение 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, альбеда, продолжительность периода таяния льда и др.), пори и коэффициентов вариации элементов гидрологического режима оледенения.

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

По данным Каталога ледников СССР в бассейнах рек Чу, Талас, Агса, оз. Иссык-Куль, Сарылжас, Сырдарыя, Жералшан и Амударыя 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 средним 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.

Близкое по значению определение 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 $N_{\text{гп}}$ ледников ($N_{\text{гп}} \geq 2$), 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 ($n \geq 1$)

$$N_{\text{гп}} = n_1 + n_2 + n_3 + \dots + n_k. \quad (1.1)$$

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 верхового и нижнего коихов ледника, фирновой границы, площадь морены, распределение площади ледника по высоте, экспозиция и уклон поверхности прикладывают к 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 громоздкости 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 $Z_{\text{макс}}$ 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 $Z_{\text{макс}}$ маркировать площадь ледника, где зимний снег становится полнотаяным.

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

блюлиций 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, обремененного льдом и льда под мореной с учетом временной изменчивости площадей перечисленных типов поверхности ледника в течение мая—октября. Для определения этих площадей необходимы морфометрические характеристики «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 проливаемых высотах и таяния летнего снега.

5. С целью оптимизации и обоснования состава аргументов в формулах интенсивности таяния снега и льда детально проанализированы различные варианты уравнений 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 толщиной и предложен способ расчета среднего слоя морены на коихах 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 и реальных условий 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, Алаярча, Талас, Пскем, Исфара, Зеравшан (Матчи), Коксу (ледник Абрамова), Сарыджас, Муксу, Салдыра. Сопоставление непосредственных измерений отдельных составляющих и суммарного таяния в целом в группе Тулуксуейских ледников за 1967—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 на предельно горной территории Средней Азии было выполнено опреде-

лешие 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 $W_{г\lambda}$ 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, определены величины отклонения коэффициентов асимметрии и вариации.

В общем виде рассмотрены закономерности пространственной изменчивости коэффициента вариации многолетних рядов ледникового стока $C_v(W_{г\lambda})$ в бассейнах рек Средней Азии. Показано, что зависимость $C_v(W_{г\lambda})$ 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 леденения. 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 экстремальных интегральных разностных кривых для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлена продолжительность малоподной и многоводной фаз в многолетнем режиме V_M и $W_{г\lambda}$, выявлена синхронность резких пиков в гидрологическом режиме леденения.

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

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 в вегетационного периода. Рассмотрены возможности прогноза V_M и $W_{г\lambda}$ 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 разработаны комплекс программ и алгоритмы для ЭВМ, обеспечивающих автоматизированное определение внутригодового (май—октябрь) и многолетнего режима декадных и месячных объемов таяния зимнего и летнего снега, фирна, обложившего льда в льда под кореной в произвольной гляциальной области Средней Азии. Особенности климата, рельефа и осадочности 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)
 $Ак$ — процесс и годовой объем аккумуляции на ледниках (единицы объема или массы)
 A_{λ} — альбедо поверхности льда или снега в коротковолновой части спектра солнечной радиации (проценты или доли единицы)
 $A_{\lambda\lambda}$ — альбедо искусственно загрязненной поверхности льда или снега
 $\Delta A_{\lambda\lambda}$ — эффект изменения альбедо снега или льда в результате загрязнения поверхности (проценты или доли единицы)
 B — годовой баланс аккумуляции и абляции на ледниках (единицы объема или массы)
 B_k — дневная сумма или интенсивность коротковолновой солнечной радиации, поглощенной поверхностью
 B_k — дневная сумма или интенсивность баланса длинноволнового излучения поверхности и проинтегрированного излучения атмосферы
 ΔB_k — изменение поглощенной радиации B_k после искусственного загрязнения поверхности
 C_n — балл нижней облачности
 C_o — балл общей облачности
 C_p — коэффициент вариации
 C_a — коэффициент асимметрии
 $C_p(W_{\text{ср}})$ — коэффициент вариации ледникового стока
 $C_p(T_{\text{ср}})$ — коэффициент вариации продолжительности периода таяния льда на ледниках
 c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении
 c_s — удельная теплота плавления льда
 D — дневная сумма или интенсивность рассеянной радиации
 $d_{\text{пр}}$ — календарная дата начала расчетного периода
 $d_{\text{кп}}$ — календарная дата конца расчетного периода
 $d_{\text{нп}}$ — календарная дата начала периода таяния льда
 $d_{\text{кп}}$ — календарная дата конца периода таяния льда; в региональной модели процесса суммарного таяния ледников $d_{\text{нп}}$ и $d_{\text{кп}}$ 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_s — длинноволновое излучение земли

$E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение

e — упругость водяного пара

F_s — площадь сезонного снежного покрова на леднике

$F_{\text{лп}}$ — 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 снежного покрова на конце ледника

h_k — максимальные высоты поверхности ледника вследствие таяния

h_c — толщина слоя морены на поверхности ледника

h_g — угловая высота солнца

h — относительная влажность воздуха

$I_{\text{де}}$ — индекс абляции — некоторая характеристика, имеющая генетическую и статистическую связь с годовой абляцией на ледниках (например, аномалия суммы зимне-весенних осадков)

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

$I_{\text{б}}$ — индекс баланса. Равен алгебраической сумме индексов аккумуляции и абляции

I — прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность

I' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность

$I_{\text{н}}$ — метеорологическая солнечная постоянная

K_e, K_o — коэффициенты турбулентного переноса тепла (θ) и влаги (e)

$K_{\text{лп}}$ — модульный коэффициент годового объема ледникового стока

L — удельная теплота фазового перехода

l — толщина деятельного слоя на поверхности

M — интенсивность таяния
 $M(B, \theta)$ — интенсивность таяния как функция плотности радиации и температуры воздуха
 $M(r, f)$ — интенсивность таяния как функция вектора r , характеризующего пространственное положение точки на леднике
 $\bar{M}_{10}$ — определенная по эмпирической формуле средняя за декаду интенсивность таяния
 $\bar{M}_{31}$ — то же в среднем за месяц
 M_s — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника
 $M(h_s)$ — интенсивность таяния льда под слоем морен, толщиной h_s
 $\bar{M}_{30}(\Delta z, t)$ — средняя интенсивность таяния летнего снега на леднике в интервале Δz
 N_{1n} — множество ледников, расположенное в пределах некоторого речного бассейна
 Q_1 — радиационный баланс деятельного слоя
 Q_a — турбулентный поток тепла в приледниковом слое воздуха
 Q_s — турбулентный перенос тепла с водяным паром
 Q_d — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника
 Q_k — кондуктивный перенос тепла из деятельного слоя вглубь ледника
 Q_f — расход тепла на нагревание деятельного слоя до точки плавления
 Q_0 — суммарная радиация при отсутствии облачности
 q — суммы атмосферных осадков
 $\bar{q}_3(\Delta z, t)$ — средний слой снежовыпавшего летнего снега в интервале высот Δz
 q_s — слой твердых атмосферных осадков
 R — радиационный баланс на поверхности ледника
 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_{10} — площадь сплошной морены на поверхности ледника
 S_{11} — площадь открытого льда
 S_f — площадь фирна
 S_{12} — площадь поверхности ледника покрытая зимним снегом
 S_{13} — площадь поверхности ледника покрытая летним снегом

S_{14} — общая площадь ледников в пределах некоторого речного бассейна
 S_{15} — площадь бассейна, расположенная выше замыкающего гидроствора
 S_1 — площадь языка ледника, расположенная между высотами конца ледника и средней границы питания
 S_2 — площадь области питания ледника, расположенная между высотой начала ледника и средней границы питания
 T_n — абсолютная температура поверхности ледника ($^{\circ}\text{K}$)
 T_{10} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см
 T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин
 T_2 — продолжительность года, равная 365 сут
 T_3 — дневная продолжительность солнечного сияния
 Y_s — период суммирования осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза суммарного таяния и ледникового стока
 T_s — продолжительность периода таяния льда
 t — время в течение года
 t_1 — время в течение суток
 u — скорость ветра
 $f(u)$ — ветровая функция
 V_M — 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_{M1}, W_{11} — 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_{M2} — суммарный объем таяния на площади S_1 языка ледника
 V_{M3} — суммарный объем таяния на площади S_2 области питания
 $\bar{V}_M, \bar{V}_{M1}$ — прогнозируемые величины суммарного таяния ледников и ледникового стока
 V_{M1}, V_{11} — суммарные за период май—октябрь объемы таяния
 V_{11}, V_{12}, V_{13} — льда под мореной (лм), открытого льда (л), старого фирна (ф), зимнего (зс) и летнего снега (лс)
 v_{14} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от максимума аккумуляции до начала таяния льда на конце ледника

V_{Σ} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от начала до окончания периода таяния льда на конце ледника
 V_{Σ_2} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от окончания периода таяния льда до конца расчетного периода
 $V_{\Sigma}(t), V_{\Sigma_2}(t)$ — суммарные объемы таяния для всего множества ледников. Размерность — объем в единицу времени
 $v_{\Sigma}(t), v_{\Sigma_2}(t), \left. \begin{matrix} v_{\Sigma_1}(t), v_{\Sigma_2}(t), \\ v_{\Sigma_3}(t), v_{\Sigma_4}(t) \end{matrix} \right\}$ — отдельные составляющие суммарных объемов $V_{\Sigma}(t)$ и $V_{\Sigma_2}(t)$. Размерность — объем в единицу времени
 W, W_{Σ} — объем стока в бассейне за год или сезон
 W_{Σ_1} — объем ледникового стока в бассейне
 W_{Σ_2} — сезонная снеговая составляющая общего стока
 W_{Σ_3} — объем стока с площади языка ледника
 W_{Σ_4} — объем стока с площади области питания
 W_{Σ_5} — суммарный объем стока с площади ледниково-областной области
 $Z_{\max}$ — максимальная высота сезонной снеговой границы на леднике
 Z_0 — абсолютная высота начала ледника
 Z_1 — абсолютная высота конца ледника
 Z_{Σ} — средняя минимальная абсолютная высота фирменной границы на леднике
 Z_{Σ_1} — абсолютная высота верхней границы сплошной морены на леднике
 $Z_{\Sigma_2}(t), Z_{\Sigma_3}(t), Z_{\Sigma_4}(t)$ — текущая абсолютная высота границы сезонного снежного покрова на леднике
 $\Delta Z_{\max}$ — максимальное превышение снеговой границы над концом ледника
 z — вертикальная координата
 $\bar{z}$ — средняя взвешенная по площади абсолютная высота участка поверхности ледника
 z_y — характеристика шероховатости поверхности
 α — уклон поверхности ледника
 α_r — коэффициент поглощения радиации
 α_f — характеристика фракционного состава утолщенной льда
 β — коэффициент, характеризующий увеличение скорости движения снеговой границы на леднике после искусственного запыления его поверхности
 β_1, β_2 — коэффициенты поглощения тепла в слое морены
 γ_1 — вертикальный градиент температуры воздуха
 δ — склонение солнца
 δ_{Σ} — вклад индекса абляции в описание дисперсии стока за июль—сентябрь

δ_{Σ} — вклад индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июль—сентябрь
 δ_{Σ_1} — вклад ледникового питания в годовой сток в бассейне реки
 δ_{Σ_2} — 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
 κ — излучательная способность поверхности снега и льда
 κ_1 — коэффициент, характеризующий относительный вклад потоков тепла (кроме поглощения радиации B_R) в уравнение теплового баланса
 λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы
 ρ — плотность
 ρ_{Σ} — квадрат суммарного коэффициента корреляции
 σ — среднеквадратическое отклонение
 σ^2 — дисперсия
 σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана
 $\tau_{\Sigma_1}, d_{\Sigma_1}$ — дата начала периода таяния льда на конце ледника
 $\tau_{\Sigma_2}, d_{\Sigma_2}$ — дата окончания периода таяния льда на конце ледника
 τ_1 — часовой угол солнца
 τ_2 — время восхода солнца над линией горизонта
 τ_3 — 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 метеорологических элементов (температура воздуха, влажность воздуха, скорость ветра) в приземном слое

Глава I

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/см³. Фирном называется снег возрастом от 1 года и более с широким диапазоном колеблющейся 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 пластово-высотных координат. Во внутригодовом ходе процессов аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на любой элементарной площадке имеет место последовательная смена максимумов и минимумов 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 площади, где имеет место абляция льда и фирна, изменяются 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 элементом 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_s и льда и фирна v_{lf} за соответствующие периоды преобладающей абляции:

$$v_s = \int_{t_0}^{t_n} \int_{F_s} M(r, t) dF_s dt \quad (1.2)$$

и

$$v_{lf} = \int_{t_1}^{t_2} \int_{F_{lf}} M(r, t) dF_{lf} dt, \quad (1.3)$$

где t_0 и t_n — моменты максимумов аккумуляции, разделенные во времени периодом преимущественной абляции; F_s — площадь сезонного снежного покрова на леднике; M — интенсивность таяния; r — вектор, характеризующий пространственное положение точки на леднике; t_1 и t_2 — моменты начала и окончания таяния льда и фирна; F_{lf} — площадь льда и фирна; dF_s и dF_{lf} — элементарные площадки на поверхности снега и льда и фирна.

Поскольку площади F_s и F_{lf} в течение периодов $t_n - t_0$ и $t_2 - t_1$ являются однозначными функциями высоты сезонной снеговой границы $Z_{сн}$ на леднике, выражения (1.2) и (1.3) можно записать в форме, более удобной для численного интегрирования. Так, для интервала времени, когда $Z_{сн} < Z_n$, т. е. от момента максимума аккумуляции сезонного снега на леднике до начала периода абляции льда и фирна

$$v_s(t_0) = \int_{t_0}^{t_n} \int_{Z_n}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt \quad (1.4)$$

при $Z_n < Z_{сн}(t) \leq Z_n$ или в течение периода абляции льда и фирна

$$v_{lf}(t_1) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{Z_{сн}(t_1)}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt, \quad (1.5)$$

$$v_{lf}(t_2) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{Z_n}^{Z_{сн}(t_2)} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt \quad (1.6)$$

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

$$v_{lf}(t_2) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{Z_n}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt. \quad (1.7)$$

В выражениях (1.4) — (1.7) Z_n и Z_n — абсолютные высоты соответственно конца и начала ледника.

Поскольку интегрирование по x 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-временной 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 и течение периода $t_{\text{н}} - t_{\text{к}}$ будем называть далее физико-статистической региональной моделью процесса таяния и ледникового стока.

Степень приближения модели гидрологического режима оледенения определяется в данном случае объективным приращением уровня изученности пространственно-временной изменчивости основных факторов, от которых зависит интенсивность таяния, полнотой и репрезентативностью исходной метеорологической информации об условиях таяния и сведениям 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. Понятно, что бассейны рек Средней Азии, где сосредоточены основные площади современного оледенения, в метеорологическом отношении охарактеризованы крайне недостаточно. Подавляющее большинство станций Госкомгидромета, предоставляющих режимные метеорологические наблюдения, расположено по высот не более 2000 м над уровнем моря. В диапазоне высот от 2000 до 3000 м таких станций всего лишь около 10 на всю горную территорию Средней Азии, а выше 3000 м количество метеорологических станций равно нулю.

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 приходится прибегать к приближенным, основанным на устаревших сведениях. Недостаток данных непосредственных измерений на ледниках особенно ощущается в бассейне р. Нерын, на восточном и юго-западном Памире, в хребтах Заалайском, Петра Первого, Дарвазском, Ягулемском 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 $M(r, t)$, показывают,

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

Качество расчета $t_{\text{н}}$, $t_{\text{к}}$ и диапазон применимости искомой методики в целом во многом зависит от способа определения интенсивности таяния. Физическая сторона процесса таяния и преобразования энергии на поверхности снега и льда в настоящее время представляется достаточно сложной.

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, 161, 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 из-за 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 оправданной становится необходимость:

- использования статистических методов эмпирических формул интенсивности таяния, учитывающих относительную значимость компонентов теплового баланса и пригодных для широкого применения в условиях оледенения Средней Азии;
- использования при выводе эмпирических формул осредненных эмпирических функций и аргументов с целью уменьшения случайных ошибок измерений;

- 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, строкки диапазоном микро- и мезомасштабностей режима аккумуляции и абляции. В связи с этим важнейшей частью региональной модели гидрологического режима оледенения является специально изученный вопрос о получении суммарных величин таяния для всего множества N_L ледников, образующих гляциальную область. При этом заранее ясно, что раздельное вычисление $t_{\text{н}}$ и последующее наложение результатов — неэффективный и практически нереализуемый путь.

В дополнение к уже упомянутым наиболее крупным 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 ледника 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. И. Шульца [221], А. О. Кеммерля [93, 94], П. А. Камалова [86], А. С. Петиншикова [230], А. И. Кренке [141] и других авторов. Хотя разработки этих исследований способствуют положительной оценке, 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 $\bar{W}_{\text{ст}}$ за год и отдельные месяцы абляционного периода, коэффициенты вариации и асимметрии, авто- и кросскорреляционные функции элементов гидрологического режима.

Наиболее перспективным способом научения 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 V_M и $\bar{W}_{\text{ст}}$ 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. Определение внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей естественно должно учитывать все основ-

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

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующей исходной информации, реперный 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 таяния в однородных районах гляциальной области основных морфометрических показателей множества отдельных объектов: площади ледника и склонной горной, индивидуального распределения шлохали в зависимости от высоты, отметок начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного горного покрова, средних значений ориентации и уклона поверхности ледника.

Метод таяния обеспечивает получение на выбранном объекте или «среднем леднике» данных о внутригодовом и многолетнем режиме суммарного таяния, относящихся ко всему множеству ледников в пределах рассматриваемого бассейна реки. Достоинством метода таяния 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:

$$v_M(t) = \int M(r, t) dF, \quad (1.8)$$

где $v_M(t)$ — суммарный объем таяния, размерность которого — объем в единицу времени; M — интенсивность таяния; 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, поскольку функция $M(r, t)$ неизвестна, ни численными методами ввиду отсутствия необходимых исходных данных. Для получения практически приемлемого метода расчета

$v_M(t)$ заменим $M(z, t)$ однокривной функцией высоты местности z . Тогда

$$v_M(t)_z = \int_{Z_x}^{Z_n} M(z, t) s(z) dz, \quad (1.9)$$

где Z_n — абсолютная высота начала ледника; Z_x — отметка конца ледника; $s(z)$ — функции 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

$$v_M(t)_z = M(\bar{z}, t) \int_{Z_x}^{Z_n} s(z) dz, \quad (1.10)$$

а поскольку

$$\int_{Z_x}^{Z_n} s(z) dz = S, \quad (1.11)$$

то

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

где $\bar{z}$ — некоторая высота в интервале Z_x, Z_n ; S — общая площадь ледника.

Перейдем затем от единичного ледника к их однородному подмножеству $n_k \geq 1$ из множества $N_{\text{из}} \geq 2$. Множество ледников $N_{\text{из}}$, состоящее из одного или нескольких однородных внутри себя подмножеств, называется глянцальной областью и некоторым речным бассейном

$$N_{\text{из}} = n_1 + n_2 + \dots + n_k. \quad (1.13)$$

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

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

где

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

представляет собой средний суммарный объем таяния в подмножестве n_k .

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

$$V_M = n_1 \bar{W}_1 + n_2 \bar{W}_2 + \dots + n_k \bar{W}_k. \quad (1.16)$$

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

$$\bar{W}_k = \bar{M}_k(\bar{z}) \bar{S}_k + \text{cov } M_k S_k, \quad (1.17)$$

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

$$\text{cov } M_k S_k = 0, \quad (1.18)$$

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

$$\bar{W}_k = \bar{M}_k(\bar{z}) \bar{S}_k, \quad (1.19)$$

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

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

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 :

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

где a и b — параметры. Как известно [21], математическое ожидание M_0 линейной функции равно той же линейной функции от математического ожидания аргумента. В данном случае —

$$M_0[M(z)] = a M_0[\Theta(z)] + b, \quad (1.22)$$

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

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

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

$$M_0[\Theta(z)] = \Theta(z_0) - \gamma M_0(z - z_0). \quad (1.24)$$

Подставляя (1.24) в (1.22), получим

$$M_0[M(z)] = c_k - a\gamma M_0(z), \quad (1.25)$$

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

$$c_M = a[O(z_0) + \gamma z_0] + b. \quad (1.26)$$

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

$$V_M(t) = n_1 [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_1)] \bar{S}_1 + n_2 [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_2)] \bar{S}_2 + \\ + \dots + n_k [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_k)] \bar{S}_k. \quad (1.27)$$

$$Mo(\tilde{z}_k) = \sum_{i=1}^{n_k} \tilde{z}_i p_i \quad (1.28)$$

(p_i — взвешивающий коэффициент), 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 $Z_n - Z_k$, что обеспечивает равенство

$$M(\tilde{z}) = \frac{1}{Z_n - Z_k} \int_{Z_k}^{Z_n} M(z) dz. \quad (1.29)$$

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 $Z_n - Z_k$.

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

$$V_M(t) = n_1 \sum_{j=1}^m [c_{M1} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{1j})] \bar{S}_{1j} + n_2 \sum_{j=1}^m [c_{M2} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{2j})] \bar{S}_{2j} + \\ + \dots + n_k \sum_{j=1}^m [c_{Mk} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{kj})] \bar{S}_{kj}, \quad (1.30)$$

где m — число частей в интервале $Z_n - Z_k$. Количество этих частей можно брать разным, чтобы определить суммарного объема таяния ледников включало расчет основных составляющих V_M — объемов таяния: 1) для под мореной (v_{mo}), 2) открытого льда (v_{ol}), 3) старого фирна (v_f), 4—5) зимости (v_{zh}) и летнего снега (v_{ls}). В формуле (1.30) переменной $\tilde{z}$ 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 смежной морены; распределение площади в зависимости от высоты; абсолютные высоты начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного моренового покрова; средние взвешенные по площади значения ориентации и уклона поверхности ледника. Все обобщенные эмпирические 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 речным (группам ледников) гляциальных областей в бассейнах рек Пеком, Зервшан (Матча) и Муксу. Включенные в число этих показателей средние взвешенные значения уклона и ориентации ледников определены по методике А. О. Шетинникова [226, 227] и используются для расчета коллоидной мощности 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 прографическом и климатическом отношении. 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 типов ледников Федченко и Бематного настолько своеобразны, что оба этих объекта входят в статистиче-

Морфометрические характеристики средних ледников по районам ледниковой области в бассейнах рек Печора, Терек и Мокша (Матвеев, 1964)

№ п/п	Район заповедной области (группа заповедников)	n_2	$S_{(n_2)}$ км ²	Z_c см	P_{30} мм	Z_m мм	$S_c (n_2)$ мм ²	Z_{30} мм	$H_c (Z_m)$ мм	$\bar{\alpha}^\circ$	φ°
1	Бассейн р. Целин	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	ЮВ склона Улукташского хребта	42	0,454	3,33	3,53	3,83	0,02	3,38	12	13°03'	42°5'
2	СЗ склона Майдагстанского хребта	34	0,671	3,31	3,02	3,04	0,02	3,34	12	18°57'	168°
3	ЮВ склона Майдагстанского хребта	24	0,337	3,34	3,03	3,80	—	—	—	21°07'	118°
4	СЗ склона Пенкского хребта	87	0,654	3,62	3,75	4,37	0,04	3,56	15	20°31'	172°
5	ЮЗ склона Таласского хребта	9	0,306	3,72	3,56	4,37	—	—	—	19°01'	112°
Бассейн р. Зеравшан											
1	Система долин Зеравшанского	120	2,19	3,45	4,11	4,84	0,22	3,03	20	18°40'	11°40'
2	Левые притоки р. Матча до устья р. Табасган	145	0,77	3,33	4,01	4,47	0,10	3,09	21	21°34'	176°30'
3	Левые притоки р. Матча от устья р. Табасган до устья р. Фогдара	134	0,25	3,79	3,97	4,37	0,02	3,74	12	24°51'	174°
4	Притоки р. Матча от р. Сайлак до г. Зеравшанского	134	0,61	3,76	4,20	4,71	0,07	3,92	22	23°30'	84°
5	Притоки р. Матча ниже устья р. Са- бах	68	0,30	4,01	4,24	4,50	—	—	—	22°10'	152°

Басейн р. Муксу											
1	Нижние левые притоки р. Муксу от устья до бассейна р. Сугрун	64	2,15	3,45	4,64	5,84	0,05	3,55	6,1	24,5	332
2	Левые притоки р. Муксу от хвоста л. Федченко до бассейна р. Сугрун	103	1,88	3,78	4,80	6,11	0,11	4,08	11,7	25,0	341
3	Нижние правые притоки р. Муксу от устья до пер. Терентьев	01	1,40	3,97	4,77	5,42	0,07	4,25	14,1	23,0	153
4	Правые притоки и верховья р. Сугрун	140	1,30	4,31	5,35	6,30	0,04	4,48	9,3	28,0	199
5	Басейн р. Хамзурган	79	2,68	4,30	4,94	5,53	—	—	—	24,5	26
6	Левые притоки р. Согудин	108	0,80	4,25	4,99	5,58	—	—	—	27,0	31
7	Басейн р. Балычанин	290	1,01	4,57	5,01	5,50	0,01	4,78	5,3	23,0	24
Басейн л. Федченко											
1	Осетинский сток л. Федченко	1	214,0	2,88	4,55	6,83	28,7	3,54	25,3	7,0	300
2	Осетинский сток л. Битачного	1	32,0	3,45	4,19	6,38	17,6	4,13	78,9	8,5	45
3	Басейн р. Малый Талыш	31	1,52	3,06	4,90	6,40	0,43	4,62	53,3	28,0	73
4	Группа левых Каспийских—Кутубенд	78	1,07	4,11	4,87	5,72	0,23	4,56	24,5	22,0	323
5	Левые притоки л. Битачного	28	2,55	4,24	5,16	6,73	0,61	4,26	43,7	25,5	82
6	Левые притоки л. Федченко выше устья л. Битачного	42	3,68	4,41	4,87	5,06	0,08	4,40	7,7	20,0	65
7	Правые притоки л. Битачного	23	1,02	4,83	5,13	6,02	0,09	5,26	13,4	32,0	317
8	Правые притоки л. Федченко	34	3,27	4,71	5,17	5,02	0,07	4,89	6,0	20,0	250

[illegible]

скую модель гляциальной области бассейна Федченко как самостоятельные подмножества.

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

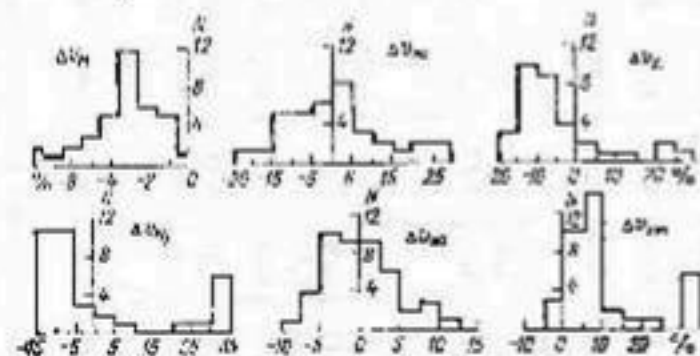


Рис. 1.1. Распределения относительных отклонений объемов V_M , V_{Mn} , $V_{Σ1}$, $V_{Σ2}$, $V_{Σ3}$, $V_{Σ4}$, полученных на основе статистической модели гляциальной области от аналогичных характеристик, определенных путем суммирования результатов расчета значений для каждого ледника в группе.

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

На рис. 1.1 показаны распределения относительных отклонений слагаемых объема V_{Σ} 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 повторности отклонений относительно нулевого 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 $V_{Σ1} + V_{Σ2} + V_{Σ3}$ и всего лишь -3% для суммы всех пяти слагаемых $V_{Σ4}$.

3. Вид функций распределения и средние значения относительных отклонений для суммарного объема таяния V_{Σ} и его составляющих, полученных с использованием морфометрических сред-

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

Причем преобладающая относительных отклонений с положительными или отрицательными знаками специально не рассматривались. Возможно, наблюдающиеся на рис. 1.1 небольшие систематические завышения или занижения результатов расчета таковы на среднем леднике обусловлены тем, что поглощающая радиация в формуле интенсивности таяния была определена только на одной постоянной высоте, а не для различных значений $Z_{\text{л.}}$.

Выводы

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

2. При современной гляциологической и гидрометеорологической изученности высокогорной территории Средней Азии необходимо упрощенно полное выражение суммарного таяния на леднике.

В случаях, когда аккумуляция, абляция и другие показатели гидрологического режима оледенения являются функциями высоты местности, одномерная физико-статистическая рациональная 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. Качественной 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 отсчеты 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 таяния ледяной 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 $M = M(x, t)$.

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 значение (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/см²) за время M в деятельном слое толщиной 10—15 см от поверхности ледника примем уравнение теплового баланса в следующей форме:

$$\rho s h_a = Q_R + (Q_0 - Q_s) + Q_p - (Q_e + Q_f),$$

$$\rho h_a = M, \quad (2.1)$$

где ρ — плотность снега или льда; s — удельная теплота плавления; h_a — изменение высоты поверхности ледника; Q_R — радиационный баланс деятельного слоя; Q_0 — поток тепла в прилегающем слое воздуха; Q_s — перенос тепла с водяным паром; Q_p — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника; Q_e — 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):

$$c_s M = Q_R + (Q_0 - Q_s) + Q_p \quad (2.2)$$

или еще проще [154]

$$c_s M = Q_R + (Q_0 - Q_s). \quad (2.3)$$

Исключая из уравнения (2.1) ряда слагаемых вызвано недостатком исходных данных даже в условиях экспериментальных таяночелюстных работ и тем, что относительная значимость Q_0 , Q_s и Q_p в сравнении с другими членами уравнения (2.1) считается пренебрежительно 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_s , пропущенной ниже деятельного слоя:

$$Q_R = B_k + B_\lambda - Q_s, \quad (2.4)$$

где B_k — баланс коротковолновой радиации; B_λ — баланс длинноволновой радиации.

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

$$B_k = Q_0 f_1(C) (1 - A_s), \quad (2.5)$$

$$Q_0 = I + D, \quad (2.6)$$

$$I = \frac{I_0 \sin^2 h_{\theta_0}}{n^2 h_0 + \lambda}, \quad (2.7)$$

$$D = b_r (I_1 - I) \sin h_{\theta_0}, \quad (2.8)$$

$$f_1(C) = 1 - k_1 C_0 - k_2 C_0^2 \quad (2.9)$$

или

$$f_1(C) = 1 - k_2 (C_0 - C_u) - k_1 C_u \quad (2.10)$$

$$B_\lambda = E_s - E_a, \quad (2.11)$$

$$E_s = \kappa \sigma_s T_{\text{пл}}^4, \quad (2.12)$$

$$E_a = \kappa A \sigma_s T_{\text{пл}}^4 f_2(C), \quad (2.13)$$

$$A = a_1 + b_1 \sqrt{e}, \quad (2.14)$$

$$f_2(C) = 1 + k_3 C_u + k_4 (C_0 - C_u), \quad (2.15)$$

$$Q_s = B_s e^{-\alpha_f l}, \quad (2.16)$$

Условные обозначения в формулах (2.5)—(2.16) следующие: Q_0 — суммарная радиация при отсутствии облачности; I — прямая

радиация; D — рассеянная радиация; $f_1(C)$ — функция ослабления Q_0 в зависимости от баллов облачности; A_0 — альбедо; I_0 — солнечная постоянная; h_0 — высота солнца; λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы; C_0 — общая облачность; C_n — нижняя облачность; E_s — длинноволновое излучение поверхности ледника; κ — излучательная способность ($\kappa=1$); σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана; E_A — длинноволновое излучение атмосферы; T_n — абсолютная температура поверхности; T_{200} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см; $f_2(C)$ — функция прироста E_A в зависимости от баллов облачности; A — функция Брета; e — упругость водяного пара, 10^2 Па; α — коэффициент поглощения; l — толщина деятельного слоя; b_1, k_1, k_2, a_1, b_1 — эмпирические параметры.

Для определения альбедо в гляциологических расчетах применяются способы: а) характерных средних значений A_0 с учетом их пространственно-временной изменчивости [48, 105, 109, 110]; б) математическое моделирование временного хода $A_0(t)$ в зависимости от суточной интенсивности таиния [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 списка пространственно-временной изменчивости соответствующих эмпирических параметров. В первую очередь это относится к интегральному показателю прозрачности атмосферы λ , коэффициентам k_1 и k_2 в функциях облачности f_1 и f_2 , параметрам в формулах для расчета альбедо.

Турбулентные потоки тепла над ледником

Как известно, исходными для расчета потоков Q_0 и D_0 («активное» и «скрытое» тепло по зарубежным [232, 237, 241, 250, 255] и другим гляциометеорологическим работам) и прикладном слое воздуха являются следующие выражения:

$$Q_0 = -\rho c_p K_0 \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.17)$$

и

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

где ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха; L — удельная теплота фазового перехода; K_0 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_0 и K_e выводятся на основе данных скорости течения (u), шероховатости поверхности (z_0), условия логарифмичности вертикального профиля ветра над поверхностью ледника, функции устойчивости (Φ_z) логарифмического профиля ветра, температуры воздуха и влажности.

Применительно к задаче определения $M(z, t)$ из всех способов расчета Q_0 и Q_e на основе (2.17) и (2.18) имеет смысл рассмотреть 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 получены после замены в (2.17)–(2.18) частных производных конечными разностями. Например,

$$Q_0 = -\rho c_p \frac{K_0}{\Delta z} (T - T_0) \quad (2.19)$$

или

$$Q_0 = -\rho c_p f(u) (T - T_0), \quad (2.20)$$

а

$$Q_e = -\frac{0,629 L \rho}{P} f(u) (e_0 - e), \quad (2.21)$$

полагая, что $K_0 = K_e$, $K_0/\Delta z = f(u)$ является линейной функцией скорости ветра

$$f(u) = a + bu, \quad (2.22)$$

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_0 и z_1 (для тающей поверхности ледника $e(z_1) = 6,1 \cdot 10^2$ Па, $u(z_1) = 0$), то a и b оказываются зависящими [232] от функции устойчивости Φ_z и разности высот $\Delta z = z_1 - z_0$.

Аналогичные (2.20)–(2.21) выражения для расчета Q_0 и Q_e получены [147, 232, 250, 255, 256, 266] путем интегрирования (2.17), (2.18) от z_1 до z_0 и при условиях, что

$$K_0(z) = \frac{u_* k_1 (z + z_0)}{\Phi_0(z)}, \quad (2.23)$$

$$u_* = u(z) k_2 / \ln(z/z_0), \quad (2.24)$$

$z \gg z_0$, $K_0(z) = K_e(z) = \text{const}$, $\Phi_0(z) = \Phi_e(z) = \text{const}$. Тогда

$$Q_0 = \alpha_0 (T - T_0), \quad (2.25)$$

где

$$\alpha_0 = -\frac{\rho c_p u_* k_1}{\Phi_0 \ln(z/z_0)}. \quad (2.27)$$

Подставив (2.24) в (2.27), учитывая (2.25) в приближении $\Phi_n = -\Phi_e = 1$, получим

$$Q_n = \frac{c_p \rho f_1(u)}{[\ln(z/z_0)]^2} (T - T_0), \quad (2.28)$$

Считая, что в этом выражении член

$$\frac{f_1(u)}{[\ln(z/z_0)]^2} = f_2(u)$$

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

$$Q_n = c_p f_2(u) (T - T_0), \quad (2.29)$$

$$Q_e = \frac{0,622 p}{p} f_2(u) (e - e_0), \quad (2.30)$$

т. е. такие же выражения, как (2.20) и (2.21). В формулах (2.23) — (2.26) K_0 — константа Кармана.

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

$$\frac{Q_n}{Q_e} = \frac{c_p p}{0,622 L} \frac{(T - T_0)}{(e - e_0)}, \quad (2.31)$$

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

$$Q_n = L f_2(u) (T - T_0), \quad (2.32)$$

$$f_2 = \frac{c_p p}{0,622 L} \quad (2.33)$$

— параметр, имеющий локальное значение.

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

$$f(u) = f_1(u) (1,0 + \alpha Ri_0)^{\gamma}, \quad (2.34)$$

где

$$Ri_0 = \frac{2g\alpha(T - T_0)}{(T + T_0)u^2} \quad (2.35)$$

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

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

$$Q_r = c_{sl} l_p (T_m - 273,16), \quad (2.36)$$

где c_{sl} — теплоемкость воды; l_p — слой жидких осадков; T_m — температура смоченного термометра (К) в метеорологической будке.

Как видно, использованные для расчета интенсивности таяния, согласно уравнениям (2.1) — (2.3), возможно более простые и не слишком грубые способы связаны 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 на гляциально-балачонном измерении определен [255] коэффициент α_0 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_0 установлено, что реальная ошибка на 10 % в экстраполяции градиента альбедо вызывает 20 %-ую ошибку коэффициента α_0 .

По поводу изменчивости эмпирических параметров ветровой функции нет единого мнения. Ряд авторов [48, 147, 151, 163] считают их малоизменяемыми, а из сводки измерений в работе [232] следует существенная пространственная вариация этих параметров.

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

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:

$$M = B_0 f(C) + f(\sigma_{\text{до}}, a_{\text{ин}}, C) + f(\Delta\theta, \Delta e, u).$$

Формула П. П. Кузмича

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

$$M = 0,125 [(Q + t_0)(1 - A_0)(1 - 0,20C_0 - 0,47C_1) - 1440] T_0^4 + 1440 [0,62 + 0,05 \sqrt{e_{\text{до}}}(1 + 0,12C_0 + 0,12C_1)] T_0^4 + a_{\text{сн}} u_{\text{инт}}, \quad (2.37)$$

где $\kappa = 0,99$; $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ кал/см²·мин·град⁴; $T_n = 273 \text{ K} + \theta_n$; $T_a = 273 \text{ K} + \theta_{200}$; $Q + I$ — суммарная и рассеянная радиации при безоблачном небе; A_n — альбедо; C_o — балл общей облачности; C_n — балл нижней облачности; θ_{100} и θ_{200} — температура воздуха и упругость водяного пара на высоте 200 см; u_{100} — скорость ветра на высоте 1000 см; θ_n — температура тающей поверхности,

$$a_c = 0,878 \frac{1 + 0,547 u_{100}}{u_{100}} \text{ мм/сут}^{-1} \cdot \text{град}^{-1} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}, \quad (2.38)$$

$$\gamma_n = (\theta_{100} - \theta_n) + 1,75 (\theta_{200} - \theta_n) \text{ град}. \quad (2.39)$$

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 спеготаяния, 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 $\theta_n = 0^\circ$ и $\theta_a = 6,1 \cdot 10^2$ Па имеет вид

$$M = \mu_1 \theta + \mu_2 Q + \mu_3, \quad (2.40)$$

где

$$\mu_1 = 1,174 f(C) + 2,21 e^{-0,118 \frac{C}{C_n}}, \quad (2.41)$$

$$\mu_2 = 0,125 (1 - A_n), \quad (2.42)$$

$$\mu_3 = 3,81 \left(1 - 0,118 \frac{C}{C_n} \right) \theta_{200} - 23,2 \left(1 - 0,118 \frac{C}{C_n} \right) - 80,2 [1 - f(C)], \quad (2.43)$$

причем $\theta_{200} = \theta(z, t)$; $\theta_{100} = \theta(z, t)$; $Q = Q(C, z, t)$; $A_n = \bar{A}_n(z, t)$; $\bar{A}_n$ — доля жидкой фазы, содержащаяся в снеге, от общего запаса воды; C_n — наибольшая вододерживающая способность снега. В формулах (2.41) — (2.43) μ_1 в мм/(град·сут), μ_2 в мм·см²/кал; μ_3 в мм/сут.

Полученные Ю. М. Денисовым [48] рабочие выражения для определения турбулентного теплового потока [кал/(см²·сут)]

$$\Pi = \left[0,0133 P (\theta_{100} - \theta_n) + 23,3 \left(1 - 0,118 \frac{C}{C_n} \right) (\theta_{200} - \theta_n) \right] f(u) \quad (2.44)$$

и испарения (мм/сут)

$$E = 0,343 (\theta_{100} - \theta_n) f(u) \quad (2.45)$$

с учетом зависимости 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 необходимым 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 $f(u) \sim \text{const}$. Однако, как показали совместные расчеты интенсивности таяния по усовершенствованной формуле Денисова, ее первоначальному варианту (2.40) и формулам явтура (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 таяния снега в отсутствие жидких осадков

$$M = 0,125 Q_n - 3,37 \Delta t_n - 8,5 f(u) \left[(\theta_{200} - 6,11) + \frac{e_n^p}{0,022 T} (T_{100} - 273,16) \right] \text{ мм/Атн}, \quad (2.46)$$

$$Q_n = Q (1 - A_n) - E_n, \quad (2.47)$$

являются аналогичны выражениям (2.37) при $C_n = C_o = 0$.

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

$$M = B_{\text{ж}} f(C) + f(\bar{\theta}_{\text{воз}}, v_{\text{вет}}, C) + f(u, \Delta\theta, \Delta\epsilon), \quad (2.48)$$

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. Филлипса и В. Адамса [243], Ч. Килера [250]. Формулы этих авторов практически отличаются только численными коэффициентами и эмпирическими параметрами в функциях облачности или ее аналогах, ветровой функции, других дополнительных характеристик.

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 $Q_{\text{н}}$ и $Q_{\text{л}}$ должен быть основан на теории подобия Монона—Обухова.

При определении составляющих $Q_{\text{н}}$ и $Q_{\text{л}}$ уравнения (2.1) на леднике Свандрупа (Арктика, о. Девон) Ч. Килер [250] использовал метод турбулентной диффузии, учитывая стратификацию приземного слоя воздуха и применяя гипотезу о равенстве коэффициентов $K_{\text{н}}$ и $K_{\text{л}}$. Как оказалось, вычисленные за сутки величины таяния отличаются от данных анемометра 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 М. было обнаружено в период летних балансовых работ на леднике Ловенгленгер, Шамбергера [270].

Формула Е. Г. Попова

Для расчета интенсивности снегооттаивания за 12 ч светлого времени суток ($\Delta t/12$ ч) получено [183] следующее выражение:

$$M = 7,1 [(1 - A_{\text{ж}})(\theta_{\text{воз}} - \bar{\theta} - 0,2) - 0,2(\bar{\theta} - \theta_{\text{мин}}) + 0,1 u_{\text{вет}}(\bar{\theta}_{\text{л}} - 0,5)], \quad (2.49)$$

где $\theta_{\text{воз}}$ — максимальная температура воздуха за дневные часы; $\bar{\theta}$ — средняя температура воздуха; $\theta_{\text{мин}}$ — минимальная температура воздуха за сутки; $\bar{\theta}_{\text{л}}$ — средняя температура воздуха за дневные часы; $u_{\text{вет}}$ — средняя скорость ветра за дневные часы на высоте флюгера в м/с.

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

$-(\theta_{\text{воз}} - \theta)$, $E_{\text{ж}} = f(\bar{\theta}, \theta_{\text{мин}})$, а числ. $0,1 u_{\text{вет}}(\bar{\theta}_{\text{л}} - 0,5)$ 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_1 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_0 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 не существуют из-за противоречия. С одной стороны это принятие выводов 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, внутрисезонный ход температуры поверхности снега и льда и др., которые могут быть получены только непосредственными измерениями.

Из этого следует, что требования в исходной информации и эмпирических параметрах в упрощенных вариантах уравнения (2.1) исключают возможность обеспечения точности. А это приводит к ухудшению качества расчетов суточной интенсивности таяния и возможности 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), для расчета гидрологии различных стран (например, [1–3, 10, 25, 48, 89, 100, 110, 119, 235, 249] 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_* и температура воздуха θ .

Посмотрев на стохастический характер эмпирических уравнений $M \rightarrow f(B_*, \theta)$, включение этих переменных в состав формул интенсивности таяния имеет ясный физический смысл. Очевидно, что и в этом случае B_* и θ следует рассматривать как индексы соотноственно радиационного баланса (см. табл. 8 в работе автора [110]) и турбулентного потока тепла из воздуха.

Для характеристики шхала Q_m , Q_0 и Q_0 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_m и Q_0 в тепловом балансе абляции по-прежнему неодинаковыми расчетными методами. Однако сведения о Q_m , Q_0 , Q_0 и $c_s M$ 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 относятся к суточному интервалу времени. Это приводит к преувеличению шхала поглощенной радиации в тепловой баланс таяния, поскольку ночью таяния нет, радиационный баланс отрицателен, а поток тепла Q_m направлен к поверхности ледника круглогодично.

Учитывая сделанные замечания, можно с большой вероятностью считать, что на поверхности языков ледников Средней Азии приходящую 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_0 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 приходящей части либо вообще отсутствует (точнее преобладает испарение), либо крайне незначительна.

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

Сводя данные о соотношениях в дневное время между Q_m и Q_0 и $c_s M$ и Q_0 приводит А. П. Воиновича [26] для ледников района Эмбруса, где Q_m и $c_s M$ равны 93 %, а Q_0 и Q_0 — 7 %. Показательно, что в целом за сутки радиационное тепло в общем поступлении энергии на ледниках Эмбруса 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. Воиновича [26] считает необходимым рассмотреть 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 ледников, все же можно отметить тенденцию к сокращению затрат энергии на таяние и увеличение доли испарения в общем балансе теплового эквивалента абляции. Как уже упоминалось, возрастание Q_0 в сумме с M Q_0 способствует сохранению вещества ледника. Что касается приходящей части теплового баланса абляции, то ведущую роль там по-прежнему играет поглощенная солнечная радиация.

2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния

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

$$c_s M = B_* + B_1 + Q_m + LE + \Delta, \quad (2.50)$$

где c_s — удельная теплота плавления льда; M — слой таяния; B_* — поглощенная и протектированная солнечная радиация; B_1 — баланс длинноволнового излучения; Q_0 — турбулентный поток тепла в приповерхностном воздухе; L — удельная теплота фазового перехода, расходуемая на испарение воды с тающей поверхности или выделяемая при конденсации водяного пара; E — турбулентный поток влаги в приповерхностном слое воздуха; Δ — величина теплового баланса, обусловленная как погрешностями измерений или расчетов, так и неучтенными вследствие малости членами уравнения (2.50).

Основываясь на обобщении непосредственных измерений определенных составляющих приходящей и расходной частей уравнения теплового баланса в течение периода абляции, выполненном в работе [110], можно утверждать, что в большинстве случаев на ледниках Средней Азии и широким диапазоне абсолютных высот на долю баланса солнечной радиации приходится от 80 до 95 % общей энергии, поступающей на поверхность ледника. Положительный вклад турбулентного потока тепла из воздуха (Q_0) колеблется в пределах 5—20 %, причем, в начале и в конце абляционного сезона для Q_0 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 случай $+LE$ редким и крайне незначительным (3—5 %) по величине, а во-вторых, сделать вывод о преобладании расхода тепла на испарение. Из этого следует, что правее в уравнении

(2.50) предков, близких по модулю (Q_0 и LE) и противоположных по знаку, дополнительно акцентирует роль радиационной составляющей в приходной части теплового баланса.

Пока что и производственном масштабе строгая оценка всех потоков тепла в правой части уравнения (2.50) не может быть выведена ввиду несовершенства расчетных методов и недостатка исходных данных (главным образом это относится к членам Q_0 , B_0 , LE). В связи с этим наиболее расчеты там же (соста и для приходится выкидывать по эмпирическим формулам, аргументации которых служат метеорологические элементы либо единичные ошибки из компонентов теплового баланса (поглощение солнечной радиации), либо используемые при определении того или иного потока тепла (например, температура воздуха). Назовем указанные варианты расчета факторизации корреляционных зависимостей первого и второго типа. Возмозжен 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 выведены аналитические выражения для расчета таяния снега и льда при условии достаточности и репрезентативности выборки исходных данных и корректности метеорологической и статистической интерпретации результатов численного анализа.

Перечень метеорологических элементов, потенциально пригодных для получения эмпирических формул интенсивности таяния снега и смешанного таяния, представляется следующим: $R = B_0 + B_{\text{ра}}$ — дневная сумма баланса коротковолнового и длинноволнового потоков излучения; Θ — средняя суточная температура воздуха; C — средний балл общей облачности за сутки; k — 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 зависимого уравнения теплового баланса (2.1), соотношения между функцией и независимыми переменными (одной или несколькими) устанавливаются уже на стохастической основе. При этом роль каждого фактора 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_0 , Θ , C , k , 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] и в виде гистограмм распределения коэффициентов парной корреляции. Общую характеристику взаимосвязей для всех семи переменных на уровне моды распределений корреляции ежедневных

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

Таблица 2.2

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

	Измеряемые переменные						
	M	R	B_0	Θ	C	k	e
R	1	0,96	0,85	0,60	-0,53	-0,46	-0,45
B_0	0,96	1	0,95	0,45	-0,55	-0,75	-0,62
Θ	0,85	0,95	1	0,50	-0,80	-0,75	-0,70
C	0,60	0,45	0,45	1	-0,57	-0,62	-0,62
k	-0,53	-0,55	-0,75	-0,80	1	0,54	0,70
e	-0,46	-0,75	-0,70	-0,62	0,54	1	0,95
	-0,45	-0,62	-0,70	-0,62	0,70	0,95	1

Примечание. M — таяние, R — радиационный баланс, B_0 — поглощенная солнечная радиация, Θ — температура воздуха, C — общая облачность, k — относительная влажность воздуха, e — упругость водяного пара.

В целом, можно выдвигать, что указанные значения распределений коэффициентов корреляции ежедневных измерений M , R , B_0 , Θ , C , k , e вполне правдиво и объективно отражают картину причинно-следственных связей между этими переменными, другими словами являются физически обоснованными.

Анализ использованных 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 существенно 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 представлять не роль индекса правой части уравнения (2.50). Однако пригодность их в качестве аргументов эмпирических формул для расчета M зависит только от мере возрастания периода усреднения. Важно подчеркнуть здесь, что трансформации перечисленных корреляционных зависимостей не является следствием объединения данных по

различным ледниками. Аналогичное уменьшение тесноты связей с ростом периодов осреднения установлено также [119] по измерениям таяния и температуры воздуха на леднике Голубина (бассейн р. Алаарта). 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 функций и аргументе является трансформация переженных к нулю:

$$x_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{ij} \quad (2.51)$$

$$y_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n y_{ij} \quad (2.52)$$

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, потками таяния и метеорологическими элементами является необходимым этапом разработки и обоснования формул для расчета интенсивности таяния. Дальнейшими действиями должны быть определение оптимальных вариантов состава расчетных формул и численная оценка их параметров, и в заключение — проверка полученных уравнений на независимом фактическом материале.

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

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 имеют уравнения множественной регрессии вида

$$M = a_0 R + a_1 t + a_2 C + a_3 e + a_4 h \quad (2.53)$$

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

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

$$\bar{M} = \left(\frac{a_0 \bar{R} + a_1 \bar{C} + a_2 \bar{e} + a_3 \bar{h}}{\bar{\theta}} + a_4 \right) \bar{\theta} \quad (2.54)$$

Это выражение представляет собой некую однофакторную формулу

$$\bar{M} = a \bar{\theta} + b \quad (2.55)$$

при условии, что коэффициент

$$a_4 \sim a = \text{const} \quad (2.56)$$

и отношение

$$\frac{a_0 \bar{R} + a_1 \bar{C} + a_2 \bar{e} + a_3 \bar{h}}{\bar{\theta}} \sim b = \text{const} \quad (2.57)$$

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 на правой части уравнения (2.53) как универсального индекса приходной части теплового баланса поверхности ледника.

Методика решения этого вопроса предложена Р. Браутигайтом [233], 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 основную вклад R в тепловой баланс, обусловлена малой изменчивостью радиационного баланса.

Удовлетворительная связь абляции — температура воздуха ($r = 0,49 \pm 0,84$) 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. Браутигайт считает также, что температуры воздуха не является индексом приходной части теплового баланса абляции.

Результаты, приведенные в работе [235], позволяют выдвинуть гипотезу о связи между вкладами источников внешней энергии в приходную часть теплового баланса абляции и их изменчивостью при описании 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 $M(B_0)$ над $M(\theta)$ и другими.

Для массовых расчетов по формулам типа (2.53) большое значение имеет размер ансамбля, 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 климатической области или на всей площади леденения 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 ташниа в глинистых областях Средней Азии

В настоящее время на нескольких ледниках в пределах Средней Азии путем непосредственных стационарных или экспедиционных гляциологических исследований накоплены достаточные для статистического анализа ряды измерений таяния отдельных метеорологических элементов. Из таких данных могут быть получены статистически обоснованные эмпирические формулы для расчета таяния (подобно тому, как это делается, например, для прогноза стока рек Средней Азии в отдельных гидрометрических створях), и эти формулы следует считать предпочтительнее 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 морщи поверхности снега и льда в пределах ледяного 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 хорошие известные достоинства температуры воздуха как удобного аргумента для расчетов таяния, расценим результаты эмпирической оценки: параксиров a и b формулы

$$\tilde{M}_{10} = a\tilde{\Theta}_{10} + b, \quad (2.58)$$

анализа этих коэффициентов, проверки качества расчета M на выбранном интервале.

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

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

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

Б.С. Данилов

Воспитатель: А.А.Александрова

Длина (раств.)	Средняя	N	Время, мин. всплытия взвешив., °C	r	d, см	r _н с _н r	Удельная вязкость			
							η _{сп} с _н	η _{сп} с _н	η _{сп} с _н	
Медвежий	$\bar{M}_{12} = 0,539 \pm 1,10$	30	1,0; 11,5	0,02	0,66	0,39	17	12	77	5,9; 12,9
Охотничья	$\bar{M}_{10} = 0,459 \pm 2,10$	40	-2,2; 7,9	0,77	0,06	0,64	27	10	92	-3,3; 5,7
Ягирин	$\bar{M}_{10} = 0,759 \pm 1,00$	25	0,5; 8,4	0,87	0,88	0,40		12		
Абрымова	$\bar{M}_{11} = 0,809 \pm 2,72$	24	-2,0; 5,5	0,92	0,64	0,49	31	11	73	-3,6; 8,0
Первый бассейн р. Пески	$\bar{M}_{10} = 0,549 \pm 0,41$	27	1,4; 7,5	0,84	0,85	0,58	17	7	71	2,7; 8,6
Харьбатская	$\bar{M}_{12} = 0,409 \pm 1,41$	31	3,5; 8,3	0,65	0,82	0,75	31	6	74	3,8; 7,5
Голубинка	$\bar{M}_{10} = 0,733 \pm 0,25$	35	1,4; 7,3	0,84	0,67	0,54	34	8	74	1,5; 6,5
Центральная Туруев	$\bar{M}_{10} = 0,609 \pm 0,40$	24	1,2; 7,9	0,71	0,88	0,70	17	8	71	1,4; 7,9

[illegible]

2. Контроль исследований в области физики элементарных частиц и физики космоса в соответствии с программой АН СССР под руководством А. А. Крылатова.

интересных и важных с точки зрения методики расчета таяния являются следующие обобщения:

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

— пространственная вариация b во много раз больше изменчивости параметра a , что свидетельствует о получении единой для Средней Азии формулы типа $M(\Theta)$. 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 симулирует в общем виде коэффициент b , во всех случаях становится все более жесткой по мере убывания температуры воздуха. А из ледников Федченко, Абрамова, Карабатоки отношение $b/a\Theta$ составляет от 40 до 70%. Далее при максимальных значениях Θ .

Результаты определения параметров локальных эмпирических формул эмпиричности 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 $M(R_n, \Theta)$ и $M(B_n, \Theta)$ 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 усредненные значения переменных B_n 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 обратная сторона этого преимущества, а именно: неуверенность в результатах расчета для невыученных районов, необходимость проведения дополнительных 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 и бассейнов рек Средней Азии необходимы универсальные формулы, позволяющие достаточно широко возможности использования. В дальнейшем будем называть такие формулы региональными.

Для изучения региональной п. условиях Средней Азии однофакторной формулы $M_{10} = f(\Theta)$ 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 2.4

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

Ледник, высота	Формула	N	r	$\Delta_{\text{ср}}$ мм
Медвежий; 3,0—3,25 км	$\bar{M}_{10} = 0,013R - 0,14$ $\bar{M}_{10} = 0,015B_n - 0,12$ $\bar{M}_{10} = 0,0075B_n + 0,20\Theta - 0,07$	20	0,99	0,21
Абрамов; 3,25 км	$\bar{M}_{10} = 0,005R + 0,50$ $\bar{M}_{10} = 0,0106B_n - 1,11$ $\bar{M}_{10} = 0,0081B_n + 0,35\Theta - 0,71$	28	0,70	1,30
Ледники бассейна р. Памис; 3,23—3,32 км	$\bar{M}_{10} = 0,0025R - 0,68$ $\bar{M}_{10} = 0,011B_n - 0,63$ $\bar{M}_{10} = 0,014B_n + 0,067\Theta - 2,11$	13	0,84	0,61
Карабатоки; 3,48 км	$\bar{M}_{10} = 0,0038B_n + 1,36$ $\bar{M}_{10} = 0,0065B_n + 0,064\Theta + 1,13$	25	0,80	0,41
Центральный Ту- мань; 3,47—3,75 км	$\bar{M}_{10} = 0,01R + 0,34$ $\bar{M}_{10} = 0,0056B_n + 0,05$ $\bar{M}_{10} = 0,0087B_n + 0,20\Theta - 0,82$	32	0,98	0,25
		34	0,79	0,54
		16	0,84	0,53

Примечание. R — радиационный баланс, B_n — поглощенная радиация (размерность R и B_n в ккал/см²·сут), N — количество декад, r — коэффициент корреляции или множественной корреляции, $\Delta_{\text{ср}}$ — среднее квадратическое отклонение расчетов от фактических значений.

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 , b и c элементы баланса солнечной радиации (R или B_n) 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 $M(R)$ и $M(B_n)$ при усреднении переменных за интервалы времени от 10 до 60 дней совпадают или очень близки к модам распределения корреляции усредненных данных. Следовательно, пригодность для расчета таяния формул с этими аргументами обуславливается не статистическими, а физическими причинами.

Несмотря на высокие коэффициенты корреляции однофакторных зависимостей $M(R)$ или $M(B_n)$, определения доли дисперсии

функции остается необъясненной. Например, корреляция порядка 0,85—0,95 объясняет дисперсию зависимой переменной не 72—90%. Учитывая это, рассмотрим целесообразность добавления к R или B_n 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 исходных 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 исходных, значимых для повышения порядка регрессии.

Сводные результаты многофакторного регрессионного анализа средних за декаду и месяц значений функции и аргументов, которые приведены в работе [118], позволяют сделать следующие выводы.

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

2. Включение второй переменной в уравнение регрессии, если первая R или B_n , приводит к аналогичному эффекту только для B_n .

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

4. Исключение R или B_n из анализа регрессии существенно ухудшает сводный коэффициент корреляции, получаемый для оставшихся переменных.

В результате многофакторного линейного регрессионного анализа исходных M , R , B_n , Θ и k получены содержащиеся 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 Медвежий, Абрамцов, Ияг, Райгородского, Пахтакор, Голубица, Корженевского, Центральном Туюксу. В состав выборок были включены также данные измерений в бассейне р. Кызылга (Закадный 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 ледяных 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

Порядок уравнения, град	Формула	$\frac{\sigma_{\bar{M}}}{\bar{M}}$ %
10	$\bar{M} = 0,014R - 0,45$	0,290
	$\bar{M} = 0,014B_n - 0,77$	0,483
	$\bar{M} = 0,493\Theta + 1,31$	0,561
	$\bar{M} = 0,0094\Theta_k + 0,270 - 0,74$	0,290
	$\bar{M} = 0,012B_n - 0,032k + 1,05$	0,497
	$\bar{M} = 0,409 - 0,038k + 3,8j$	0,625
30	$\bar{M} = 0,014R - 0,35$	0,290
	$\bar{M} = 0,014B_n - 0,04$	0,440
	$\bar{M} = 0,51\Theta + 1,13$	0,518
	$\bar{M} = 0,004\Theta_k + 0,250 - 0,85$	0,240
	$\bar{M} = 0,011B_n - 0,018k + 2,97$	0,329
	$\bar{M} = 0,390 - 0,036k + 4,0$	0,490

Примечание: 1. $\sigma_{\bar{M}}/\bar{M}$ — относительная среднеквадратическая ошибка расчета. 2. Размерности переменных: $\bar{M}$ — в см/сут; R и B_n — в мм/см²; Θ — в °C; k — в %.

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

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

В качестве верхнего предела допустимой ошибки расчета по каждой из рассмотренных формул приняты величины, равные 0,674 $\sigma_{\bar{M}}$, где $\sigma_{\bar{M}}$ — среднеквадратическое отклонение функции в случайной выборке, по которой получена формула. Обращиваемся к расчету каждый случай расчета таяния, для которого различия между вычисленным и измеренным значениями не превышала 0,674 $\sigma_{\bar{M}}$.

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

а) количество контрольных расчетов таяния по всем региональным формулам, кроме $\bar{M}_{10} = f(B_n, R)$, следует признать вполне достаточным, а состав соответствующих выборок репрезентативным для надежной оценки качества полученных формул;

б) наиболее высокий и устойчивый процент оправданности имеют формулы $\bar{M}_{10}(R)$ и $\bar{M}_{10}(B_n, \Theta)$. Учитывая трудность

Результаты проверки на независимость материалов региональных формул

$$\tilde{M}_{11}(\tilde{B}), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}, \tilde{\Theta}), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}, \tilde{\Theta}), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}, \tilde{h})$$

Местность	$\tilde{M}_{10} = 0,14R - 0,45$				$\tilde{M}_{10} = 0,02B_2 + 0,27\Theta - 0,74$				$\tilde{M}_{10} = 0,02B_2 + 0,27\Theta - 0,74$				Количество точек в отдельные месяцы			
	численность				численность				численность				численность			
	N	n	d	max	N	n	d	max	N	n	d	max	N	n	d	max
Карабагское	29	80	160	230	69	99	120	140	72	99	120	140	—	13	14	9
Абрамца	50	71	10	450	50	56	140	510	91	56	140	510	200	25	73	—
Группа ледников	40	92	60	480	73	75	120	350	89	73	170	520	140	45	70	12
Ледники Калканд	—	—	—	—	—	18	80	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Первые три ряда относятся к северу района (область σ_n) для формул $\tilde{M}(\tilde{B})$ и $\tilde{M}(\tilde{B}, \tilde{\Theta})$ разн. 11 и 13 км, для формул $\tilde{M}(\tilde{B}, \tilde{\Theta})$ и $\tilde{M}(\tilde{B}, \tilde{h})$ — 13 км. На леднике Карабагское измерены значения тающих и метеофизиологических элементов выходящих со стороны Таш-Шанской физ.-геогр. станции АН Кир-ССР, в леднике Абрамца — сооружениями САНИИ и УГКС УССР, со ледником Калканда использованы материалы [27].

определения такого элемента, как радиационный баланс, считаем наиболее целесообразным расчеты тающих слоев и льда (см/сут) и условиях Средней Азии вычислять по региональным формулам:

$$\tilde{M}_{10} = 0,0094\tilde{B}_2 + 0,27\tilde{\Theta} - 0,74 \quad (2.59)$$

$$\tilde{M}_{10} = 0,0094\tilde{B}_2 + 0,27\tilde{\Theta} - 0,85 \quad (2.60)$$

Высокий процент оправданности (89 %) расчетов тающих по формуле (2.59) был получен также для Кавказских ледников. Что касается региональной формулы $\tilde{M}_{10} = f(\tilde{B}_2, \tilde{h})$, то недостаток независимых данных не позволяет пока сделать определенного заключения о ее качестве;

в) успешный результат разработки и контроля региональной двухфакторной формулы $\tilde{M}(\tilde{B}_2, \tilde{\Theta})$ обеспечен прежде всего наличием и составом исходной такой статистически и метеорологически значимой переменной, как поглощенная солнечная радиация. Это является дополнительным основанием для уверенного использования уравнений (2.59) и (2.60) и массовых расчетов суммарного тающего, ледниковых областей Средней Азии.

С целью сравнения определений $\tilde{M}$ по упрощенному уравнению теплового баланса тающих и с помощью эмпирических формул были выполнены также расчеты интенсивности тающих 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 Медвежий [110] сравнение результатов расчета интенсивности тающих (см/сут) по усовершенствованному варианту формулы (2.40), региональной $\tilde{M}(\tilde{B}_2, \tilde{\Theta}_{100})$ и локальным формулам $\tilde{M}(\tilde{B}_2, \tilde{\Theta})_{loc}$ и $\tilde{M}(\tilde{\Theta})_{loc}$

$$\tilde{M} = 0,0075\tilde{B}_2 + 0,29\tilde{\Theta} - 0,07 \quad (2.61)$$

$$\tilde{M} = 0,53\tilde{\Theta} + 1,1 \quad (2.62)$$

полученных автором для ледника Медвежий. Расчет интенсивности тающих по усовершенствованному варианту формулы Денисова проводится с использованием непосредственных измерений скорости ветра.

Результаты названных расчетов 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 $f(u) = \text{const}$ и D_2 — усовершенствованный вариант формулы (2.40), в котором используются данные по скорости ветра.

Как видно, из 11 случаев сравнения результатов расчета интенсивности тающих на различных ледниках Средней Азии в 7 случаях тесные связи измеренных и рассчитанных значений $\tilde{M}$ получены с применением двухфакторной региональной формулы

Таблица 2.7

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

Характеристическое значение расчета	Формулы авторского метода				
	D_1	D_2	$M(B_{\text{в}}, \Theta)_{\text{ДСК}}$	$M(B_{\text{в}}, \Theta)_{\text{рег}}$	$M(\Theta)_{\text{эмп}}$
Среднеквадратическое отклонение для $\Delta M = M_p - M_{\text{ф}}$	7,8	8,3	7,5	8,5	11,2

Примечание. M_p — расчетная и $M_{\text{ф}}$ — фактическая суточная интенсивность таяния.

$M(B_{\text{в}}, \Theta)$. Сравнение $M_{\text{ф}}$ с $M_{\text{Д}}$ и $M_{\text{К}}$ 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 такую же или

Таблица 2.8

Сравнение результатов расчета интенсивности таяния на ледниках с фактическими измеренными M

Наименование ледника	Количество наблюдений	Коэффициент корреляции		Средние значения в мм			Среднеквадратическое отклонение в мм		
		$M_{\text{Д}}/M_{\text{ф}}$	$M_{\text{К}}/M_{\text{ф}}$	$M_{\text{ф}}$	$M_{\text{Д}}$	$M_{\text{К}}$	σ	$\sigma_{\text{Д}}$	$\sigma_{\text{К}}$
В среднем за сутки									
Палласов	30	0,62	0,69	41,5	41,1	39,8	12,0	12,5	11,3
Актор-2	28	0,30	0,45	43,0	40,8	41,5	17,8	9,0	11,6
Верный	61	0,71	0,80	30,9	37,3	35,9	27,1	17,4	18,5
Абраксов	291	0,80	0,82						
Медвежий	107	0,92	0,93	51,1	51,9	49,2	19,3	21,1	21,2
Сиверцев	38	0,66	0,79	51,3	48,0	51,1	13,7	16,4	10,5
Райгородского	141	0,69	0,82	52,3	57,0	51,0	20,1	18,1	18,8
Камт	27	0,79	0,81	68,2	47,4	44,5	23,6	14,8	15,5
В среднем за декаду									
Абраксов	55	0,84	0,88	29,3	30,3	33,0	16,3	16,7	16,6
Медвежий	10	0,99	0,96	51,1	51,8	49,2	14,8	15,8	14,6
Туроксу	22	0,70	0,78	25,3	35,5	30,4	10,0	10,3	9,0

Примечание. ϕ — фактические данные, D_1 — расчет по формуле (2.40) Ю. М. Десенко при $f(\alpha) = \cos \alpha$, K — расчет по двухфакторной $M(B_{\text{в}}, \Theta)$ региональной формуле (2.59) В. Г. Ковылина, 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 Медвежий вариантов D_1 и D_2 с локальной и регио-

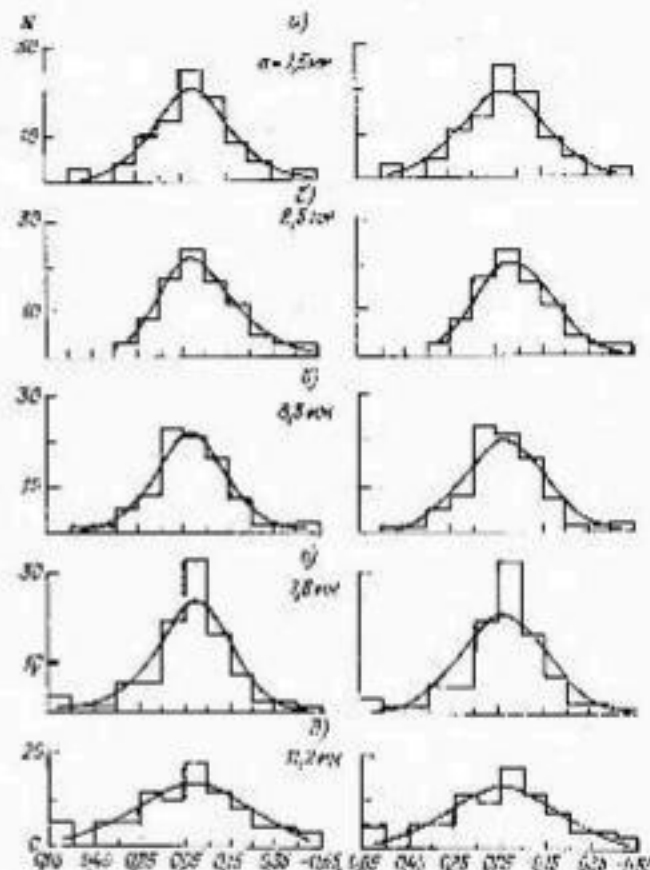


Рис. 2.1. Распределение относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежий.

а) $M(D_1)$, б) $M(D_2)$ — формулы (2.40), в) $M(D_3)$, г) $M(D_4)$ — формулы (2.59), д) $M(D_5)$ — формула Десенко, е) $M(D_6)$ — формула (2.60).

нальной двухфакторными формулами $M(B_{\text{в}}, \Theta)$, где наименьшее среднеквадратическое отклонение величин ΔM получено [55] для формулы $M(B_{\text{в}}, \Theta)_{\text{ДСК}}$, 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 Медвежем хорошо согласуется с гистограммами и подобранными

в нем функциями распределения относительных ошибок расчета $\delta_{\tilde{M}} = \frac{\Delta \tilde{M}}{\tilde{M}_\Phi}$ по различным формулам, представленным на рис. 2.1.

Как видно, для характеристики формы распределения относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежьем по формулам (2.50), (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 искажение величины этого параметра для формулы $M(\theta)_{\text{Мед}}$ 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.

Выводенное при сопоставлении оценки точности расчетов таяния (табл. 2.7–8, рис. 2.1) отсутствие преимуществ 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 излучение на ледниках Средней Азии соотношением между коэффициентами уравнения теплового баланса (2.1).

Простейшим вариантом одnofакторной формулы интенсивности таяния является физически обоснованное безразмерное соотношение

$$x_1 = \frac{c_0 M}{B_k}, \quad (2.63)$$

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

$$\frac{M}{B_k} = 1 + \frac{x}{B_k}, \quad (2.64)$$

где символом x обозначена алгебраическая сумма всех прочих, кроме B_k , компонентов правой части уравнения (2.50). Тогда, при $0 < x_1 < 1$

$$x = B_k(1 - x_1), \quad (2.65)$$

и для $x_1 > 1$

$$x = B_k(x_1 - 1). \quad (2.66)$$

На рис. 2.2 показаны полусинусовый и затором распределение параметра x_1 для условий оледенения Средней Азии. Для расчетов интенсивности таяния по формуле

$$\tilde{M} = x_1 B_k \quad (2.67)$$

в качестве первого приближения x_1 может быть принято среднее значение этого распределения ($x_1 = 0,75 = \cos 41^\circ$).

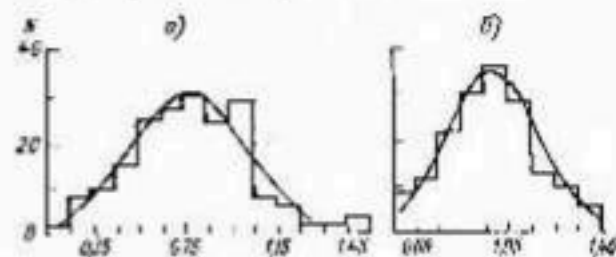


Рис. 2.2. Распределение относительной M/B_k (а) и M/R (б) по изотермам интенсивности таяния (M), радиации его баланса (R) и поглощенной радиации (B_k) на леднике Средней Азии.

Анализ средних за месяц значений таяния и поглощенной радиации на ледниках Средней Азии показывает (рис. 2.3) наличие в июле, августе и сентябре достаточной точных зависимостей $x_1(z)$ вида

$$x_1(z) = a_1 + b_1 z, \quad (2.68)$$

в которой параметры a_1 и b_1 имеют шугридовой ход.

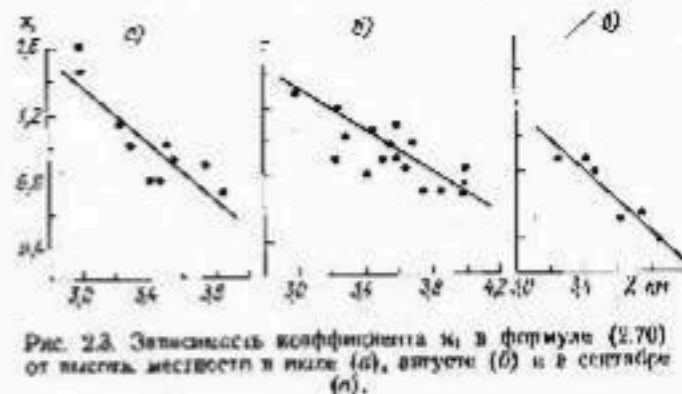


Рис. 2.3. Зависимость коэффициента x_1 в формуле (2.70) от числа месяцев в июле (а), августе (б) и в сентябре (в).

Так роста $a_1(t)$ и $b_1(t)$ получены следующие выражения:

$$a_1(t) = 87,67 - 0,525t + 0,000841t^2, \quad (2.69)$$

$$b_1(t) = 0,179t - 0,00028t^2 - 29,29, \quad (2.70)$$

где t — номер дня внутри гидротического 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 λ .

Результаты отдельных оценок качества расчетов M по формулам (2.67) — (2.70) и сравнению

$$\tilde{M} = \frac{\lambda(z, t) S_k + x}{c_p} \quad (2.71)$$

приведены в табл. 2.9. Как видно, применение для определения M более точной формулы (2.71) в ряде случаев 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, катаскисности таяния, то оценки качества расчетов M по уравнению (2.71) оказываются наилучшими.

Таблица 2.9

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

Характеристики	Таяние ледника					
	Медвежий	Платонир	Сингирск, 1955 г.	Сингирск, 1965 г.	Ильс	Рейгордского
z , км	8,270	8,591	3,470	3,470	3,000	2,802
N	100	30	14	24	27	81
$\sigma_{\Delta M}$, мм	8,10	7,63	8,19	4,59	16,01	12,37
$\sigma_{\Delta M}$, мм	7,24	6,44	7,57	9,03	13,83	12,19

Примечание. z — высота пика измерений таяния на леднике, N — количество случаев расчета M , $\sigma_{\Delta M}$ — среднеквадратичное отклонение расчетов M по формулам (2.67), $\sigma_{\Delta M}$ — 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 таяния ледников Средней Азии.

2.4. Расчет таяния льда и снега под мореной

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

а) сведения о площади сплошного моренового покрова S_m и внутригодовой изменчивости $S_m(t)$ в связи с движением сезонной снеговой границы по леднику.

б) универсальная или локальные функции

$$f(h_c) = M(h_c)/M \quad (2.72)$$

ослабления таяния льда в зависимости от толщины h_c сплошного моренового покрова.

в) данные о средней толщине морены $\bar{h}_c$ в интервале высот от Z_c до $Z_{rec}(t)$ на площади S_m или $S_m(t)$.

При $Z_{rec}(t) \geq Z_m$

$$\bar{h}_c = \frac{1}{\Delta Z_c} \int_{Z_c}^{Z_{rec}(t)} h_c(z) dz, \quad (2.73)$$

а при $Z_c < Z_{rec}(t) < Z_m$

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

$$\Delta Z_c = Z_{rec}(t) - Z_c$$

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

$$S_m(t) = \int_{Z_c}^{Z_{rec}(t)} s(z) dz, \quad (2.75)$$

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

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

К настоящему времени в пределах Средней Азии экспедиционные измерения таяния под мореной выполнены примерно на полутора десятках ледников — Федченко, Медвежий, Русского Географического общества (РГО), Ленин, Имет, Рейгордского, Пахтакор, Аютер-2, и Аютер-3, Баркрак, Карабиклак, Гомубаша, Шокарского, Сатпаева, Центральном Туюксу [24, 59, 88, 110, 165, 223]. 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

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

Обобщение таблиц льда $f(h_c)$ в условиях Средней Азии под непрерывным равномерным разнотолстым (в процентах от толщины открытой поверхности ледника)

Место	Толщина льда	Толщина морского покрова, см							
		6		10		20		30	
		предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее
Июль	I	60		41		26		16	
	II	61—73	66	39—42	38	18—28	23	10	
	III	57—86	72	33—74	49	24—50	34	12—19	15
За июль			70		44		29		16
Август	I	48—64	64	35—63	50	17—49	31	16—21	18
	II	59—84	72	38—85	67	22—44	36	16—30	28
	III	51—88	67	35—60	48	21—63	37	11—32	21
За август			67		53		35		22
Сентябрь	I	61—83	67	38		21—53	37	13	
	II	43		30		21		10	
	III	40—42	41	17—37	22	4—13	8	0—7	4
За сентябрь			52		28		22		8
За окт., октябрь			68		40		34		22
									16

Примечания: 1) Результаты измерений толщин льда под морским покровом относятся к интервалу высот 3000—3400 м. В таблице приведены данные из: Батомов [132, 162, 173, 186, 203, 211, 233] на ледниках Мелангитам, Центральном Туксуе, Райторолго, Красового, Анзор 2, Голубина, Феленко, Саулиева, Асу Бостоник, Сакан (включая Таш-УТКС).

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

для, разделяя обе части (2.80) на $P_c(0)$ и ограничившись первыми двумя членами разложения $e^{-\beta h_c}$ и с учетом ряд

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

где β — коэффициент поглощения.

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

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

$$P_c(0) = P_h + \Delta P, \quad (2.81)$$

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

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

h_c см	0	0,2	0,5	0,8	1,0	2,0	3,0	10	20	30	40	100	150	200	250	300
$f(h_c)$ %	100	106	110	105	102	86	60	43	28	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 морской и различными ледниками, показывает, что пространственно-временная изменчивость параметров этой зависимости несомненно значительна.

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

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

Проанализируем в общем виде возможные варианты качественной предстативной $f(h_c)$, 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 морени, другой объясняется полным усвоением в слое h_c длинноволнового тепла, поглощенного поверхностью морени вследствие уменьшения альбедо.

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

Предположим, что процесс поглощения тепла, поступающего на поверхность морени, и слой толщиной h_c может быть описан простейшим дифференциальным уравнением

$$\frac{dP_c}{dh_c} = -\beta P_c, \quad (2.77)$$

$$P_c = P_c(0) - P(h_c). \quad (2.78)$$

После интегрирования (2.77) получим

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

какой поток и (2.79) принять как исходный, заменяя при (2.79) приближенные формулы представим следующим образом:

$$\frac{P(h_c)}{P_n} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{P_n}}{1 + \beta_1 h_c} \quad (2.82)$$

или

$$\frac{P(h_c)}{P_n(0)} = \frac{1 - \frac{\Delta P}{P_n(0)}}{1 + \beta_1 h_c} \quad (2.83)$$

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

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

Очевидно, что выполнение условия $f(h_c)=1$ при $h_c=0$ и $f(h_c)=0$ при $h_c=h_0$ возможно, если аргумент уравнения (2.82) представить в виде

$$\xi = (h_c - h_0)^2, \quad (2.84)$$

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

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

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

$$h_0 = \sqrt{\frac{\Delta P}{\beta_1 P_n}}. \quad (2.86)$$

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

Исследование $f(h_c)$ в формуле (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_n заменить величинами $M(h_c)$ и M , т. е.

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

где c_s — удельная теплота фазового перехода.

Для приближенной оценки $\frac{\Delta P}{c_s M}$ используем предположение $\Delta P = \Delta B_n$, где

$$\Delta B_n = B_{nm} - B_{nl} \quad (2.88)$$

— разность в значениях поглощенной радиации на поверхностях морены и льда. Представим ΔB_n в виде

$$\Delta B_n = Q_{\Sigma} (1 - A_{nm}) - Q_{\Sigma} (1 - A_{nl}) = Q_{\Sigma} (A_{nl} - A_{nm}), \quad (2.89)$$

где Q_{Σ} — суммарная радиация; A_{nm} — альбедо морены; A_{nl} — альбедо льда. Из (2.89) и (2.82) следует

$$\frac{B_{nm}}{B_{nl}} = 1 + \frac{Q_{\Sigma} (A_{nl} - A_{nm})}{Q_{\Sigma} (1 - A_{nm})} = \frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} \quad (2.90)$$

или

$$B_{nm} = B_{nl} \frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}}.$$

Безразмерное соотношение (2.90), представляющее коэффициент усиления поглощенной радиации, было uvedeno в [102, 110] при рассмотрении вопроса искусственного воздействия на таяние ледников.

Таким образом, вместо (2.88) напишем

$$\Delta B_n = B_{nl} \left(\frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} - 1 \right) \quad (2.91)$$

и подставим это выражение в (2.87), тогда

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{1 + \frac{B_{nl}}{c_s M} \left(\frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} - 1 \right)}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}. \quad (2.92)$$

Используя численные характеристики $\frac{B_{nl}}{c_s M} = 0.80$; $A_{nm} = 0.12$; $A_{nl} = 0.38$, полученные в предыдущих разделах работы и в [105, 109, 110], приведем формулу (2.92) к виду

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{K_c}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \quad (2.93)$$

где $K_c = 1.34$, а значения β_1 и h_0 можно установить по экспериментальным измерениям $M(h_c)$, M и уравнению (2.86).

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

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

$$K_c = 1 + \frac{B_k}{c_p M} \left(\frac{1 - A_{\text{сн}}}{1 - A_s} - 1 \right) \quad (2.94)$$

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

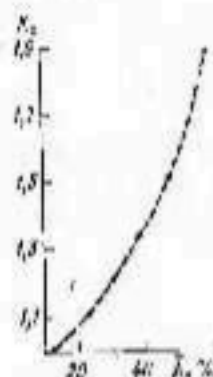


Рис. 2.4. Зависимость коэффициента K_c в формуле (2.101) от средних значений альбедо A_s снега, фирна и льда. Значения альбедо заданы в соответствии с классификацией A_s в работе [112].

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

$$K_c = 0,97 + 0,000145 A_s^{2,12} \quad (2.95)$$

Подставляя (2.95) в (2.93), получим формулу

$$M(h_c) = M \frac{0,97 + 0,000145 A_s^{2,12}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2} \quad (2.96)$$

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

Если построить графики функции (2.93) для нескольких значений A_s , то получившееся при этом семейство кривых отличается

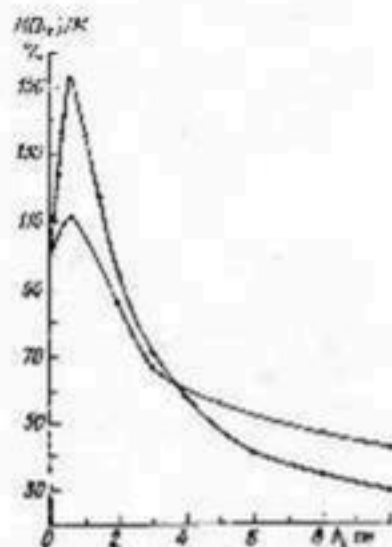


Рис. 2.5. Эмпирические кривые относительной интенсивности таяния льда под мореной различной толщины, лежащей на поверхности снега (1) и льда (2).

Графики построены по данным [98, 102, 105, 260].

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

В качестве примера графиков функций $f(h_c)$ приведен рис. 2.5, где по данным [68, 110, 225, 273] построены эмпирические кривые относительной интенсивности таяния под мореной, лежащей на поверхности снега и льда. По этим графикам не трудно определить значение h_c 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

$$\beta_1 = \frac{K_c - 1}{h_0^2} \quad (2.97)$$

При A_s для снега 76%, $\beta_1 = 6,0 \text{ см}^2$, а для льда при $A_s = 30\%$, $\beta_1 = 0,58 \text{ см}^2$.

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 предположение Л. Е. Глазковича [32] уравнение изменения массы морены вдоль ледника

$$\frac{dm}{dz} = - \frac{\Phi_m B(z)}{v_{г.л} \sin \alpha} \quad (2.98)$$

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

Учитывая упрямый в настоящей работе способ определения площади мореного покрова на «средних ледниках» и учитывая не очень значительные ($\leq 0,1-0,2 \text{ км}$) превышения $Z_{\text{г.л}}$ над ледяным конком ледника, примем для интервала высот $\Delta Z_c = Z_{\text{г.л}} - Z_n$ средние значения B , $v_{г.л}$ и α . Тогда вместо правой части формулы (2.98) напишем

$$\frac{\Phi_m B}{v_{г.л} \sin \alpha} = \gamma_c = \text{const} \quad (2.99)$$

и, интегрируя по z упрощенный вариант уравнения (2.98)

$$\frac{dm}{dz} = -\gamma_c \quad (2.100)$$

получим

$$m(z) = m(z_1) - \gamma_c (z - z_1) \quad (2.101)$$

где $z_1 = Z_{\text{пл}}$, и $z \in \Delta Z_c$. Из очевидного условия $m(z) = 0$ при $z = -Z_{\text{пл}}$ найдем

$$Y_c = \frac{m(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} \quad (2.102)$$

и подставим это выражение в (2.101), тогда

$$m(z) = m(Z_c) - \frac{m(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} (z - Z_c), \quad (2.103)$$

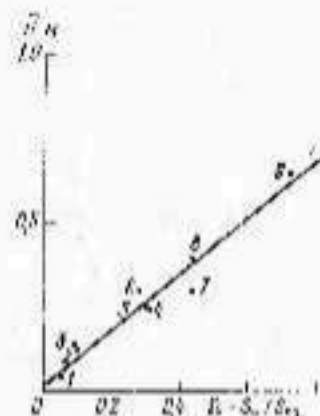


Рис. 2.6. Зависимость средней толщины морены на конне ледника от относительной площади мореного покрова ($\Omega = S_m/S_{\text{об}}$) по измерениям интера в ледниках: 1 — Гяккор, 2 — Амапуз, 3 — Акпор-2, 4 — Медвежий, 5 — Гинилек, 6 — Фелечко, 7 — Шильда, 8 — Карбачев, 9 — Биланский.

что после деления обеих частей на плотность морены даст искоемую функцию распределения средней толщины морены в зависимости от абсолютной высоты поверхности ледника.

$$h_c(z) = H_c(Z_c) - \frac{H_c(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} (z - Z_c), \quad (2.104)$$

которую можно записать также в виде

$$h_c(z) = H_c(Z_c) - \frac{H_c(Z_c)}{\Delta Z_c} \Delta z, \quad (2.105)$$

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

Для расчета $h_c(z)$ по формуле (2.105) необходимы данные о $H_c(Z_c)$ на «средних ледниках». В настоящей работе приближенное решение этого вопроса основано на зависимости $H_c(Z_c) = f(\Omega)$, где Ω — отношение площадей сплошного мореного покрова к области обледенения. Вид зависимости $H_c(Z_c) = f(\Omega)$, построенной по измерениям автора и данным других исследователей, иллюстрирует рис. 2.6.

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

$$H_c(Z_c) = 8(\Omega) + 2.9. \quad (2.106)$$

После того как найден способ определения $H_c(Z_c)$, вычислим среднюю толщину морены $\bar{h}_c(\Delta z)$ в интервале высот $\Delta z = z - Z_c$

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

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

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

Более детальный анализ вида зависимости $h_c(z, t)$ может быть выполнен для отдельных ледников, где получены соответствующие экспериментальные данные или аналитически выраженные функции $B(z, t)$, $u_{\text{пл}}(z, t)$ и др. В частности, пример описания $h_c(z, t)$ для ледника Колки на основе конечно-разностной аппроксимации решения одномерного уравнения неразрывности, осложненного источником, изложен в работе В. Г. Ходякова [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 испаряемости В. Г. Ходяковым функций $M(z)$ и $u_{\text{пл}}(z)$, зависимости $h_c(z, t)$ для ледника Колки 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 мореного покрова $\Omega = S_m/S_{\text{об}}$, необходимый для расчета $h_c(\Delta z)$ по формулам (2.105) — (2.107). Учет влияния интенсивного развития народосмических 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, широко используемое уравнение теплового баланса для определения интенсивности таяния снега и льда препятствует отсутствию методов экстраполяции скорости ветра в высокотурбулентных условиях.

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

гах 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 усреднения не менее чем за декаду). Наличие B_0 в составе двухфакторных локальных и региональных формул, как правило, существенно (в 1,3—1,5 раза) увеличивает объемную долю дисперсии функции, позволяет выполнить расчет таяния с учетом ориентации и уклона поверхности и, следовательно, получить наилучшее приближение к естественным условиям.

4. В результате проверки установлено, что полученные автором двухфакторные локальные и региональные формулы $M(B_0, \Theta)$ обеспечивают такое же или лучшее качество распада интенсивности таяния снега и льда, как и варианты уравнения теплового баланса таяния, предложенные Ю. М. Денисовым [48, 56]. При этом в формулах автора используется существенно меньше исходной информации и экстраполяционных зависимостей.

Проверка на независимом материале показала устойчивость параметров эмпирических уравнений, а также применимость региональной двухфакторной формулы автора $M(B_0, \Theta)$ 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 у бассейнов рек Зайлишского, Таласского, Кунгя и Терекля Алату, хребтов Киргизского, Памирского, 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_0 и некоторый параметр, полученный путем свертки остаточных, кроме B_0 , членов полного уравнения теплового баланса.

6. Полученная автором универсальная функция ослабления таяния в зависимости от толщины сплошной морены h_0 и альбедо поверхности ледника имеет максимум при $h_0 > 0$ и две характерные точки, где $f(h_0) = 1$. Функция $f(h_0)$ возрастает от единицы при $h_0 = 0$ до максимума, затем асимптотически убывает по мере увеличения толщины морены. Скорость изменения $f(h_0)$ при $0 \leq h_0 \leq 10$ 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 $Z_{\text{границы}}$ 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 (a) аккумуляции и абляции почти равен единице. Достаточно высокая также ($r = 0,70 \div 0,95$) теснота связи между $Z_{\text{границы}}$ и годовым абляцией. Большие практические значения имеют зависимости (см. например, [119, 176, 183, 238, 260]) между $Z_{\text{границы}}$ и ледниковым стоком.

Таким образом, наличие тесных зависимостей между основными элементами водно-ледового баланса ледника и легко определяемой характеристической $Z_{\text{границы}}$ существенно упрощает рядовые гляциологические расчеты. Поляжем это на примере зависимости

Таблица 3.1

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

Ледник	Коэффициент корреляции	Ледник	Коэффициент корреляции
Уайтлачтер	-0,97	Самрогата	-0,98
Девон Айс Кап	-0,98	Южный Каспийский	-0,88
Гулкани	-0,95	Линдергастер	-0,91
Вулфери	-0,98		

Примечание. Определены автором по данным, опубликованным в [218, 249, 263, 264, 275].

Коэффициенты эмпатии коррелируют между различными высотами срезов границ на эллипсах ($Z_{\text{ср.с.}}$), составляющими головного балласта эллипсов. Индексация балласта в его компонентах

[illegible][illegible][illegible]

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

$$Z_{\text{лед}} = a_2 B + b_2 \quad (3.1)$$

где a_2 и b_2 — локальные или региональные эмпирические коэффициенты.

Подставив в (3.1) вместо годового баланса ледника B разность годовых значений аккумуляции $Δk$ и абляции $Δb$, получим

$$Z_{\text{лед}} = a_2 (Δk - Δb) + b_2 \quad (3.2)$$

откуда следует, что

$$Δb = \left(\frac{Z_{\text{лед}} - b_2}{a_2} \right) + Δk \quad (3.3)$$

т. е. сложим и трудоемкие определения суммарной аккумуляции на леднике замесены более простыми измерениями или расчетами $Z_{\text{лед}}$ и суммарной абляции.

Весьма велико значение зависимости (3.1) и (3.3) в расчетах внутрисезонного и многолетнего режима таяния в ледниковом стоке для гляциальных областей с их отдельными районами, где невозможно прямые измерения годовой аккумуляции и ее распределения по ледникам. Единственный практически приемлемый способ, хотя и косвенный, но надежный оценки $Δb$ и $Δb(x)$ заключается в использовании замечательного свойства $Z_{\text{лед}}$, которая ежегодно маркирует площадь ледника, где зимние и летние твердые осадки сменяются талыми.

Несомненное построение и использование уравнений типа (3.1) для локальных или региональных определений $Z_{\text{лед}}$ и $Δb(x)$ 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 неравновесен.

В связи с этим было предложено [112, 113] недоступный для массовых расчетов режим ледника аргумент зависимости $Z_{\text{лед}} = f(B)$ заменить его предельным, 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 $Z_{\text{лед}} = f(B)$ запишем

$$Z_{\text{лед}} = f(I_B) \quad (3.4)$$

$$I_B = \frac{q_1 - \bar{q}}{\bar{q}} = \frac{q_1 - \bar{q}}{\bar{q}} \quad (3.5)$$

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N q_i \quad (3.6)$$

$$\bar{\theta}_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_i \quad (3.7)$$

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—март) 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 эпизодической аккумуляции и летней абляции в конкретной гляциальной области. Как видно, безразмерная аномалия $I_B = (q_i - \bar{q})/\bar{q}$ осадков в i -том году является индикатором аккумуляции, а $I_\theta = (\theta_i - \bar{\theta})/\bar{\theta}$ — индикатором абляции. Тогда их безразмерная разность

$$I_B - I_\theta = I_B \quad (3.8)$$

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 водности 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 торах 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 $Z_{\text{лед}} = f(I_B)$ для конкретного ледника или группы ледников обусловлен атрибутом непостоянства локальных особенностей климата и рельефа гляциальной зоны, поэтому уравнение (3.4) необходимо получить в форме, заранее исключившей эти особенности.

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

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

$$P_i(Z_{\text{лед}}) = f[P_i(I_B)] \quad (3.9)$$

$$P[P_i(Z_{\text{лик}})] = f[F(P_i, U_0)], \quad (3.10)$$

Приращение уравнения (3.4) к формулам (3.9) и (3.10) имеет решающее значение для реконструкции $Z_{\text{лик}}$ 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]:

$$\bar{P}_y = \bar{P}_x + r_{P_x P_y} (P_x - \bar{P}_x), \quad (3.11)$$

где для переменных P_x и P_y , которые после ранжирования распределены равномерно в интервале $0 \leq P_i \leq 1$, $P_x = P_y = P$,

$$\bar{P}_1 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i = \int_0^1 P dp = 0,5 \quad (3.12)$$

и

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

где $r_{P_x P_y}$ — коэффициент линейной ранговой корреляции.

Столь же очевидно равенство квантилей n_x и n_y в случае нормализованной регрессии (3.10), когда $\bar{n}_x = \bar{n}_y = 0$, а коэффициент корреляции $> 0,90$:

$$\bar{n}_y = r_{n_x n_y} n_x; \quad (3.14)$$

здесь $r_{n_x n_y}$ — коэффициент линейной корреляции для нормализованных переменной. 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 $r_{P_x P_y} = 1$ $P_{y_{\text{лик}}} \cong P_{1_{\text{лик}}}$, а при $0,90 \leq r_{P_x P_y} \leq 1$ $P_{y_{\text{лик}}} = P_{1_{\text{лик}}}$. Таким образом, теснота зависимости (3.10) порядка 0,80 : 0,95 обеспечивает достаточно надежное определение $\Phi(\bar{n}_{x_{\text{лик}}})$ — вероятности превышения квантили нормальной интегральной функции распределения $Z_{\text{лик}}$.

В табл. 3.2 приведены полученные автором путем обработки непосредственных измерений на ледниках СССР, Австрии, Канады, Швеции, Швейцарии коэффициенты взаимной линейной корреляции для $Z_{\text{лик}}$, 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 выследных метеорологических станций, являются простыми, удобными и вполне обоснованными относительными характеристиками важнейших показателей (B , $Z_{\text{лик}}$, A_k , A_b) режима гляциальных областей.

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

Полная, что значения ΔZ известно, $Z_{\text{лик}}$ в i -том году определяем по формуле

$$\tilde{Z}_{\text{лик}} = \inf(Z_{\text{лик}}) + \Delta Z P_i(I_B) \quad (3.15)$$

или

$$\tilde{Z}_{\text{лик}} = \sup(Z_{\text{лик}}) - \Delta Z [1 - P_i(I_B)], \quad (3.16)$$

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

Надежность восстановления ряда $Z_{\text{лик}}$ за прошедший период в N лет по искомым рядам q и θ , естественно, зависит от того, насколько обоснованно назначено или получено значение ΔZ . Для этого необходимо всего для наблюдений над $Z_{\text{лик}}$, но только в экстраемные 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 $Z_{\text{лик}}$ с отметками начала и конца ледников хорошо согласуется с фактическими данными для территорий с наиболее часто встречающимися размерами площади: от 1 до 3 км².

Случай полного освобождения поверхности ледников от осадочного слоя (т. е. $Z_{\text{лик}} \geq Z_0$) отмечен неоднократно в самых различных климатических условиях и для широкого диапазона морфологических типов ледосисия. Например, ледники Федченко, Ишимык, Зераншайкиф, Абришова, ледники в бассейнах рек Пскем, Чу и др. Даже на северном склоне хр. Западный Алятау, где для штургового распределения осадков в гляциальной области характерны штексовые летние снеготавды, сотрудниками сектора Географии АП КазССР отмечен случай полного освобождения Центрального Туюксуевского ледника от сезонного снега [186]. Реализация условия $Z_{\text{лик}} \leq Z_0$ в годы с максимальной

аккумуляцией для крупных и додритовых ледников пока не подтвердилось.

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

Тогда заменим в формулах (3.15) и (3.16) $\ln(Z_{max})$ на Z_{max} — высоту конца ледника, а $\ln(Z_{min})$ на высоту начала ледника — Z_{min} . Соответственно для оптимального диапазона варьирования Z_{max} в течение многовекового периода получим $\Delta Z = Z_{max} - Z_{min}$.

В результате для реконструкции многовекового ряда Z_{max} на основе данных Каталога ледников и наблюдений истероологических станций имеем

$$\tilde{Z}_{max} = Z_{min} + \Delta Z P_1(I_B) \quad (3.17)$$

или

$$\tilde{Z}_{max} = Z_{min} \cdot \Delta Z [1 - P_1(I_B)]. \quad (3.18)$$

Определение $P(I_B)$ и соответственно $P(Z_{max})$ и зависимости от ранговых номеров упорядоченного ряда I_B приводит к тому, что добавление очередного года в выборку изменяет количественные оценки всей рангов вычисленной цепочки $P(I_B) \rightarrow P(Z_{max}) \rightarrow Z_{max}$. В связи с этим перед расчетом обеспеченностей по имеющейся выборке целесообразно проверить гипотезу нормальности распределения для q и θ — составляющих этого индекса. При значительных отклонениях $F(q)$ и $F(\theta)$ от нормальной функции распределения такое же распределение в соответствии с теоремой теоретических вероятностей о законе распределения суммы двух нормально распределенных величин должно быть и у I_B . Тогда надежность в нормализации аргумента отпадает, и менее зависимость 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 приближенное критерия W_n , разработанное Шенкером—Милком [206].

Расчет эмпирического значения критерия W_n по материалам измерений температуры воздуха и осадков в бассейне р. Пскем на метеорологической станции Миджикент дал положительные результаты для принятия гипотезы о незначительных отклонениях от нормального закона соответствующих выборочных функций распределения. Аналогичный вывод был получен также [112] для ряда измерений Z_{max} на леднике Центрального Тунгусьском.

Таким образом, изложенный выше способ реконструкции Z_{max} является достаточно обоснованным и позволяет восстанавливать многолетние ряды Z_{max} на ледниках Средней Азии. А реконструированные ряды Z_{max} , в свою очередь, представляют собой основу для косвенных оценок годового 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_{max} , то прежде всего оно зависит от исходной выборки и степени значимости относительных показателей приходящей (Ав) и расходящей (Аб) статей годового баланса ледников. В частности, основным условием является репрезентативность для бассейна метеорологических характеристик, используемых в составе индекса баланса. Количественным критерием репрезентативности сумм зимних осадков и летних температур воздуха как индикаторов Ав и Аб принято считать достаточную тесную зависимость между летним стоком в бассейн и составляющими индекса баланса. Подробно эта задача рассматривается в следующем разделе главы 3.

Привыкнем далее возможность прогноза Z_{max} с трех-, четырехместной заблаговременностью, т. е. в начале абляционного периода.

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

1. Внутрисезонное 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 индекс аккумуляции (I_{AA}) и абляции (I_{AB}) как аргументы линейного уравнения второго порядка $I_B = f(I_{AA}, I_{AB})$, то преобладающий вклад в дисперсию функции должен принадлежать индексу аккумуляции или сезонной сумме осадков.

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

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

Первое приближение о возможности прогноза Z_{max} можно получить по материалам табл. 3.2. Как видно, на ряде ледников коэффициенты корреляции зависимости $Z_{max} = f(I_{AA})$ достаточно высоки (0,80–0,90), чтобы прогнозы максимальной высоты ледовой границы имели хорошую оправданность.

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

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

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

$$\text{район 1: } Z_{\text{мале}} = 3,539 - 0,324I_n \quad (3.19)$$

$$\text{район 2: } Z_{\text{мале}} = 3,614 - 0,622I_n \quad (3.20)$$

$$\text{район 3: } Z_{\text{мале}} = 3,593 - 0,553I_n \quad (3.21)$$

$$\text{район 4: } Z_{\text{мале}} = 3,784 - 0,574I_n \quad (3.22)$$

$$\text{район 5: } Z_{\text{мале}} = 3,819 - 0,375I_n \quad (3.23)$$

Коэффициенты корреляции для всех формул равны 0,91, а среднеквадратичные ошибки расчета $Z_{\text{мале}}$ соответственно: 0,048, 0,060, 0,050, 0,052, 0,034 км. Формулы (3.19) — (3.23) можно применять при условии: $-0,5 \leq I_n \leq 0,5$. За пределами этого диапазона $Z_{\text{мале}}$ определяется непосредственно по графику зависимости $Z_{\text{мале}} = f(I_n)$. Индекс годового баланса ледников в бассейне р. Пекем включает разность аномалий суммы осадков за октябрь—июнь и средней месячной температуры воздуха за март—сентябрь по данным метеостанции Пекем.

3. Восстановленные ряды $Z_{\text{мале}}$ по пяти районам гляциальной области бассейна р. Пекем были использованы далее для выяснения возможности долгосрочного прогнозирования максимальной высоты снеговой границы. В качестве последовательных лет выпуска и уточнения прогноза $Z_{\text{мале}}$ приняты — 1 апреля, 1 мая и 1 июня, которые охватывают нарастающие периоды суммирования значений предиктора, а именно осадков за октябрь—март, октябрь—апрель и октябрь—май.

В сведенном коэффициенте корреляции уравнения множественной линейной регрессии $I_n = f(q_{x-vt}, \Theta_{y-ix})$ детерминированный вклад

q_{x-vt} — определенный по Г. А. Алексееву [7], составляет 92 %. На этом основании сезонные суммы осадков за нарастающие периоды были приняты в качестве предикторов $Z_{\text{мале}}$. Для зависимостей $Z_{\text{мале}} = f(q_{x-vt})$, $Z_{\text{мале}} = f(q_{x-vt}, \Theta_{y-ix})$, $Z_{\text{мале}} = f(q_{x-vt}, \Theta_{y-ix}, \Theta_{y-ix})$ получены также коэффициенты корреляции: 0,90, 0,95 и 0,97.

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

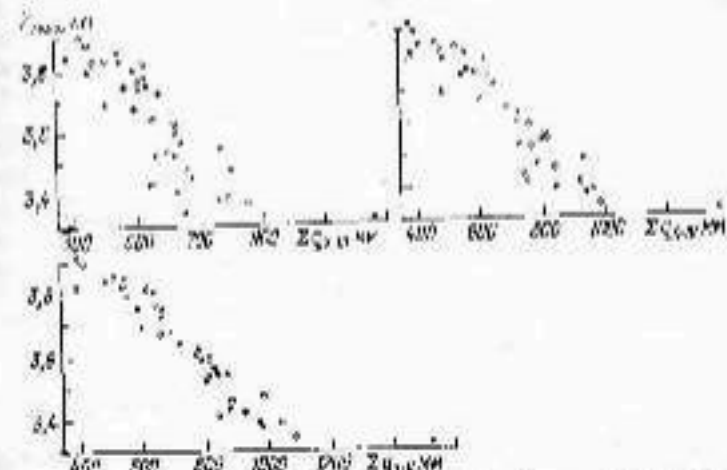


Рис. 3.1. Зависимость восстановленных высот $Z_{\text{мале}}$ от суммы осадков по районам гляциальной области бассейна р. Пекем от сумм осадков на метеорологической станции Пекем.

ряду $Z_{\text{мале}}$ в одном из районов гляциальной области бассейна р. Пекем.

Критерий прогностической ценности — относительная ошибка расчета для зависимостей на рис. 3.1 — равен 0,50, 0,45 и 0,39 соответственно для периодов суммирования осадков октябрь—апрель, октябрь—апрель и октябрь—май. Следовательно, каждая из этих зависимостей вполне удовлетворяет стандартам, критериям в службе прогнозов.

В целом результаты реализации на конкретных примерах общих принципов реконструкции и прогноза $Z_{\text{мале}}$ можно признать положительными и на этом основании с уверенностью использовать восстановленные ряды $Z_{\text{мале}}$ 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 $Z_{\text{мале}}$ 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 (Ab) и таяния (Ab) в гляциальных областях, поскольку многократно подтвержденное существование зависимостей $q(z)$ и $\theta(z)$ в горах Средней Азии позволяет в конечных счетах при определенных условиях получить сами величины $Ab(z)$ и $Ab(z)$.

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

- 1) определение критерия репрезентативности пункт-элементов, т. е. метеорологических характеристик, содержащих с конкретными местами их измерения, для оценки составляющих индекса баланса;
- 2) выявление оптимальных периодов суммирования осадков в I_{Ab} и температуры воздуха или другой характеристики условий таяния в I_{At} ;
- 3) определение вкладов I_{Ab} и I_{At} в дисперсию их суммы, что равнозначно выяснению причин изменчивости $Z_{\text{расч}}$ в многолетнем разрезе;
- 4) описание пространственной вариации вкладов I_{Ab} и I_{At} 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 $Z_{\text{расч}}$ 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 и тун же бассейне

$$W = f(q, \theta, C, \dots, x_{n-1}, x_n). \quad (3.24)$$

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

$$f(W/q, \theta, C, \dots, x_n) = \frac{f(W, q, \theta, C, \dots, x_n)}{f_n(q, \theta, C, \dots, x_n)}, \quad (3.25)$$

где $f(W, q, \theta, C, x_n)$ — плотность распределения системы случайных величин; $f_n(q, \theta, C, \dots, x_n)$ — плотность распределения подсистемы аргументов.

Как правило, вместо построения (3.25) ограничиваются определением параметров этого распределения, к которым относятся условные математические ожидания $Mo(y/x-x)$ 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 $W = f(I_{Ab}, I_{At})$ 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 таяния в дисперсию их суммы выполнены на ЭВМ по составленной автором программе многофакторного регрессионного анализа канонизированных или нормализованных переменных. Для получения в конкретном бассейне уравнений регрессии $W = f(I_{Ab}, I_{At})$ или $W = f(I_{Ab}, I_{At}, I_n)^*$, исходя из наименьшей сводной коэффициент корреляции, рассматривая 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_{Ab} и I_{At} .

В исходных выборках для установления I_{Ab} и I_{At} в гляциальных областях Средней Азии записанными переживаниями были периоды стока и бассейнах рек за апрель—сентябрь, май—сентябрь, июль—сентябрь, июль—сентябрь, август—сентябрь, июль—август, а независимыми переживаниями суммы осадков за октябрь—март, октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июль, октябрь—сентябрь, май—сентябрь, сумм средних месячных температур воздуха в бассейне общей области за май—сентябрь, июль—сентябрь, июль—сентябрь по данным метеорологических станций в тех же бассейнах.

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

$$\rho_{\text{св}}^2 = r_{01}^2 a_{01} + r_{02}^2 a_{02} + \dots + r_{0n}^2 a_{0n} \quad (3.26)$$

$$b_i = \frac{r_{0i}^2 a_{0i}}{\sum_{j=1}^n r_{0j}^2 a_{0j}} \quad (3.27)$$

$$\sum_{j=1}^n b_j = 1, \quad (3.28)$$

* I_n — индекс метеорологического элемента, который является значимой дополнительной характеристикой условной аккумуляции или таяния (например, средней за лето балла общей области).

где $r_{j,j+1}$ — произведение коэффициентов парной корреляции и нормированной регрессии для функции и j -го аргумента, для которого выполняется оценка b_j ; $r_{j,j+1}^2$ — аналогичные произведения коэффициентов, сумма которых представляет собой квадрат сводного коэффициента корреляции функции и j аргументов. Программа расчета на ЭВМ параметрического многофакторного регрессионного аппарата построена так, чтобы исключить появление в (3.26) и (3.27) произведений с сомножителями разных ящиков.

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 построении многолетних рядов $Z_{\text{баланс}}$ по методу, изложенному в предыдущем разделе.

Помимо определения самих составляющих индекса баланса I_{Δ} , большой научный и практический интерес представляют распределения по территории Средней Азии вкладов $I_{\Delta\text{л}}$ и $I_{\Delta\text{т}}$ в общую изменчивость I_{Δ} и, следовательно, $Z_{\text{баланс}}$. Соответствующие оценки приведены в табл. 3.3, в которую включены также коэффициенты корреляции стока за июль — сентябрь и июль — сентябрь с индексами аккумуляции и таяния.

В большинстве случаев значения коэффициентов корреляции находятся в пределах 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 $Z_{\text{баланс}}$ следует также выбрать один из двух приведенных в табл. 3.3 периодов суммирования речного стока, многолетняя изменчивость которого предполагается аналогичной вариации $Z_{\text{баланс}}$, поскольку являясь от одних и тех же метеорологических факторов. Искомый периодом бесспорно является июль — сентябрь, так как из 30 уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков, полученных для самых различных областей оледенения Средней Азии, в 23 случаях зависимости $W_{\text{VII-IX}} = f(I_{\Delta\text{л}}, I_{\Delta\text{т}})$ отличались большей теснотой по сравнению с $W_{\text{VI-IX}} = f(I_{\Delta\text{л}}, I_{\Delta\text{т}})$.

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 $I_{\Delta\text{л}}$ или $I_{\Delta\text{т}}$ имеет преобладающий вклад в изменчивость их сумм, 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 $Z_{\text{баланс}}$, а также

Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание изменчивости I_{Δ} и $Z_{\text{баланс}}$ в бассейнах рек Средней Азии

Рек (территория, место станция)	Период для W	I_{Δ}			$Z_{\text{баланс}}$		
		r	связи		r	связи	
			$I_{\Delta\text{л}}$	$I_{\Delta\text{т}}$		$I_{\Delta\text{л}}$	$I_{\Delta\text{т}}$
Алгирь (Джамбул; Алгирь)	VI—IX	0,92	0,03	0,97	0,92	0,01	0,96
	VII—IX	0,88	0,03	0,97	0,96	0,10	0,90
Чайрамтепе (устье р. Кызылтепе; Б. Кызылтепе)	VI—IX	0,77	0,30	0,70	0,81	0,40	0,60
	VII—IX	0,81	0,23	0,77	0,88	0,25	0,74
Паран (г. Паран, Паран)	VI—IX	0,76	0,61	0,30	0,78	0,04	0,96
	VII—IX	0,73	0,43	0,57	0,76	0,45	0,53
Абляны (Исконмакды, Абляны)	VI—IX	0,82	0,69	0,31	0,82	0,69	0,31
	VII—IX	0,79	0,60	0,31	0,79	0,60	0,31
Сарыджаз — дергачи (ниже устья р. Кубань; Кубань)	VI—IX	0,94	0,70	0,80	0,98	0,85	0,15
	VII—IX	0,77	0,75	0,95	0,93	0,80	0,20
Куйлю (устье р. Кубань; Кубань)	VI—IX	0,72	0,10	0,90	0,72	0,05	0,95
	VII—IX	0,65	0,10	0,90	0,66	0,03	0,97
Писар (Каренгистай, Писар)	VI—IX	0,86	0,90	0,10	0,86	0,90	0,10
	VII—IX	0,81	0,92	0,08	0,81	0,91	0,09
Исфара (Ташкуртан, Джастык)	VI—IX	0,81	0,79	0,21	0,84	0,67	0,33
	VII—IX	0,64	0,61	0,39	0,65	0,61	0,30
Зеравшан (Душанбе; Дехав)	VI—IX	0,90	0,82	0,18	0,91	0,83	0,17
	VII—IX	0,67	0,77	0,23	0,80	0,72	0,28
Кизилтепе (Домбрат; Даргаут— Курган)	VI—IX	0,92	0,96	0,64	0,94	0,96	0,64
	VII—IX	0,83	0,93	0,44	0,85	0,97	0,33
Муксу (Дашевар; н. Фельден)	VI—IX	0,93	0,07	0,93	0,95	0,00	1,00
	VII—IX	0,96	0,07	0,93	0,96	0,01	0,99
Сурхоб (Гурь; Гурь)	VI—IX	0,87	0,64	0,40	0,89	0,51	0,49
	VII—IX	0,83	0,60	0,40	0,86	0,56	0,44
Ванг (Ванг; н. Фельден)	VI—IX	0,61	0,20	0,80	0,62	0,20	0,80
	VII—IX	0,75	0,10	0,90	0,70	0,10	0,90
Хунг (Хунг; Хунг)	VI—IX	0,76	0,89	0,11	0,77	0,90	0,10
	VII—IX	0,74	0,81	0,19	0,74	0,81	0,19
Шадар (Хабест; Хунг)	VI—IX	0,76	0,90	0,10	0,78	0,82	0,18
	VII—IX	0,71	0,94	0,06	0,76	0,75	0,25

компонентами индекса баянса, поскольку $Z_{\text{басс}}$ выражается в виде функции $I_{\Delta k}$ и $I_{\Delta b}$.

Таким образом, вышесказанные условия

$$\sigma^2(I_{\Delta k}) > \sigma^2(I_{\Delta b}) \quad (3.28)$$

необходимо для использования сумм зимне-весенних осадков — этого наиболее подходящего аргумента для долгосрочного прогноза $Z_{\text{басс}}$ и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Очевидно, что разработка методов долгосрочного прогноза $Z_{\text{басс}}$ и ледникового стока существенно затруднена в бассейнах, где преобладающей вклад; в дисперсию индекса баянса принадлежат вклады сближения.

Изложенные здесь общие положения о значимости вкладов $I_{\Delta k}$ и $I_{\Delta b}$ для совершенствования методов прогноза стока рек с ледниково-снеговым

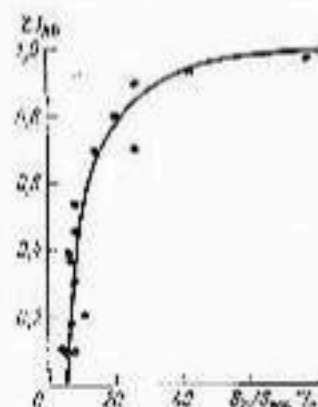


Рис. 3.2. Зависимость вклада ледникового стока в дисперсию индекса баянса от относительной площади оледенения в бассейнах рек Средней Азии.

питанием практически реализованы в разделе 5.2 настоящей работы.

При определении вкладов $I_{\Delta k}$ и $I_{\Delta b}$ в дисперсию их суммы достаточно найти вклад (δ) одного из этих индексов, тогда, как следует из (3.28), вклад другого равен дополнению до единицы. Для массовых оценок вкладов $I_{\Delta k}$ и $I_{\Delta b}$ и параметричность $I_{\Delta k}$ в гляциальных областях Средней Азии автор получил достаточно точную зависимость $\delta_{I_{\Delta k}}$ от относительной площади оледенения в речных бассейнах (рис. 3.3). С физической стороны единицы для всей Средней Азии зависят от $\delta_{I_{\Delta k}} = f\left(\frac{S_{\text{л}}}{S_{\text{басс}}}\right)$ и $1 - \delta_{I_{\Delta k}} = f\left(\frac{S_{\text{л}}}{S_{\text{басс}}}\right)$, 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 среднем коэффициент корреляции уравнения $W_{YI} = f(I_{\Delta k}, I_{\Delta b})$ естественно увеличивается вклад $I_{\Delta b}$, характеризующий значительную изменчивость вбляния в гляциальной области.

Полученная автором зависимость $\delta_{I_{\Delta k}} = f\left(\frac{S_{\text{л}}}{S_{\text{басс}}}\right)$ была использована в настоящей работе для определения вкладов $I_{\Delta k}$, $I_{\Delta b}$ в бассейнах рек Амударья, Сырдарья, оз. Иссык-Куль, Са-

рыжага, 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 $\delta_{I_{\Delta k}}$ для разработки и усовершенствования методов долгосрочных прогнозов стока рек с ледниково-снеговым питанием уже было сказано ранее. Рассмотрим далее не менее важные пути использования $\delta_{I_{\Delta k}}$ для массовых определений и целом для бассейнов и распределе-

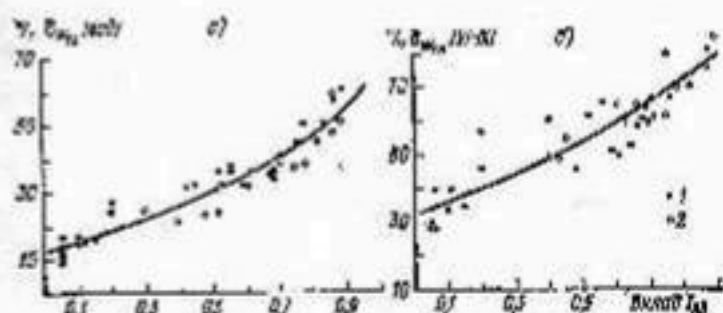


Рис. 3.3. Зависимость доли ледникового питания в годовом (а) и сезонном (б) стоке рек Средней Азии (1) и Кавказа (2).

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

Простое решение этой задачи обеспечивают представленные на рис. 3.3 универсальные зависимости для ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа от вклада индекса вбляния в квадрат среднего коэффициента корреляции уравнения $W_{YI} = f(I_{\Delta k}, I_{\Delta b})$. Для построения зависимостей $\delta_{I_{\Delta k}} = f(\delta_{I_{\Delta b}})$ на рис. 3.3 использованы оценки доли ледникового питания ($\delta_{I_{\Delta k}}$) в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа, полученные автором, А. О. Кемжиром [93], А. С. Шестининым [230], А. Н. Крестом [141], Л. А. Владимировым с соавторами [23].

Прихеры зависимостей $\delta_{I_{\Delta k}} = f\left(\frac{S_{\text{л}}}{S_{\text{басс}}}\right)$ имеются в работах О. П. Щеголовой [224], А. О. Кемжира [93], А. С. Шестининова [230]. Во всех случаях автор отмечает локальный характер этих зависимостей, что ограничивает их широкое использование. Хотя вклад $I_{\Delta k}$ в средний коэффициент корреляции уравнения $W_{YI} = f(I_{\Delta k}, I_{\Delta b})$ также является функцией относительной площади оледенения, зависимость $\delta_{I_{\Delta k}} = f\left(\frac{S_{\text{л}}}{S_{\text{басс}}}\right)$ имеет общий характер для территории Средней Азии. Этот результат объясняется тем, что вклад $I_{\Delta k}$, определяемый на основе уравнения $W_{YI} = f(I_{\Delta k}, I_{\Delta b})$

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

Рек-статус	3-4 км				4-5 км				5-6 км			
	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{басс}}}$ %
Бассейн р. Амударья												
Варганг — х. Токтамыш	485,5	25,0	5,5	10	2138,8	593,7	27,8	56	450,4	100	100	70
Кура — устье	938,0	11,4	1,3	<10	9396,0	275,1	10,6	55	874,8	97,2	92	64
Камысу — х. Дамбулак	9929,5	09,4	2,1	<10	1718,6	453,1	97,0	86	111,3	60,9	109	75
Мугу — х. Давсеп	1177,0	69,6	6,8	12	3295,1	351,4	17,5	75	1664,9	102,5	90	60
Зеравшан — устье	2293,7	183,5	8,1	43	916,1	594,5	32,5	100	1,1	12,2	63	35
р. Фангдариан — фангдариан	1828,1	71,7	5,0	<10	354,1	40,5	17,1	73	14,6	1,3	<10	<10
Бассейн р. Сырдарья												
Оганис — устье	975,0	60,3	11,4	60	90,2	2,2	10,9	56	100	2,3	10	13
Майхотал — устье	205,1	44,7	16,7	73	21,7	0,8	2,8	10	130,8	2,8	10	13
Пилех — устье	1009,1	194,7	12,0	60	158,3	2,8	4,8	<10	4,0	25,0	86	51
Каракум — с. Актас	480,9	6,7	1,5	<10	74,2	16,5	22,6	51	36	36	36	36
Тар — х. Чалма	1841,2	9,6	0,3	<10	630,3	53,5	8,5	63	35	35	35	35
Ясым — с. Утек	925,6	4,1	1,7	<10	2,5	0,5	12,4	41	25	25	25	25
Кушад — с. Гулама	891,0	3,8	0,7	<10	122,1	10,0	8,2	67	38	38	38	38
Агуу — уст. Дингов	303,4	11,3	5,6	15	66,2	12,0	13,0	77	45	45	45	45
Ходжабасирин — х. Ан-дарман	332,0	21,0	0,6	20	156,8	37,0	16,0	84	53	53	53	53
Нефара — Ташкентурух	470,0	69,0	14,9	69	180,0	67,7	25,6	90	48	48	48	48
Сох — х. Сарыалды	790,0	16,8	12,1	60	720,4	157,0	21,5	81	40	40	40	40
Шахмурат — х. Пушманган	864,4	12,1	3,3	<10	161,5	74,5	22,8					

$\sim f(b_{\text{лн}}, I_{\text{лн}})$, иначе, чем $\left(\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{басс}}}\right)$ описывает пространственную вариацию $b_{\text{лн}}$. Именно это свойство обеспечивает универсальность зависимостей $b_{\text{лн}} = f(b_{\text{лн}})$ не только для Средней Азии, но и Кавказа.

Полученные автором зависимости для $b_{\text{лн}}$ и $b_{\text{лн}}$ (см. рис. 3.2 и 3.3) позволяют вычислить массовые оценки $b_{\text{лн}}$ и путях картирования $b_{\text{лн}}$ выявить характерные черты простран-



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

ственного распределения ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Примеры расчета высотного распределения доли ледникового питания в годовом стоке ряда рек бассейнов Сырдарья и Амударья 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 таблицы 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

Внутригодовой изменчивость площадей льда под морозой $S_{\text{лн}}(t)$, открытого льда $S_{\text{лн}}(t)$, фирна $S_{\text{лн}}(t)$, зимнего $S_{\text{лн}}(t)$ и летнего снега $S_{\text{лн}}(t)$ представляют 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 необходим и достаточным условием распределения пространственно-временной изменчивости

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

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

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz, \quad (3.30)$$

при выпадении летнего снега после даты обнажения конца ледника и условии $Z_{\text{ж}}(t) = Z_{\text{сег}}(t) = Z_{\text{н}}(t)$ площадь, покрытую летним снегом, находим следующим образом:

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz. \quad (3.31)$$

При условии $Z_{\text{ж}}(t) = Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{н}}(t)$, т. е. когда часть площади ледника покрыта зимним снегом, а часть летним, то

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz + \int_{Z_{\text{ж}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz \quad (3.32)$$

или

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz. \quad (3.33)$$

Б. Площадь фирн при $Z_{\text{сег}}(t) = Z_{\text{н}}$

$$S_{\text{ф}}(t) = \int_{Z_{\text{ф}}}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz, \quad (3.34)$$

а при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{н}}$

$$S_{\text{ф}}(t) = \int_{Z_{\text{ф}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz. \quad (3.35)$$

В. Площадь обнаженного льда и льда под морской при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{н}}$:

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{л}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz. \quad (3.36)$$

а если $Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{н}}$, то

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz \quad (3.37)$$

или

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz - \int_{Z_{\text{ж}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz. \quad (3.38)$$

В формулах (3.30)–(3.38) $Z_{\text{сег}}(t) = \min[Z_{\text{ж}}(t), Z_{\text{н}}(t)]$, t — номер дня внутри года после даты обнажения конца ледника от сезонного снега и до окончания периода абляции; $Z_{\text{сег}}(t)$, $Z_{\text{ж}}(t)$, $Z_{\text{н}}(t)$ — абсолютные отсчеты высот сезонной снеговой границы (при отсутствии летних осадков $Z_{\text{сег}}(t) = Z_{\text{ж}}(t)$ и нижней границы сменяющегося летнего снега на поверхности ледника; $Z_{\text{ф}}$ — средняя многолетняя высота фирновой границы; $Z_{\text{л}}$ — высота отступа сплошного моренного покрова на леднике; $Z_{\text{ж}}$ и $Z_{\text{н}}$ — высоты начала и конца ледника.

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

При наличии таких данных расчет $S_{\text{ж}}(t)$ следует выполнять иначе. Так, при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{н}}$

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz - \int_{Z_{\text{ж}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s_{\text{ам}}(z) dz, \quad (3.39)$$

если же $Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{н}}$, тогда

$$S_{\text{ж}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{н}}} s(z) dz - \int_{Z_{\text{ж}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s_{\text{ам}}(z) dz. \quad (3.40)$$

Изложенная здесь в общем виде схема определения площадей различных типов частей поверхности ледника показывает, что разделение спектра составляющих годового объема таяния невозможно без определения внутригодового хода границ зимнего и летнего снега на леднике.

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

начала движения границы сезонного снега по леднику все 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 движения границы сезонного снега из-за отсутствия надежных региональных оценок антропогенного 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 ближе всего отвечает максимальная высота $Z_{\max}$, а лучше — максимальное за период абляции превышение $\Delta Z_{\max}$ границы сезонного снега над концом ледника:

$$\Delta Z_{\max} = Z_{\max} - Z_k \quad (3.41)$$

при условии $Z_k \leq Z_{\max} \leq Z_n$.

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

Предположим, что за один и те же интервалы времени Δt между относительными скоростями приближения границы сезонного снега к пределу $Z_{\max}$ и последовательного накопления слоя таявшего зимнего снега на этом же уровне $Z_{\max}$ существует определенное соотношение (шкала для простоты рассматривается случай отсутствия ледных осадков).

Запишем это соотношение следующим образом:

$$\frac{1}{\int_{\tau_0}^{\tau_{D-1}} dZ_{\text{acc}}(t)} = \frac{1}{\int_{\tau_1}^{\tau_{D-1}} dA(z, t)} = \chi(t) \quad (3.42)$$

где

$$\int_{\tau_1}^{\tau_{D-1}} dZ_{\text{acc}}(t) = Z_{\text{acc}}(\tau_{D-1}) - Z_{\text{acc}}(\tau_1) \quad (3.43)$$

представляет собой часть, оставшуюся от $\Delta Z_{\max}$ после того, как граница сезонного снега за время от начального τ_0 и до промежуточного момента τ_1 достигла на леднике уровня $Z_{\text{acc}}(\tau_1)$. Поскольку τ_0 — дата начала таяния льда на конце ледника, а τ_D —

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

Аналогично формуле (3.43) выразим

$$\int_{\tau_1}^{\tau_{D-1}} dA(z, t) = A(z, \tau_{D-1}) - A(z, \tau_1) \quad (3.44)$$

косвенно характеризует не стоявший в моменту τ_1 остаток зимнего снега в интервале высот $Z_{\max} - Z_{\text{acc}}(\tau_1)$. Здесь $A(z, \tau_{D-1})$ — сум-

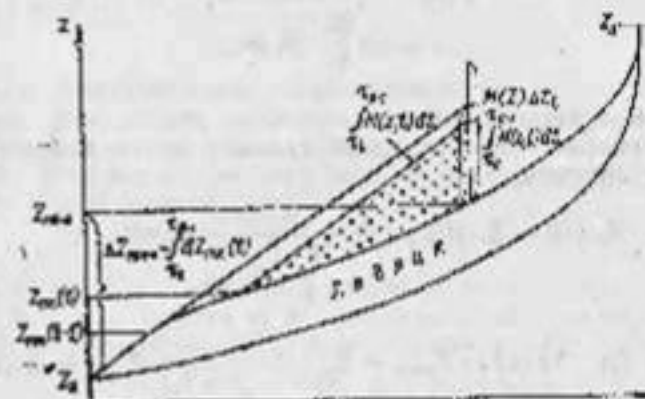


Рис. 3.5. Схема, иллюстрирующая модель движения снеговой границы (ССГ) на леднике.

$Z_{\text{acc}}(t)$ — высота снеговой границы и соответствующий момент накопления; $Z_{\text{acc}}(t)$ — высота текущий момент; $Z_{\max}$ — максимальная высота ССГ на поверхности ледника; $M(z, \Delta t_i)$ — слой таяния на высоте $Z_{\max}$ за интервал $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$; Z_k и Z_n — высоты конца и начала ледника.

марный за период $\tau_{D-1} - \tau_1$ слой таяния зимнего снега на высоте $Z_{\max}$. $A(z, \tau_1)$ — слой таяния зимнего снега за время $\tau_1 - \tau_0$ на том же уровне.

Зависимость между слоями таяния снега на высоте $Z_{\max}$ и движением Z_{acc} по леднику при отсутствии ледных снегопадов иллюстрирует также рис. 3.5.

Производные по времени для процессов $Z_{\text{acc}}(t)$ и $A(z, t)$ в отложении (3.42) находим согласно

$$\frac{dZ_{\text{acc}}(t)}{dt} = \frac{Z_{\text{acc}}(t) - Z_{\text{acc}}(t_{i-1})}{\Delta t} \quad (3.45)$$

$$\frac{dA(z, t)}{dt} = \frac{A(z, t) - A(z, t_{i-1})}{\Delta t} = M(z, t) \quad (3.46)$$

Учитывая (3.46), заменим правую часть (3.42) несколько иначе:

$$\chi(t_i) = \frac{M(z, t_i)}{\sum_{i=0}^{D-1} M(z, t_i)}; \quad (3.47)$$

Затем вместо $M(z, t)$ подставляется одна из формул для расчета интенсивности таяния. Например, если $\Delta t = 1$ сутки, а $M = k_M(\bar{\theta})$, где $\bar{\theta}$ — средняя суточная температура, то

$$\chi(t_i) = \frac{\bar{\theta}_i(z)}{\sum_{i=0}^{D-1} \bar{\theta}_i(z)}, \quad (3.48)$$

где i — номер суток внутри года.

Окончательный вид численной схемы расчета движения $Z_{\text{греб}}$ по леднику следующий:

$$Z_{\text{греб}}(t) = Z_{\text{греб}}(t_{i-1}) + \frac{\bar{\theta}_i(z)}{\sum_{i=0}^{D-1} \bar{\theta}_i(z)} \Delta z(t_{i-1}),$$

$$Z_{\text{греб}}(t_0) = Z_{\text{греб}}; \quad \Delta z(t_i) = Z_{\text{греб}} - Z_{\text{греб}}(t_{i-1}); \quad \Delta z(t_{i-1}) = Z_{\text{греб}} - Z_{\text{греб}}(t_{i-2}). \quad (3.49)$$

При выполнении расчетов $Z_{\text{греб}}(t)$ по формуле (3.49) следует исключить возможность суммирования средних суточных температур воздуха с разными знаками, которые на высотах $Z_{\text{греб}}$ могут иметь место в летний период. Это нужно сделать, если суммировать температуры воздуха вместо высоты $Z_{\text{греб}}$ на таком уровне z_0 , где в течение зимы — октября температуры воздуха при всех условиях остаются заведомо положительными. На расчеты $Z_{\text{греб}}(t)$ переход от $Z_{\text{греб}}$ к z_0 влияния не имеет, поскольку температура воздуха, как правило, линейно изменяется с высотой местности. Следовательно, величина отношения $\chi(t)$ для $\bar{\theta}(z, t)$ одного знака не зависит от z .

Таким образом, весьма простая формула (3.49) позволяет рассчитать высоту границы зимнего снега и 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 таящей 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 являются данные суточных сумм и средних значений метеорологических элементов

(осадки, температуры воздуха, общая облачность), случаи выпадения осадков в период абляции считаем известными. Тогда прежде всего необходимо установить абсолютную высоту, начиная с которой осадки вероятнее всего отлагаются 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

$$\Theta_* = f_1 z^2 - f_2 z + f_3, \quad (3.50)$$

где f_1, f_2, f_3 — 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

$$\Theta(z, t) = \Theta(z_0, t) - \gamma(z - z_0), \quad (3.51)$$

где $\Theta(z, t)$ и $\Theta(z_0, t)$ — средние суточные температуры воздуха на высотах z и z_0 в момент t ; γ — вертикальный градиент температуры; для определения $z(\Theta_*)$ получим квадратное уравнение

$$f_1 z^2 - f_2 z + f_3 - \Theta(z_0, t) + \gamma z - \gamma z_0 = 0. \quad (3.52)$$

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

$$k_1 = \frac{f_1}{\gamma}, \quad (3.53)$$

$$k_2 = 1 - \frac{f_2}{\gamma} \quad (3.54)$$

и

$$k_3 = \frac{f_3}{\gamma} - \frac{\Theta(z_0, t)}{\gamma} - z \quad (3.55)$$

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

$$k_1 z^2 + k_2 z + k_3 = 0. \quad (3.56)$$

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-

нию $z_0 \leq z(\theta_*) \leq z_n$ и при положительном ответе найти согласно (3.31) площадь ледника, покрытую свежим летним снегом.

Зная, что движущая граница летнего снега $Z_{ле}$ располагается на поверхности ледника, можно с некоторым приближением рассчитать средний слой свежевыпавшего снега в интервале высот $\Delta z = Z_n - Z_{ле}$ путем интегрирования по более общему выражению зависимости осадков от высоты местности.

$$q(z, t) = q(z_0, t) [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2], \quad (3.37)$$

предложенного в работе [17, 18] для условий Средней Азии. Здесь b_2 и b_3 — эмпирические коэффициенты, определяемые отношением урона z_0 и конкретном водосборе. В результате интегрирования получаем аналитическую формулу для расчета $\bar{q}_{ле}(\Delta z, t)$

$$\bar{q}_{ле}(\Delta z, t) = \frac{q(z_0, t)}{\Delta z} \int_{Z_{ле}}^{Z_n} [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2] dz =$$

$$= q(z_0, t) \left[1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2 + b_3 \frac{(Z_n - Z_{ле})^2}{12} \right], \quad (3.38)$$

где

$$z = \frac{Z_n + Z_{ле}}{2}.$$

Разумеется, если паводки выпадают несколькими днями подряд, то при суммировании суточных слоев свежевыпавшего снега необходимо каждый раз повторять всю последовательность расчетов

$$z(\theta_*, t) \rightarrow \Delta z_{ле}(t) \rightarrow S_{ле}(\Delta z, t) \rightarrow \bar{q}_{ле}(\Delta z, t).$$

От рассчитанного среднего слоя летнего снега $\bar{q}_{ле}(\Delta z, t)$ трудно перейти к продолжительности его задержания на площади $S(\Delta z)$, последовательно вычитая из $\bar{q}_{ле}(\Delta z, t)$ средние суточные слои таяния свежевыпавшего снега $\bar{M}_{ле}(\Delta z, t)$ до тех пор, пока не будет выполнено условие

$$\bar{q}_{ле}(\Delta z, t) - \sum_{i=1}^N \bar{M}_{ле}(\Delta z, t) \leq 0,5 \bar{M}_{ле}(\Delta z, t_{N+1}), \quad (3.39)$$

где $\bar{M}_{ле}(\Delta z, t_{N+1})$ — слой таяния на следующие сутки после N прошедших. Если $\bar{q}_{ле}$ представляет собой сумму нескольких дней с осадками, то для расчета $\bar{M}_{ле}(\Delta z, t)$ следует принимать во внимание минимальное за весь период с осадками значение $z(\theta_*, t)$.

Предложенная 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 $Z_{ле}(t)$. К сожалению, подобные наблюдения на ледниках в настоящее время не производятся из-за сложностей

организации по-устойчивых работ, охватывающих весь период таяния.

С целью более наглядного представления о практических результатах моделирования движения сезонной границы на рис. 3.6 показан пример расчета $Z_{ле}(t)$ и течения периода таяния 1961 г. на леднике Центральном Туюксу. Судя по графику, построенный ход достаточно удачно отражает влияние летних сне-

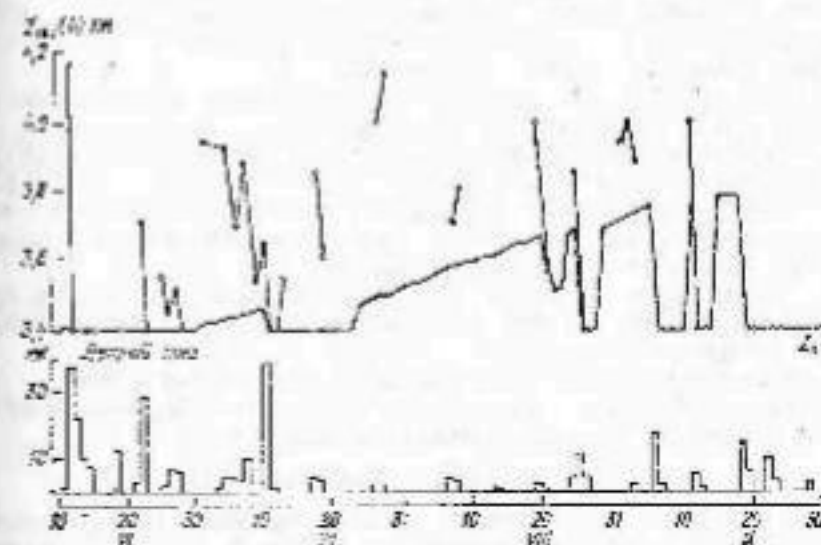


Рис. 3.6. Пример расчета движения сезонной снеговой границы на поверхности ледника Центрального Туюксу в 1961 г.

Точкой dotted и подграфиком указаны значения площади снежного и растаявшего летнего снега.

говалом на ход $Z_{ле}(t)$ и, следовательно, соответствует известным гляциологическим 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 таяния и периода активного формирования ледникового стока. В качестве методической основы выбора и определения этих дат принята ряд положений, которые учитывают свойства гидрологического режима ледника и то, что характеристики режима, используемые для построения региональной модели, являются однородными функциями высоты z .

1. Два последовательных во времени сезона зимней аккумуляции и летней абляции на ледниках образуют один полный гляциодриометерологический цикл или балансный год.

2. Внутри любого такого цикла имеется непрерывный интервал времени, когда ледники полностью закрыты устойчивым снежным покровом. 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 $Z_{\text{теп}}(t) \geq Z_n$, а во второй $Z_{\text{теп}}(t) \leq Z_n$.

По мнению автора, для того чтобы региональная модель процесса суммарного таяния ледников учитывала все эти особенности, достаточно:

а) выбрать такие постоянные даты начала ($d_{\text{нп}}$) и конца ($d_{\text{кп}}$) расчетного периода, когда ледники полностью покрыты устойчивым зимним снегом и заведомо выполняются условия:

$$Z_{\text{теп}}(d_{\text{нп}}) < Z_n \text{ и } Z_{\text{теп}}(d_{\text{кп}}) < Z_n;$$

б) ежегодно рассчитывать даты разрушения и образования устойчивого снежного покрова на высоте Z_n или даты начала ($d_{\text{нп}}$) и конца ($d_{\text{кп}}$) 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 $d_{\text{нп}}$ и $d_{\text{кп}}$ приняты 1 мая и 31 октября. Как следует из анализа внутрисезонного 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 Госкимгидромета, показали, что даже в малоснежные 1975—1977 годы ледники в пачае 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 $d_{\text{нп}}$ и $d_{\text{кп}}$ 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 нижней 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 к высоте z :

$$w(z, t+1) = w(z, t) + \frac{\partial w(z, t+1)}{\partial t}, \quad (3.60)$$

Для нахождения частной производной в (3.60) используется численная схема, изложенная в [17, 18, 170]:

$$\frac{\partial w(z, t+1)}{\partial t} = \begin{cases} q_n(z, t+1) \text{ для } M(z, t+1) \leq 0, \\ \left. \begin{aligned} & q_n(z, t+1) - M(z, t+1) \\ & \text{для } M(z, t+1) < w(z, t) + q_n(z, t+1), \\ & -w(z, t) \\ & \text{для } M(z, t+1) \geq w(z, t) + q_n(z, t+1) \end{aligned} \right\} q_n(z, t+1) > 0, \\ -M(z, t+1) \end{cases}$$

$$= \begin{cases} \left. \begin{aligned} & \text{для } M(z, t+1) < w(z, t), \\ & -w(z, t) \\ & \text{для } M(z, t+1) \geq w(z, t) \end{aligned} \right\} q_n(z, t+1) = 0, \end{cases} \quad (3.61)$$

где q_n — 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 позволит ежедневно изучать распределение водности снега в зависимости от высоты местности и определять $w(z, t) = 0$, т. е. среднюю высоту снеговой границы и бассейна. Тогда критичная дата, когда выполнено условие:

$$[\min z \in w(z, t) \neq 0] \geq Z_n, \quad (3.62)$$

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 численные данные о ливневой 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 $d_{\text{ли}}$ и $Z_{\text{глю}}(t)$ в гляциальных областях.

В связи с этим автором разработан иной метод расчета движения сезонной снеговой границы $Z_{\text{глю}}(t)$ на поверхности ледника и дат окончания периода таяния льда. Подробное описание модели движения $Z_{\text{глю}}(t)$, включая блок-схему расчета, приведено ранее в разделе 3.3.

Особенность метода состоит в том, что суммарная аккумуляция снега на леднике в интервале $Z_{\text{глю}} - Z_{\text{ли}}$ учитывается косвенно с помощью изменяющегося от года к году значения максимальной $Z_{\text{лиг}}$ поддона 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 $Z_{\text{глю}}(t)$ на леднике используется только блок определения продолжительности таяния летнего снега. В связи с этим выбор даты начала периода таяния льда $d_{\text{ли}}$ роли не играет при условии, что $d_{\text{ли}} \leq d_{\text{лиг}} < d_{\text{лиг}}$.

Способ определения $d_{\text{лиг}}$ основан на принятом заранее условии $d_{\text{лиг}} \leq d_{\text{ли}}$ и поставленной задаче, где требуется установить дату, начиная с которой постоянно выполняется условие $Z_{\text{глю}}(t) \leq Z_{\text{ли}}$. Расчет $d_{\text{лиг}}$ на ЭВМ осуществляется в два этапа.

На первом этапе в каждом очередном районе гляциальной области для интервала времени от $d_{\text{ли}}$ до $d_{\text{г}}$ с шагом 1 сут, согласно схеме

$$z_*(t) = \begin{cases} Z_{\text{лиг}} & \text{при } \bar{q}_{\text{ли}}(t) = 0, \\ Z_{\text{ли}} & \text{при } \bar{q}_{\text{ли}}(t) > 0, \\ \min Z_{\text{ли}} & \text{при } \sum \bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t) < \sum \bar{q}_{\text{ли}}(\Delta z, t). \end{cases} \quad (3.63)$$

формируется рабочий массив $z_*(t)$ высот, характеризующих типичный уровень, на котором летние атмосферные осадки выпадают в виде снега, а затем стают. В (3.63) $\bar{q}_{\text{ли}}$ — средний слой летнего снега в пределах ледника; $\min Z_{\text{ли}}$ — самая низкая из высот границы летнего снега в течение периода из N дней, необходимого для полного стаяния свежевыпавшего снега; $\bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t)$ — средний за сутки слой таяния в интервале высот $\Delta z - Z_{\text{ли}} - \min Z_{\text{ли}}$. В дни, когда не было ни твердых осадков, ни их таяния, высота $Z_{\text{глю}}$ условно принимается равной значению $Z_{\text{лиг}}$ 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

$$\sum \bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t) < \sum \bar{q}_{\text{ли}}(\Delta z, t),$$

высота $z_*(t)$ до конца расчетного периода ($d_{\text{г}} = 31$ октября) становится равной $Z_{\text{ли}}$.

На втором этапе расчета $d_{\text{ли}}$, массы высот, сформированный согласно (3.63), просматривается день за днем от конца расчетного периода к началу и, очевидно, что первый день, когда $z_*(t) =$

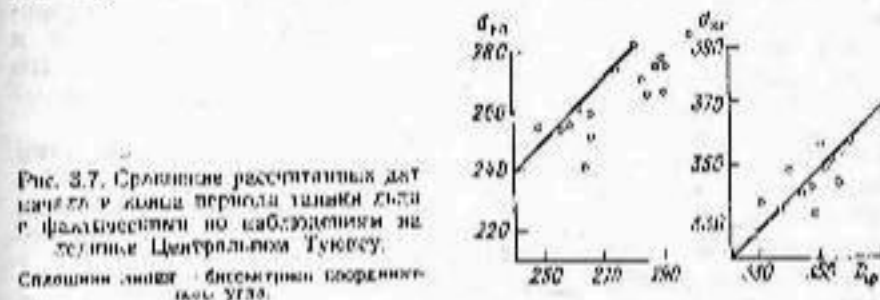


Рис. 3.7. Сравнение рассчитанных дат начала и конца периода таяния льда с фактическими по наблюдениям на леднике Центрального Туюкуса. Сплошная линия — дисперсионная корреляция (0,93).

$= Z_{\text{лиг}}$, является 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 это, несомненно, не влияет на определение суммарного таяния, которое вычисляется в зависимости от прихода внешнего тепла и высоты сезонной снеговой границы на леднике.

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 $d_{\text{ли}}$ и $d_{\text{лиг}}$ с данными непосредственных наблюдений, выполненных сотрудниками сектора географии АН КазССР за режимом снежного покрова на леднике Центральном Туюкуском, где уже десятки лет под руководством Н. И. Пальцова, Г. А. Толмаганбетова, К. Г. Мажаревича 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 Туюкуском иллюстрирует рис. 3.7. Количественная оценка отклонений показала, что при использовании в модели двухфакторной локальной формулы интенсивности таяния $M(B_e, \Theta)$ и учета

уклона и ориентации ледника средняя ошибка расчета $d_{\text{лид}}$ составила ± 12 дней, а для $d_{\text{лид}}$ близка к нулю.

Как видно, качество результатов расчета в данном случае оказалось вполне удовлетворительным. Небольшая систематическая погрешность в определениях $d_{\text{лид}}$, скорее всего, обусловлена приближенным характером зависимости осадков от высоты местности. Для уменьшения систематических погрешностей в расчетах движение $Z_{\text{теп}}$ во взаимосвязанных зонах бассейнов Средней Азии автором разработаны [253] метод, алгоритм и триграмма корректировки, где используется информация спутниковой информации о площади заснеженности и торах. Авторская привиска метода корректировки расчетов $Z_{\text{теп}}(t)$ на материалах многолетних аэрофотосъемок снежного покрова в бассейнах рек Ахангаран и Пскем, обобщенных В. П. Чернышова [219], подтвердила его эффективность при различных вариантах ошибок расчета высот сезонной снеговой границы.

Еще одна оценка качества расчетов $d_{\text{лид}}$ и $d_{\text{лид}}$ получена путем анализа совместности средних многолетних значений $d_{\text{лид}}$ и $d_{\text{лид}}$, определенных автором для ряда типичных областей Средней Азии, с описаниями в работе [11] региональными закономерностями изменения их различных высот средних многолетних дат разрушения и установления устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности. В данном случае под совместностью этих одисобразных характеристик, полученных независимыми методами, понимается их логическая и физическая взаимосвязь и региональные закономерности от высоты местности.

Представленная на рис. 3.8 графическая иллюстрация пространственной изменчивости и совместности рассматриваемых характеристик в широком диапазоне природных условий Средней Азии позволяет сформулировать 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 Сарканджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдера 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):

$$D_c = 77,6z - 160,2, \quad (3.64)$$

где D_c — даты разрушения устойчивого снежного покрова (номер 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 вершинах зон водосборов это обусловлено сравнительным одисобразным условием аккумуляции и таяния снежного покрова на грунтовой и ледяной поверхности, а в низких — возрастанием различий между этими процессами.

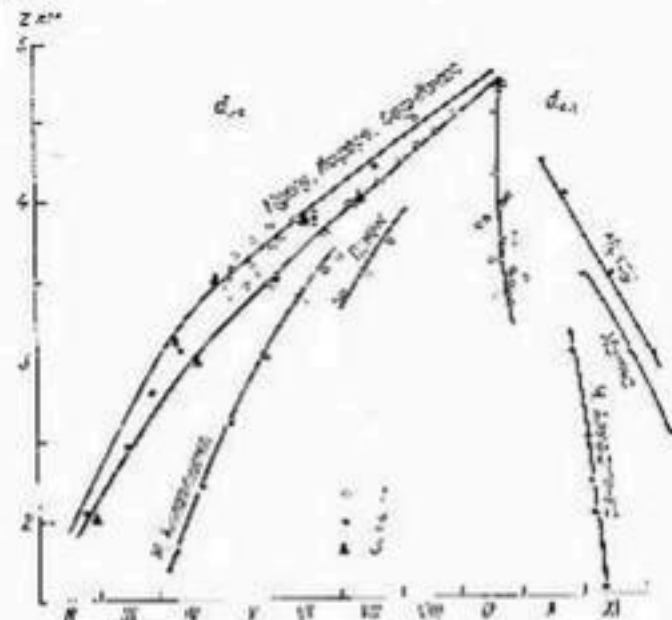


Рис. 3.8. Распределение по высоте и бассейнам рек Средней Азии дат начала и конца устойчивого снежного покрова (1) и начала и установления устойчивого снежного покрова (2, 3) на грунтовой поверхности.

4. Вполне удовлетворительная совместность $d_{\text{лид}}$ 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

$$D_c = 44,5z - 14,2. \quad (3.65)$$

5. Различия между кривыми $D_c = f(z)$ для бассейнов рек Сарканджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдера, Малой Алмаатинки, Пскем вполне одисобразно объясняются географическими особенностями расположения этих бассейнов и климатическими условиями сезонной 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, $d_{\text{лид}}$ в различных гляциальных областях образуют общую самостоятельную зависимость от высоты.

Характерные черты этой зависимости: незначительная разница в $d_{\text{из}}$ на высотах от 3 до 4,8 км (≈ 20 дней), малая изменчивость $d_{\text{из}}$ (≈ 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 проявляется 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 $d_{\text{из}}$, $d_{\text{из}}$ и продолжительности периода таяния льда в гляциальных областях Средней Азии.

Выводы

1. Движение сезонной снеговой границы на поверхности ледника является отражением интрглового 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 составляющими. Существующие связи между $Z_{\text{изм}}$ и абляцией обуславливают важную для практических целей зависимость ледникового стока от $Z_{\text{изм}}$. Отмеченные свойства $Z_{\text{изм}}$ позволяют использовать в региональной модели процесса суммарного таяния ледников для косвенной оценки сезонной аккумуляции и гляциальных областях, которую невозможно измерить непосредственно.

2. Замена аккумуляции и абляции в уравнении $Z_{\text{изм}} = (d_{\text{из}}, d_{\text{из}})$ соответствующими индексами позволяет разработать метод реконструкции многолетнего ряда $Z_{\text{изм}}$. Эти индексы представляют собой безразмерные эквиваленты 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 адекватно вариации климатического баланса ледников. Этот важный вывод подтверждают одинаково тесные связи между $Z_{\text{изм}}$, годовым балансом ледника, аккумуляцией, абляцией и индексами балансовых характеристик.

3. Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание многолетней изменчивости баланса, $Z_{\text{изм}}$ и ледникового стока представляют 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 и подтопоров;

- зависимость относительного вклада ледникового таяния 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 талой поверхности ледника в течение периода абляции необходимо перечисленные ранее морфометрические характеристики ледника и данные о положении сезонной снеговой границы. В разработанной автором модели движения $Z_{\text{изм}}$ и леднику также используются значения $Z_{\text{изм}}$. Тем самым учитываются особенности аккумуляции твердых осадков на ледниках. Поскольку зимние и летние твердые осадки, аккумулярованные на площади ледника в интервале высот от $Z_{\text{изм}}$ до $Z_{\text{изм}}$, становятся полностью, в модели движения $Z_{\text{изм}}$ достаточно определять суммарные слои становления снега и принять очевидную гипотезу, что величина подъема $Z_{\text{изм}}$ 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 $Z_{\text{изм}}$ до $Z_{\text{изм}}$.

5. Большее значение для описания процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока имеет определение моментов начала и окончания периода таяния льда. Применительно к статистической модели гляциальной абляции автором разработаны алгоритм и программа для определения на ЭВМ дат начала и конца периода таяния льда с раздельным учетом движения границы сезонного снега $Z_{\text{изм}}$ на ледниках и внеледниковых зонах бассейна реки.

Анализ многолетних изменений по территории Средней Азии дат начала $d_{\text{из}}$ и окончания $d_{\text{из}}$ периода таяния льда выявил четкую зависимость $d_{\text{из}}$ и $d_{\text{из}}$ от высоты и хорошую их общность 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 кошей ледников от зимнего снега и почти одновременное установление устойчивого снежного покрова на высотах $Z_{\text{изм}}$. В среднем многолетнем сходе снежного покрова на ледниках в диапазоне высот от 3,3 до 4,7 км происходит с начала мая до конца августа — начала сентября. Установление устойчивого снежного покрова на кнцах ледников и 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.

Методика расчета суммарного таяния
на ледниках и ледникового стока4.1. Пространственно-временная 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 составных частей потока суммарной радиации $Q_{\Sigma}(t) = J' + D$ 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 — рассеянная радиация, t_0 — 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 эмпирическим 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 $J'(t)$ предложена В. Г. Кастроном:

$$J' = \frac{I_0 \sin h_{\Sigma}}{1 + \lambda m_a} \quad (4.1)$$

здесь I_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

$$m_a = \frac{1}{\sin h_{\Sigma}} \quad (4.2)$$

где h_{Σ} — угловая высота солнца. Коэффициент λ определяется эмпирически, по измерениям J :

$$\lambda = \frac{I_0 - J}{J} \sin h_{\Sigma} \quad (4.3)$$

По этой формуле были выполнены определения коэффициента λ для территории Средней Азии. В расчетах учитывался вывод С. И. Сивова [187] о достаточной для дневного периода характерности значений λ , определенных по полуденным значениям J .

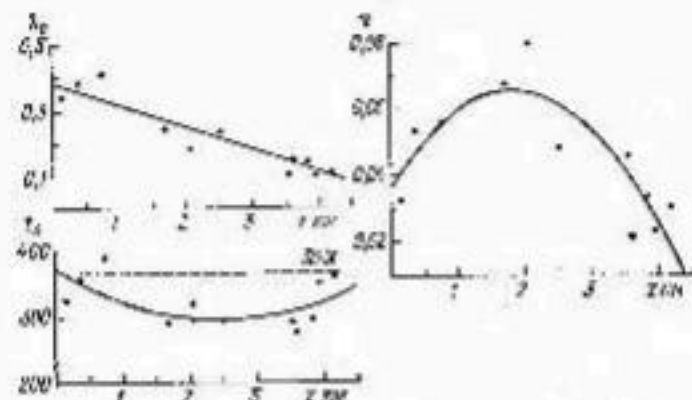


Рис. 4.1. Зависимости коэффициентов λ_0 , v и t_0 в формуле (4.4) от высоты местности над уровнем моря.

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

$$\lambda(t) = \lambda_0 + v \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right] \quad (4.4)$$

где λ_0 — среднее годовое значение коэффициента интегральной прозрачности атмосферы, v — полуамплитуда изменения λ внутри года, $T_2 = 365$ дней, t — время (номер дня внутри года), t_0 — даты максимумов $\lambda(t)$.

Затем для получения связи интегральной прозрачности атмосферы с высотой местности в условиях Средней Азии были построены графики зависимостей $\lambda_0(z)$, $v(z)$ 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 $\lambda_0(z)$, $v(z)$ 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 усреднение параметров λ_0 , v 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 $\lambda_0(z)$,

Интерполяционные характеристики прозрачности атмосферы на различных высотах по территории Средней Азии (37°10'—44°30' с. ш.)

Местонахождение пункта наблюдения	Высота, км	Средние месячные значения коэффициента λ										
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Ташкент	0,070	0,37	0,33	0,28	0,27	0,27	0,26	0,25	0,24	0,23	0,22	0,21
Ашхабад	0,106	0,32	0,29	0,25	0,23	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17
Душанбе	0,124	0,30	0,26	0,22	0,20	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15	0,14
Средняя	0,188	0,31	0,26	0,22	0,20	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15	0,14
Вокзал	0,208	0,32	0,27	0,23	0,21	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15
Ташкент	0,206	0,31	0,27	0,23	0,21	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15
Сервис	0,303	0,35	0,29	0,25	0,23	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17
Кабанковский водохранилище	0,748	0,44	0,34	0,27	0,23	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17
Ташкент	0,477	0,42	0,34	0,26	0,23	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17
Ферган	0,573	0,33	0,26	0,22	0,20	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15	0,14
Фрунзе	0,752	0,37	0,33	0,26	0,22	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16
Душанбе	0,922	0,41	0,36	0,28	0,24	0,24	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18
Алма-Ата	0,547	0,51	0,43	0,37	0,30	0,30	0,29	0,28	0,27	0,26	0,25	0,24
Самарканд	1,711	0,19	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10
Кызыл	2,375	0,14	0,11	0,10	0,11	0,11	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05
Б. Акпатайское сел.	2,516	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00
Джизак Центральный Тузем	3,4—3,7	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05
Тянь-Шань	3,610	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
Джизак Абсолютное	3,890	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
Кара-Кул	3,250	0,13	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00
Лоджик Ферганского	4,170	0,11	0,08	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00

Примечание. Значение λ получено из работ [173, 179, 197—200] и по значениям светового потока станции САНИИ Госкомгидрометы по южному Абхазии.

$v(z)$ и $t_0(z)$ методом наименьших квадратов были получены следующие выражения:

$$\lambda_c(z) = 0,383 - 0,068z; \quad (4.5)$$

$$v(z) = 0,036 + 0,031z - 0,0084z^2; \quad (4.6)$$

$$t_0(z) = 373 - 59,5z + 11,7z^2. \quad (4.7)$$

Подставив эти уравнения в (4.4), дадим для расчета окончательную формулу:

$$\lambda(z, t) = 0,383 - 0,068z + (0,036 + 0,031z - 0,0084z^2) \times \\ \times \cos \left[\frac{2\pi}{T_1} (t - 373 + 59,5z - 11,7z^2) \right]. \quad (4.8)$$

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 Бергста-Касторна [187]

$$D = 0,382 J, \quad (4.9)$$

где значение эмпирического коэффициента достаточно устойчиво [187] при различных λ и J — прямая радиация на перпендикулярную поверхность.

В окончательном виде формула для расчета дневного поступления солнечной радиации на горизонтальную поверхность при отсутствии облачности выглядит следующим образом:

$$Q_0 = \frac{J_0 J_1}{\pi} \int_0^{\pi} \frac{\sin h_0}{\lambda(z, t) + \sin h_0} [\sin h_0 + 0,382(z, t)] d\tau, \quad (4.10)$$

где T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин; t_0 — время восхода или захода солнца; время t_1 внутри суток выражено через безразмерную функцию часового угла

$$t_1 = \frac{T_1}{2\pi} \tau.$$

В формуле (4.10) значение $\sin h_0$ определяется по известному из сферической астрономии соотношению

$$\sin h_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau, \quad (4.11)$$

где φ — географическая широта; δ — склонение солнца; τ — часовая дуга солнца. В уравнении (4.11) величина склонения солнца на любую дату t внутри года представляет собой периодическую функцию времени

$$\delta(t) = 23,5 \sin \left[\frac{2\pi}{T_1} (t - 173) \right] \quad (4.12)$$

в случае начала отсчета с 1 октября и $T_1 = 365$ сут.

Если φ и $\delta(t)$ заданы, определены времена τ_0 восхода и захода солнца для любого пункта на рельефе не представляет затруднений. Из (4.11) очевидно, что при $\sin h_0 = 0$

$$\tau_0 = \arccos(\pm \lg \varphi \lg \delta). \quad (4.13)$$

Однако для большинства горных ледников такой способ неприменим и задача расчета τ_0 и, principi, 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 астрономическую продолжительность солнечного сияния приведем результаты [154, 165], полученные на леднике Федченко и в различных пунктах на леднике Центральному Туюксу (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Максимальная возможная продолжительность солнечного сияния на ледниках Федченко и Центральном Туюксу (в % от астрономической продолжительности)

Ледник	Месяц					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
Федченко	80	80	80	80	81	78
Центральный Туюксу:	74	70	81	83	82	78
	76	78	83	84	82	70
	70	72	70	70	76	66

Есть вполне очевидные причины считать, что для maxima расчетов построением суммарной радиации $\bar{Q}_s$ и $\bar{Q}_n$ 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 подораздельным 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 меньше, чем при сравнении с учетом рельефа и закрытости горизонта.

Необходимой преобразованием для расчета времени восхода и захода солнца на леднике являются планово-высотные координаты пунктов на площади ледника и меридиально ориентированная трехмерная модель линии горизонта, которые обеспечивают определение для каждого i -того пункта углов закрытости N_i по формуле

$$N_i = \arctg \left(\frac{z_{1i} + z_{2i}}{\sqrt{(x_{1i} - x_{2i})^2 + (y_{1i} - y_{2i})^2}} \right), \quad (4.14)$$

где при каждом фиксированном k i изменяется от 1 до n ; x_{1i} , y_{1i} , z_{1i} и x_{2i} , y_{2i} , z_{2i} — 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 сдвигая 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 системы координат на небесной сфере может быть определено в экваториальной или горизонтальной системе сферических координат. Пересечение меридиональной и экваториальной осей этих координат друг с другом и с большим кругом небесной сферы образуют сферический треугольник, связывающий экваториальные координаты солнца с горизонтальными координатами известной формулы сферического тригонометрии. В частности, уравнение (4.11) является аналитическим выражением зависимости высоты солнца h_0 от географической широты пункта φ , склонения солнца δ и τ_1 — его часового угла.

Другой вариант решения сферического треугольника —

$$\operatorname{ctg} A_2 \sin \tau_1 = \operatorname{ctg} (90^\circ - \delta) \sin (90^\circ - \varphi) - \cos (90^\circ - \varphi) \cos \tau_1, \quad (4.15)$$

где A_2 — 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 принимают равными азимутам отметок рельефа, образующих линию горизонта, поскольку для определения моментов восхода и захода необходимо сравнить угловые высоты солнца с угловыми высотами точек на линии горизонта.

Уравнение (4.15) преобразуемо относительно $\cos \tau_1$ к квадратному тригонометрическому уравнению

$$\cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_0 = 0, \quad (4.16)$$

$$K_1 = \frac{2 \operatorname{tg} \delta \cos \varphi \sin \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 \delta} \quad (4.17)$$

и

$$K_2 = \frac{\operatorname{ctg}^2 \delta \Delta \alpha - \operatorname{tg}^2 \delta \cos^2 \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 \delta \Delta \alpha} \quad (4.18)$$

вычисляются отдельно для каждого пункта на леднике цуёк по постановке в (4.17) и (4.18) параметров φ , δ и азимутов, относящихся к линии горизонта этого пункта. Таким образом, решение системы

$$\begin{cases} \cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_2 = 0; \\ \sin h_{\text{ц}} - \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1 \end{cases} \quad (4.19)$$

относительно $\cos \tau_1$ и $h_{\text{ц}}$ и сопоставление конечных результатов на каждом шаге с данными по закрытости горизонта k -того цуёка на леднике позволяет определять время восхода и захода солнца для этого цуёка на любой день года и другие периоды и течение года в зависимости от того, как задано экваториальное смещение.

Для ряда пунктов на территории Средней Азии, где имеются данные актинометрических измерений, по изложенной здесь методике были выполнены расчеты внутриодового хода дневных сумм суммарной радиации при безоблачном небе. Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм Q_0 от измеренных приведены в табл. 4.3.

Из табл. 4.3 следует, что качество определений $Q_0(x, t)$ по выражению (4.10) является вполне приемлемым для ретроспективных расчетов долгодневной радиации как одного из аргументов в фор-

Таблица 4.3

Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм суммарной радиации от измеренных

Пункт	x км	Отклонения, в процентах, %											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Терик	0,300	-15	-9	3	2	6	4	5	2	-2	-8	-10	-12
Ташкент	0,477	-9	-10	-3	8	6	5	6	7	0	-5	-10	-7
Самарканд	0,606	-5	0	4	7	8	5	9	3	1	-0	-10	-7
Фрунзе	0,798	-12	-7	0	2	5	6	7	5	2	-0	-10	-11
Кизилта	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 тающей снега и льда. Последующими шагами в изысканиях полученных данных о $Q_0(x, t)$ должны быть переход к значениям суммарной радиации при действительных условиях облачности $Q(x, t)$ и определение альбедо $A_0 = A_0(x, t)$ штиль оснований типов тающей поверхности ледника.

Для расчета $Q(x, t)$ достаточно эффективным считается следующий способ:

$$Q = Q_0 f(C), \quad (4.20)$$

где

$$f(C) = 1 - (1 - d)C \quad (4.21)$$

или

$$f(C) = 1 - d_1 C - d_2 C^2 \quad (4.22)$$

— 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 и $f(C)$ раздельные оценки общей и нижней облачности. Однако, учитывая локальный характер определений облачности и густоту данным редкой сети метеорологических станций, в региональной модели процесса суммарного таяния целесообразно ограничиться учетом одной общей облачности.

Исследование линейного и нелинейного вариантов зависимости $f(C) = Q/Q_0$ для территории Средней Азии по данным режимных метеорологических станций за 1960–1980 гг. показало, что коэффициенты корреляции в обоих случаях практически одинаковы. Полученные вторых 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 $\cos \tau$, который в любом случае при $C=0$ должен быть равен единице. В итоге, усреднив значения d по данным всех метеорологических станций, в табл. 4.4 приведем универсальную для Средней Азии функцию ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности

$$f(C) = 1 - 0,05C. \quad (4.23)$$

Наряду с этой формулой, для расчета поступления суммарной радиации при C баллах общей облачности может быть использовано ранее полученное автором [123] выражение

$$f(C) = 1 - 0,0063C - 0,0046C^2, \quad (4.24)$$

поскольку точность аппроксимации $f(C)$ линейной и нелинейной зависимости оказалась почти одинаковой. Проверка формулы (4.24) по независимым наблюдениям на ряде ледников Зиявильского Алатау, Тянь-Шань и Памира показала [119] ее приемлемость в разнообразных условиях.

Параметры линейной функции ослабления суммарной радиации в зависимости от общей облачности (для территории Средней Азии)

Метеорологическая станция	a км	b	c км	d
Ташкент	0,078	0,98	1,03	-0,00
Ашхабад	0,108	1,00	1,00	-0,06
Душанбе	0,124	0,96	1,06	-0,00
Чирчик	0,188	0,90	0,99	-0,06
Бешкент	0,206	0,84	1,00	-0,06
Тирасполь	0,276	0,98	1,02	-0,04
Термез	0,309	0,98	0,93	-0,05
Кызылсузское водохранилище	0,348	0,99	1,00	-0,06
Ташкент	0,477	0,99	1,02	-0,05
Фергана	0,578	0,98	1,00	-0,05
Фрунзе	0,794	0,99	1,01	-0,05
Душанбе	0,822	0,99	0,99	-0,05
Алма-Ата	0,847	0,96	0,97	-0,06
Сухангир	2,061	0,87	0,94	-0,03
Кызыл-Ата	2,075	0,98	0,95	-0,06
Таш. Шах	3,810	0,88	0,98	-0,03
Ледник Фангана	4,170	0,97	0,96	-0,04

Примечание. r — коэффициент корреляции, c — значение функции $f(C)$ при $C=0$.

Основными источниками 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 оценки облачности, хотя бы в первом приближении. Однако продолжительность рядов наблюдений высокогорных метеорологических станций нередко оказывается недостаточной для составления многолетнего архива метеорологической информации. В этих случаях следует предпочесть ряды наблюдений высокогорных пунктов на основе корреляционных связей между коротко- и длиннопериодическими значениями за совместный период работ. Приведенные в табл. 4.5 значения коэффициентов корреляции между данными общей облачности в различных высотных зонах нескольких бассейнов Средней Азии показывают, что теснота зависимостей в течение года вполне достаточна для составления коротких рядов.

Рассмотрим способы учета уклона и ориентации ледника в расчетах поступления прямой радиации к его поверхности. Напопомним, что средние взвешенные по площадям значения уклона и ориентации ледника включены в число морфометрических характеристик,

Таблица 4.4

Параметры корреляции между средней за день общей облачностью (в баллах) в различных высотных зонах некоторых андалусий Средней Азии

Месяц	Зона I, 10 км				Зона II, 20 км				Зона III, 30 км				Зона IV, 40 км				Зона V, 50 км				Зона VI, 60 км				Зона VII, 70 км				Зона VIII, 80 км				Зона IX, 90 км				Зона X, 100 км			
	Зона I, 10 км				Зона II, 20 км				Зона III, 30 км				Зона IV, 40 км				Зона V, 50 км				Зона VI, 60 км				Зона VII, 70 км				Зона VIII, 80 км				Зона IX, 90 км				Зона X, 100 км			
	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c	N	r	b	c
Октябрь	246	0,95	0,91	0,23	217	0,84	0,77	0,35	403	0,91	0,88	0,95	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Ноябрь	240	0,92	0,92	0,33	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Декабрь	245	0,94	0,92	0,32	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Январь	245	0,93	0,93	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Февраль	226	0,95	0,95	0,24	170	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Март	246	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Апрель	240	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Май	245	0,92	0,92	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Июнь	245	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Июль	245	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Август	245	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85
Сентябрь	245	0,91	0,91	0,17	180	0,84	0,80	0,27	350	0,80	0,80	0,90	350	0,80	0,80	0,90	372	0,91	0,87	0,91	360	0,91	0,82	0,90	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85	372	0,91	0,85	0,85

Примечание. 1. После извлечения метеорологической информации из архива метеорологических станций, облачности, b — коэффициент корреляции, c — коэффициент корреляции, d — коэффициент корреляции, e — коэффициент корреляции.

образующих портреты «средних ледников» в районах дилувальной области.

Интенсивность поступления прямой радиации на различные ориентированные поверхности, как известно [45, 48, 97, 187], выражается формулой

$$J_{\text{пр}} = J \cos \Phi, \quad (4.25)$$

где

$$\cos \Phi = A_1 + B_1 \cos \tau_1 + B_2 \sin \tau_1; \quad (4.26)$$

$$A_1 = \cos \alpha \sin \varphi \sin \delta + \sin \alpha [\cos \varphi_n (\operatorname{tg} \varphi \sin \varphi \sin \delta - \sin \delta \operatorname{ctg} \varphi)]; \quad (4.27)$$

$$B_1 = \cos \alpha \cos \varphi \cos \delta + \sin \alpha \cos \varphi_n \sin \varphi \cos \delta; \quad (4.28)$$

$$B_2 = \sin \alpha \cos \delta \sin \varphi_n \sin \tau_1. \quad (4.29)$$

В (4.25)–(4.29) Φ — угол между нормалью к поверхности и лучом солнца; α — угол наклона склона; φ_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

$$J'(\tau_1) = J \cos (50^\circ - \tau_1). \quad (4.30)$$

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 $J_{\text{пр}}(t)$, предложенный в [48, 160], основан на аналогичном с (4.20) эмпирически устанавливаемом соотношении

$$J(\mu) = \frac{J_{\text{пр}}}{J}, \quad (4.31)$$

где μ , учитывая (4.25) и (4.30), представляет отношение косинусов косинусов углов между нормалью к поверхности и лучом солнца. Аналитическое выражение для μ

$$\mu = \frac{m_1 \operatorname{tg} \delta + \sqrt{m_2^2 + (\sin \alpha \sin \varphi_n)^2}}{\sin \varphi \operatorname{tg} \delta + \cos \varphi}, \quad (4.32)$$

где

$$m_1 = \cos \alpha \sin \varphi - \sin \alpha \cos \varphi \cos \varphi_n; \quad (4.33)$$

$$m_2 = \cos \alpha \cos \varphi + \sin \alpha \sin \varphi \cos \varphi_n. \quad (4.34)$$

и работая формуле для определения прихода прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации

$$J_{\text{пр}} = J' (0,85\mu + 0,15) \quad (4.35)$$

были получены Ю. М. Денисовым [48] по измерениям $J_{\text{пр}}$ и J' в горах Западного Тянь-Шаня.

Таким образом, в региональной модели процесса суммарного таяния и 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 $B_{\text{л}}$ для аргумента региональной формулы интенсивности таяния снега и льда является определение альбедо $A_{\text{л}} = A_{\text{л}}(z, t)$ основных типов поверхности ледника и снежного покрова во многодневных зонах подбора.

В региональной модели процесса суммарного таяния ледников принято, что в течение периода облучения осредненные характеристики альбедо снега и льда задаются с учетом примесей извести, пыли, органики, а также различных типовых значений для зимнего и летнего снега, старого фирна, обнуженного льда и льда под мореной, т. е. основных типов поверхности, наблюдающихся на ледниках в период таяния. Возникающие при этом задачи классификации и оценки пространственно-временной изменчивости средних значений альбедо однородной поверхности ледника были подробно рассмотрены в работах автора [105, 109 и 110] с привлечением опыта представленных материалов извержений $A_{\text{л}}$ на ледниках жглых горных стран Западного Тянь-Шаня.

Не повторяя здесь всех деталей вышесказанного ранее анализа, приведем только пределы и средние значения альбедо различных типов поверхности ледника и основные выводы.

Анализ пространственно-временной изменчивости значений альбедо, следующие:

1. Отражательная способность тающей поверхности ледника достаточно четко классифицируется по нескольким признакам: $A_{\text{л}}$, зависящим в связи с визуальными характеристиками поверхности льда и снега от мореной на поверхности снега и льда. Независимая проверка репрезентативности $A_{\text{л}}$ в табл. 4.6 показала [40, 42, 72] хорошие согласование карт альбедо ледника Джанкут, построенной по непосредственным измерениям и полученной на основе районирования и средних альбедо для выделенных типов поверхности.

2. Альбедосъемки различных поверхностей на ледниках Средней Азии показала весьма незначительную пространственную вариацию $A_{\text{л}}$ на однородных участках. 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 [105].

3. Анализ изменений во времени t ежедневных средних значений альбедо однородных поверхностей ледника позволяет в качестве вполне удовлетворительного приближения считать $A_{\text{л}}(\Delta t) =$

«consi», по крайней мере для месячных интервалов. Графики на рис. 4.2 вместе с аналогичными иллюстрациями в [110] подтверждают этот вывод (пиксы, обусловленные летними осадками, не привлекают внимания).

Результаты немногих стационарных или длительных полустационарных измерений альбедо на ледниках Средней Азии, представленные на рис. 4.3, показывают, что внутригодовой ход сред-

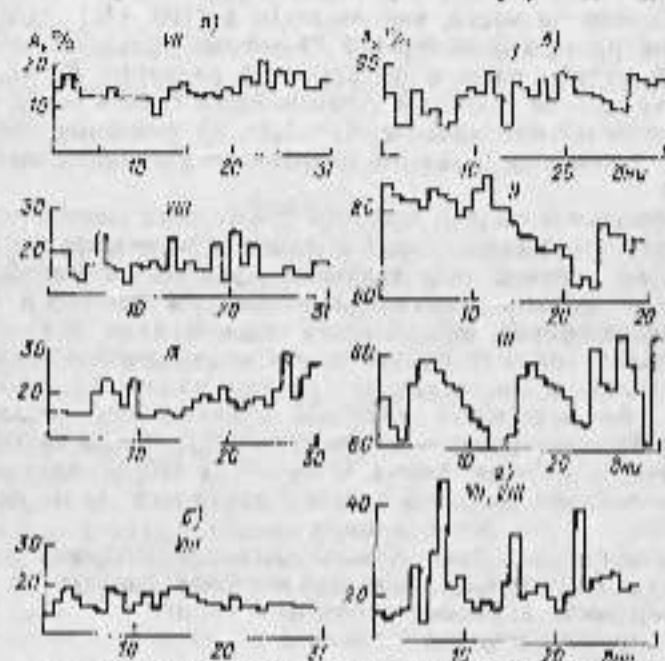


Рис. 4.2. Изменение средних за месяц значений альбедо однородной поверхности снега и льда в течение месяца. а — по данным автора для ледника Иссык-Куль; б — по материалам ЗСГЭС на леднике Агаст; в — по данным Московского университета; г — по наблюдениям Сибирского географического общества; д — по наблюдениям Сибирского географического общества; е — по наблюдениям Сибирского географического общества; ж — по наблюдениям Сибирского географического общества; з — по наблюдениям Сибирского географического общества.

Характеристический альбедо (%) цилиндрической палочки

Таблица 4.6

	Тип поверхности ледника							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10—14	15—20	21—25	26—31	34—42	43—51	52—67	71—85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	70

Примечание. I — лед без моретой, II — лед грязный, III — лед затрясанный, IV — лед слабогрязный, V — лед чистый, VI — старый снег, слабогрязный, VII — чистый фирн, влажный снег, VIII — чистый сухой снег.

них месячных значений $\bar{A}_n$ на однородных поверхностях может быть аппроксимирована пологой параболой с минимумом, приходящимся на июль—август.

Такая же форма кривой внутригодового хода средних месячных значений $\bar{A}_n$ принята в расчетах таяния для слабогрязного льда (тип IV), старого снега и слабогрязного фирна

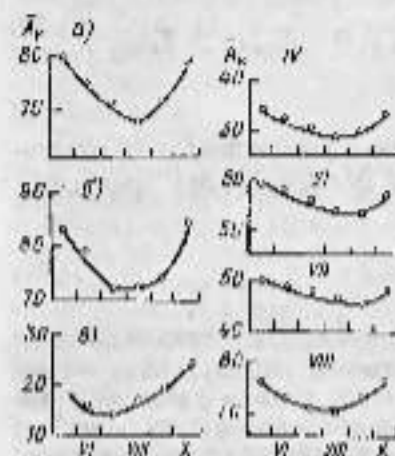


Рис. 4.3. Внутригодовой ход средних месячных значений альбедо однородных поверхностей снега и льда.

а — по наблюдениям [179] в фирновой области ледника Памир-Алай; б — по наблюдениям [180] для фирновой области ледника Восточного; в — по данным автора для ледника Маджаров; г — по наблюдениям [181] для ледника Маджаров; д — по наблюдениям [182] для ледника Маджаров; е — по наблюдениям [183] для ледника Маджаров; ж — по наблюдениям [184] для ледника Маджаров; з — по наблюдениям [185] для ледника Маджаров; и — по наблюдениям [186] для ледника Маджаров; к — по наблюдениям [187] для ледника Маджаров; л — по наблюдениям [188] для ледника Маджаров.



Рис. 4.4. Средние значения альбедо различных типов (точка) поверхности снега и льда и их изменчивость (вертикальные линии). Минимум типов IX, X и XI, XII.

(тип VI), чистого фирна (тип VII), свежевыпавшего легкого снега (модификация типа VIII). Соответствующие графики $\bar{A}_n(t)$ также приведены на рис. 4.3.

Что касается сплошной хворы 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 аблации ледника рассмотрим рис. 4.4, где показано изменение $\bar{A}_n$ 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 таяния зимнего снега выполняется по следующей схеме:

$$\bar{A}_k(t) = \text{const.}$$

$$\bar{A}_{k+1}(t) = \begin{cases} \bar{A}_{kIV}(t) & \text{при } S_{\text{м}} = 0, \\ \frac{\bar{A}_{kIV}(t)}{1 + \frac{S_{\text{м}}}{S_k(t)}} & \text{при } S_{\text{м}} > 0, Z_{\text{сн}}(t) > Z_{\text{сн}} \end{cases} \quad (4.36)$$

описывающей редукцию $\bar{A}_{kIV}(t)$ прямо пропорционально относительной площади моренного покрова. В схеме (4.36) предусмотрено условие

$$1 + \frac{S_{\text{м}}}{S_k(t)} \leq 2 \quad (4.37)$$

В формулах (4.36) и (4.37) $\bar{A}_{kI}(t)$, $\bar{A}_{kIV}(t)$ — средние месячные альбедо для типов I–IV поверхности ледника; $S_{\text{м}}$ — площадь морены; $S_k(t)$ — площадь открытого льда в различные моменты времени; $Z_{\text{сн}}(t)$ — высота сезонной снеговой границы на леднике; $Z_{\text{сн}}$ — верхний предел распространения морены на южном леднике, определенный на основе кривой $z(z)$.

Непогодоустойчивые данные [73, 110, 155, 156, 216] альбедо-съемок 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 южных ледниках. Можно полагать, что метод расчета $\bar{A}_k$ 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 пестроты такой поверхности снега. В этом случае для расчета альбедо использована модель Е. Б. Трофимовой [202], в которой зависимость $\bar{A}_k(z, t)$ в дни без осадков принимается пропорциональным потоку тепла в снег. Позже аналогичное решение было предложено В. Б. Чистяковым [218].

Идею метода Трофимовой, где также используются характерные значения $\bar{A}_k$, иллюстрирует численная схема

$$A_k(t+1) = \begin{cases} \bar{A}_{\text{тип}} \\ \bar{A}_k(t) - (A_k(t) - \alpha_0) \alpha_0 \Pi(t+1) \Phi[\Pi(t+1)], \end{cases} \quad (4.38)$$

где $\bar{A}_{\text{тип}}$ — альбедо свежевыпавшего снега; $\Pi = f(B_{\text{т}}, \Theta)$ — внешний поток тепла в снег; α_0 и α_0 — эмпирические параметры.

$$\Psi(\Pi) = \begin{cases} 1 & \text{для } \Pi > 0, \\ 0 & \text{для } \Pi \leq 0. \end{cases} \quad (4.39)$$

Согласно этой схеме, в дни с твердыми осадками A_k равно альбедо свежевыпавшего снега, а дни без снегопадов при $\Pi \leq 0$, $A_k(t) = A_k(t+1)$ и в остальных случаях $A_{k+1} = A_k(t+1) - A_k(t)$ пропорционально потоку внешнего тепла в снег. В работе [202] предполагается также, что A_k снега ограничено снизу значением 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. Входящими данными в этом случае являются: абсолютные высоты границы зимнего снега $Z_{\text{сн}}(t)$, нижнего уровня выветривания или выветривания ледяного снега $Z_{\text{лв}}(t)$, морфометрические характеристики «среднего ледника» — отметки начала Z_n и конца Z_k ледника, средней многолетней границы области питания $Z_{\text{др}}$, площади морены $S_{\text{м}}$ и верхней границы ее распространения $Z_{\text{сн}}$.

Блок-схема расчета $\bar{A}_k$ различных типов поверхности ледника приведена в работе автора [119]. Эта же процедура включает определение и автоматизацию средних извесших высот $Z(t)$ для площадей пяти основных типов поверхности ледника. Согласно статистической модели гляциальной области, изложенной в разделе 1.2, значения $Z(t)$ 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 водосборных зонах горного водосбора использованы для описания и расчета почти всех основных блоков ретроспективной модели режима ледников: баланс аккумуляции и абляции, движение сезонной снеговой границы, интенсивность таяния снега и льда, даты начала и конца периода таяния льда. Рассмотрим приемы для этих целей способы описания закономерностей $\Theta(z, t)$ и $q(z, t)$ и условий Средней Азии.

Как известно, в условиях атмосферы зависимость

$$\Theta(z, t) = \Theta(z_0, t) - \gamma(z - z_0) \quad (4.40)$$

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. Среботной [193], изменение с высотой температуры приземного слоя воздуха в горах Средней Азии и целом также подчиняется закономерности (4.40). При этом внутрисезонная и внутрисезонная вариация $\gamma(t)$ в существенной мере [182, 193] обусловлены «фактором координатности», характеризующим геометрию мезорельефа. Установлено 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 локальные факторы. Недостающие данные для решения указанной задачи в бассейнах рек Средней Азии в настоящее время отсутствуют, поэтому в региональной модели процесса суммарного таяния ледника применяется обобщенное и склепывание локальных особенностей поля температуры в горах. Обеспечивается это путем усреднения морфометрических характеристик осадочных по районам гляциальной области, расчета γ для зависимости $\Theta(z)$ в целом для бассейна, описания внутрисезонной изменчивости γ в конкретном бассейне реки по средним месячным значениям температуры воздуха.

Исследования ряда авторов [45, 48, 119, 145, 170] показали, что внутрисезонный ход вертикального градиента температуры с достаточной точностью может быть представлен в виде косинусоиды

$$\gamma(t) = \gamma_0 + \gamma_n \cos \left[\frac{2\pi}{T_n} (t - t_0) \right]. \quad (4.41)$$

где γ_0 — средний годово́й градиент, γ_n — амплитуда изменения $\gamma(t)$, $T_n = 365$ сут., t — номер дня в течение года, t_0 — дата максимума $\gamma(t)$.

Лучшее 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 физическому, хотя и слабо выраженному явлению «скачка температуры воздуха» на границе гляциальной области и изменению вида общей 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 градиента в табл. 4.7—4.8 кроется в погрешности облачности за рассматриваемый ряд лет на ледниковых источниках. А увеличение общей облачности, как показано П. А. Черкасовым и Т. Ермаковым [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 определения вертикального градиента $\gamma(t)$ в бассейне ледника Федченко показывают, что над однородной ледниковой поверхностью наблюдается уменьшение действительных градиентов температуры воздуха и приближение их к значениям для пунктов на грунтовой поверхности.

Рассмотренные здесь материалы подтверждают достаточно сложный характер и слабо 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

$$\gamma(t)_{v-x} = \gamma_0 + \gamma_n \cos \left[\frac{2\pi}{T_n} (t - t_0) \right] + \Delta\gamma_{v-x}, \quad (4.42)$$

где $\Delta\gamma_{v-x}$ — среднее для мая—октября значение поправки к $\gamma(t)$, остальные обозначения прежние. Величину $\Delta\gamma_{v-x}$ по табл. 4.7, можно получить также по измерениям температуры воздуха на метеорологических станциях в конкретном бассейне,

Внутрисезонный ход вертикальных градиентов температуры воздуха в бассейнах рек Средней Азии и Казахстана

Пункт измерения температуры воздуха	Δt, °C	Дополнительный градиент температуры воздуха, °C											X ₁ 1/Δt	X ₂ 1/Δt
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		
Гарм — Ахтыжа- тыр	1,416	5,35	4,84	5,12	4,84	4,98	4,98	5,48	4,98	5,33	5,48	5,62	0,20	
Гарм — Ледзек Бетюнский	3,584	5,11	5,30	5,84	5,33	5,56	7,11	7,28	7,25	8,72	8,83	5,13	0,34	2,01
Ахтыжаз — Ледзек Бетюн- ский	2,178	4,82	5,50	5,97	7,62	8,08	8,43	8,38	8,45	8,72	7,94	6,06	—0,55	0,63
Гарм — Ледзек Курум	1,154	6,76	5,98	5,81	6,33	4,85	5,89	6,07	6,59	5,50	6,33	7,58	7,57	6,41
Гарм — Ледзек Абрамца	2,314	4,53	4,57	5,33	5,22	6,80	7,63	8,11	8,27	7,72	7,00	8,48	5,37	5,34
Даравт-Курум — Ледзек Абрамца	1,300	2,65	3,38	4,03	5,09	5,46	9,04	9,46	9,71	8,75	7,57	8,18	3,68	5,74
Самкестов — Истандуркуль	0,082	5,60	7,92	8,31	7,77	7,46	8,89	8,80	7,77	7,18	6,00	0,00	5,72	7,45
Самкестов — Лед- зек ГТТ	2,078	6,54	7,35	8,52	5,78	8,96	9,05	8,98	8,18	7,70	7,75	7,41	8,98	7,63
Истандуркуль — Ледзек ГТТ	1,366	6,52	7,09	8,67	9,24	9,34	9,17	8,02	8,33	7,95	8,31	7,81	7,59	8,17
Терек — Пик Терек	0,904	5,64	5,54	5,97	7,20	7,20	6,75	6,31	5,97	5,50	5,09	4,92	4,00	5,88
Терек — Лед- зек Баз	1,554	5,73	6,09	6,82	7,66	6,25	6,09	6,83	5,56	4,50	5,97	5,08	5,21	6,20
Пик Терек — Ледзек Баз	0,650	5,85	8,15	6,82	8,15	5,45	7,54	7,08	7,38	3,54	7,08	5,73	8,77	6,94
Истандуркуль — Б. Км. Ледзек	0,810	7,50	5,54	6,67	7,65	8,02	8,77	8,90	8,94	7,00	7,28	7,75	8,40	7,86
Покровка — Лед- зек Карабугак	1,450	5,00	4,51	5,38	6,35	6,79	7,18	7,30	7,24	5,57	5,09	5,71	5,45	5,18
Б. Кызылсу — Ледзек Карабуг- ак	0,750	1,87	2,93	4,09	5,07	5,47	5,47	6,00	5,73	5,33	4,80	3,47	3,27	4,37

Примечание. Значения Δt в табл. 4.7 и 4.8 за периоды V—X и VI—IX представляют собой разности вертикальных градиентов для пунктов на междуродных (Гурма—Баз) и эвразийских (Гурма—Гурма) возвышенностях в бассейне

Таблица 4.3

Вертикальные градиенты температуры воздуха в летние месяцы
в бассейнах рек Средней Азии

Пункт измерения температуры воздуха	Δz , м	Вертикальный градиент γ				$\bar{\gamma}_{VI-IX}$
		VI	VII	VIII	IX	
В. Горышаник — Мизинский	0,745	6,58	7,67	7,11	6,98	
В. Горышаник — ледник Центральный Тукесу	1,196	5,93	7,43	6,76	6,20	-0,48
Мизинский — ледник Центральный Тукесу	0,453	4,86	7,05	6,18	5,08	-1,28
Баятук — Азгарча	1,471	6,35	6,93	6,49		
Баятук — ледник Голубина	1,886	6,79	7,21	6,96		0,70
Азгарча — ледник Голубина	0,515	7,56	7,96	8,10		1,43
Гушары — Майхура	0,640	7,50	8,44	7,34	7,10	
Гушары — ледник Бикрча	2,840	6,56	6,94	6,89	6,03	-1,06
Майхура — ледник Бикрча	2,200	6,27	6,60	6,50	5,73	-1,36
Ахтонгазар — пойма р. Силандары	0,120	9,20	10,10	10,10	8,30	
Пойма р. Силандары — ледник Шивинский	0,700	13,00	12,30	13,10	14,40	3,80
Метеостанция на льду и фирне ледника Феценко	0,900	4,70	6,80	6,50	7,20	

если на одной из этих станций наблюдается устойчивый снежный покров, а на другой снег стал полностью. Определенное таким способом значение $\Delta\gamma$ в бассейне р. Пскем оказалось равным 1,33 град/м [228].

Полустационарные исследования на ледниках Средней Азии показали [63, 64, 144, 158], что изменение γ наблюдается не только в описанной выше ситуации, но и в горах и 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

$$q(z, t) = q(z_0, t) [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2], \quad (4.43)$$

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:

$$b_2 = \frac{2az_0 + b}{az_0^2 + bz_0 + c}; \quad (4.44)$$

$$b_3 = \frac{a}{az_0^2 + bz_0 + c}, \quad (4.45)$$

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 подборах Средней Азии проанализирована в работе [170], а внутриподовой 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 переменной зависимости b_2 и b_3 считаются выражения:

$$b_2(t) = b_2 + A_2 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_2)\right]; \quad (4.46)$$

$$b_3(t) = b_3 + A_3 \cos\left[\frac{2\pi}{T_3}(t - t_3)\right], \quad (4.47)$$

которые использованы автором при расчете суточных сумм осадков в бассейнах рек Средней Азии по формуле (4.43). Здесь b_2 и b_3 — средние годовые значения параметров b_2 и b_3 ; A_2 и A_3 — амплитуда 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 влияния повышенной концентрации зимне-весенних твердых осадков на поверхности ледника по сравнению с накоплением снега на тех же высотах на склонах бассейна ледника. Возникает вынужденная 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 максимумов высот снеговой границы на ледниках и учитывающий балансовые соотношения 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 по широтным зонам бассейнов состав аргументов в уравнении (4.43) может быть увеличен. Так, расчет частых коэффициентов корреляции для зависимостей месячных и годовых сумм осадков от удаленности от тыловых и бывших гребней подразделов в бассейнах рек Талас, Сурхандарья, Ахалгаран показал [31], что влияние горизонтальных координат на распределение осадков, как ожидало, является значимым. Особою существенной остаточной корреляцией осадков с расстоянием x до тылового гребня оказалась в бассейне р. Сурхандарья для периода октябрь—май ($r_{x, \Sigma} = -0,63 \pm 0,90$).

Аналогичные результаты получены Л. Д. Виславский и М. И. Геткером [14, 29] для сумм осадков за год и периоды октябрь—март, апрель—сентябрь по бассейнам р. Паранг 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 одной из частей водосбора (р. Чоп-Кызылсу) бассейна оз. Иссык-Куль, определенный автором по данным [39], оказался равным 0,90.

Перечисленные сведения, по мнению автора, доказывают возможность существования в бассейнах горной реки семейства индивидуальных зависимостей $q(z)$, отражающих несомненною особенностью распределения осадков в условиях сложной топографии. 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 закономерностей снега по высотным зонам 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 внутригодичного 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 многолистного архива сумм 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 времени внутригодичного хода этих параметров;

в) выделение в пределах гляциальной области групп ледников бассейна или менее однородных по морфологическим признакам или расположенных в однородных климатических условиях;

г) расчет средних и средних значений по площади обобщенных морфометрических характеристик «средних ледников» для каждой из групп в пределах гляциальной области;

д) расчет за многолетний период индекс баланса аккумуляции и таяния в гляциальной области и реконструкция соответствующего во 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_{Σ} , 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_k до самой высокой из Z_k «средних ледников» вычисляется по схеме (3.61) распределение площади сезонного снежного покрова как функция высоты местности. На каждом шаге по t последовательно снизу вверх фиксируются условия (3.62), выполнение которых является критерием для определения дат начала таяния льда на концах «средних ледников».

Далее для расчета d_{Σ} на концах «средних ледников», начиная с соответствующих d_{Σ} до 31 октября с шагом по $t=1$ сут, реализуется схема (3.63). В конечном счете для определения дат окончания периода таяния льда используется вычисляемая продолжительность выпадения и таяния оснеженного снега на высотах Z_k «средних ледников».

В качестве исходной информации для расчета многолистного ряда d_{Σ} и d_k в отдельных районах гляциальной области необходимы многолетний архив метеорологических элементов (тем-

температура воздуха, осадки, общая облачность), метеорологические параметры «средних ледников», географическая широта гляциальной области, параметры локальных зависимостей $\Theta(z, t)$, $q(z, t)$, региональные формулы интенсивности таяния и ослабления суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности и др. Эти данные подробно перечислены в описании программ ARMEIT и SMELT.

Заключительный этап расчета суммарного таяния ледников делится по времени на 3 части: с 1 мая до $d_{\text{из}}$, от $d_{\text{из}}$ до $d_{\text{из}}$, от $d_{\text{из}}$ до 31 октября. Общая для всех ледников Средней Азии продолжительность расчетного периода с 1 мая по 31 октября принята для того, чтобы $d_{\text{из}}$ и $d_{\text{из}}$ при любых условиях находились внутри интервала таяния, который захватывает предшествующий и последующий за периодом таяния льда сезоны, когда ледники полностью покрыты снежными покровами. Таким образом, дифференцированный расчет составляющих суммарного таяния согласно модели (1.30) естественно выполняется по внутригодовому режиму аккумуляции и таяния в гляциальных областях.

С 1 мая до даты начала таяния льда на поверхности «среднего ледника» тает только зимний или снежнотавящий сезонный снег. Возможно также одновременное таяние зимнего и снежнотавящего снега, если твердые осадки не покрыли всю площадь ледника.

Расчет процессов таяния и выпадения снега на «средних ледниках» с 1 мая до даты начала таяния льда выполняется в региональной модели с шагом по времени 1 сут и по высоте 50 м в интервале от Z_k до Z_c . Соответственно указанным значениям пространственно-временных координат вычисляются суточные значения суммарной солнечной радиации с учетом ослабления Q_0 общей облачностью, средние суточные температуры воздуха и суточные суммы осадков. Распределение по z всех этих рассчитанных величин используется в расчетах объемов таяния $v_{\text{из}}(t)$ и $v_{\text{ос}}(t)$. Определение альбедо $A_s(z, t)$ зимнего и снежнотавящего снега выполняется по схеме (4.38).

В региональной модели процесса суммарного таяния в гляциальных областях предусмотрено, что в течение интервала времени от $d_{\text{из}}$ до $d_{\text{из}}$ слагаемые $v_{\text{из}}(t)$ являются все или только некоторые из следующих объемов таяния: льда под мореной (этот компонент отсутствует, если нет сплошной морены), открытого льда, старого фирна (при $Z_{\text{ос}}(t) > Z_{\text{ос}}$), зимнего и летнего снега.

Как показано в разделе 3.3, относительный и абсолютный приросты каждого из этих компонентов в суммарные объемы таяния за моменты t и в целом интервал времени $d_{\text{из}} - d_{\text{из}}$ 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 высоты $Z_{\text{ос}}$ от $d_{\text{из}}$ до $d_{\text{из}}$.

Расчет $Z_{\text{ос}}(t)$ выполняется по формуле (3.49) с учетом выпадения и таяния льда осевого снега отдельно для каждого

района-подмножества в гляциальной области с шагом по времени 1 сут. В зависимости от положения $Z_{\text{ос}}(t)$ относительно устойчивых характеристик отстока на «средних ледниках» (Z_k , $Z_{\text{из}}$, $Z_{\text{ос}}$, Z_c), выделяем на их поверхности интервалы высот и плотностей с различными условиями таяния: $S_{\text{из}}(t)$ при $S_{\text{из}} > 0$; $S_d(t)$ при $Z_{\text{ос}}(t) > Z_{\text{ос}}$; $S_{\text{ос}}(t)$ при $q_{\text{ос}}(t) > 0$. Для каждого из 3 типов поверхности находим среднюю известную 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 $v_{\text{из}}(t)$, $v_d(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$ и суммирование этих величин по группам ледников в интервалах высот от Z_k до $Z_{\text{из}}$ и от $Z_{\text{из}}$ до Z_c с шагом по высоте 50 м.

После окончания периода таяния льда всю поверхность ледника покрывает постепенно накапливающийся снег очередного периода аккумуляции. Средний слой снега выходящих твердых атмосферных осадков определяется по формуле (3.58). В промежутках между снегопадами возможно незначительное таяние осевшего снежного покрова, если позволяет приток внешнего тепла. Расчет накопления и таяния снега на ледниках в интервале времени от $d_{\text{из}}$ 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, максимальной 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 $d_{\text{из}}$ и от $d_{\text{из}}$ до 31 октября составляет 50 м.

Полученный, согласно изложенной модели, внутригодовой гидрограф суммарного таяния ледников может быть непосредственно использован как функция поступления в модели трансформации таяния в сток. Опыт доказал [119], что при этих достигается высокая степень сходимости измеренного и вычисленного гидрографа стока. Тем не менее, учитывая необходимость осреднения в формулах интенсивности таяния и качества 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 Амударья, Алашарча, Талас, Иссык, Исфара, Зеравшан (Marga), Сарыркас, Муку и отдельно для бассейна ледника

Федченко и ледника Абрамови (бассейн р. Кылу, Алайский хребт.). Региональная модель автора с успехом была использована также на Кавказе в бассейнах рек Терек и Ингура.

4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников

Исходя из опыта ледовых гляциологических исследований, можно утверждать, что корректное определение объема суммарного таяния V_{Σ} на площади отдельного ледника или их группы возможно только путем раздельной оценки таяния летнего и летнего снега, фирна, облаженного льда, и льда под мореной. Многолетние непосредственные измерения с хорошей точностью составляющих V_{Σ} в течение всего периода абляции практически невозможны для гляциальной области и даже на отдельных ледниках сопряжены с большими техническими трудностями.

Описанное методика 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 параметров, необходимых для получения в координатах x, y промежуточных и заключительных результатов расчета.

Независимо от структуры такой модели к числу базисных, границей необходимости в расчетной схеме, следует отнести:

- обобщение морфометрических характеристик множества ледников, образующих гляциальную область;
- разработку регионального метода расчета интенсивности таяния на поверхностях ледников Средней Азии в условиях ограниченности исходной информации;

— определение и соответствие с размерностью модели, метеорологических характеристик (осадки, солнечная радиация, температура воздуха, облачность, альбедо и т. д.), обуславливающих интенсивность таяния снега, фирна и льда в течение периода абляции;

— создание на технической основе архива входной информации в фирме удобный 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, старшего льда и фирна на ледниках;

— суммирование результатов вычислений составляющих V_{Σ} , представление их в виде, соответствующем уровню обобщенной исходной информации в расчетных формулах.

На различных этапах разработки и реализации региональной модели процесса суммарного таяния неизбежно возникают систематические и случайные погрешности. Как правило, эти погрешности связаны либо с сознательным упрощением решения

в связи с недостатком входной информации и ограниченными возможностями ее пространственно-временной экстраполяции и условиях сложной топографии, либо с неполнотой знаний о моделируемых процессах.

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 ограниченной в пространстве или во времени диадазону условий расхода снега и льда в сравнительно доступных и безопасных местах области абляции.

Прямые определения аккумуляции и абляции на ледниках являются критериями для оценки качества региональной модели процесса суммарного таяния, если количество пунктов измерений и их планово-высотное распределение установлены методом оптимизации оценки выборочного среднего исходной 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 ретусирующей сетке рек в высотноморфологических зонах, имеющих достаточно однородные показатели аккумуляции и крутизны поверхности. Вертикальная протяженность высотноморфологических зон составляет от 30 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 высотноморфологических зон.

Поскольку точность и репрезентативность прямых измерений суммарного объема таяния или его составляющих неизвестны, было бы целесообразно принять критерий достоверности результатов расчета в виде отношения абсолютного значения разности $A = V_{\Sigma 1} - V_{\Sigma 2}$ между вычисленным $V_{\Sigma 1}$ и измеренным $V_{\Sigma 2}$ объемами таяния. Более правильным и универсальным способом оценки является графическое сравнение и определение коэффициента корреляции между величинами $V_{\Sigma 1}$ и $V_{\Sigma 2}$. На графике связи легко установить наличие систематических или случайных отклонений результатов расчета относительно условия $V_{\Sigma 1} = V_{\Sigma 2}$, а качество связи следует оценивать, используя критерий принятое в системе Госкомгидромета СССР, для линейных регрессионных зависимостей. Так, согласно [175], зависимость считается хорошей, если коэффициент корреляции составляет не менее 0,80.

Учитывая 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_{Σ} является группа 12 Туюксуйских ледников в верховьях р. Малой Амударьи. На самом крупном из них — леднике Центральном Туюксу — сотрудники Сектора географии АН КазССР в течение последних десятилетий осуществляют обширную программу стационарных и попутных гляциологических исследований. Результаты работ систематически публикуются и в существенной мере способствуют развитию и уточнению представлений о режиме современного горного оледенения.

Относительно методов измерения составляющих суммарного объема таяния на ледниках Туюксуйской группы из работ К. Г. Макаренкича и П. Ф. Шаблюва [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 поперечных находились на языке ледника Центрального Туюксу. Показания по рейкам, забуренным в лед на глубину до 3 м, свивались как минимум в начале и конце периода абляции.

Аккумуляция в таяние зимнего и летнего снежного покрова на языках и областях питания ледников Туюксуйской группы наиболее детально изучалась [163, 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 Илам Туюксу (2 поперечных профиля) и Молодежного (1 профиль, хотя и в несравненно меньшем объеме).

Таким образом, на всех измеренных 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_{Σ} таяния льда под мореной, обнуженного 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 1962–1974 гг. на основе стандартной метеорологической информации, данных Каталога ледников СССР и сведений о работах [161, 165]. Для определения средней суточной интенсивности таяния снега и льда были использованы региональные и локальные одно- и двухфакторные формулы $M(B_{\Sigma}, \Theta)_{\text{рег}}$, $M(B_{\Sigma}, \Theta)_{\text{лок}}$ и $M(\Theta)_{\text{ген}}$.

В соответствии с предложенным здесь критерием рассмотрим представленные в табл. 4.9 и на рис. 4.5 степени 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 $V_{\Sigma \text{из}}$ и $V_{\Sigma \text{р}}$ указывают на однозначность временной изменчивости и устойчивость относительной амплитуды суммарных объемов таяния в сравни-

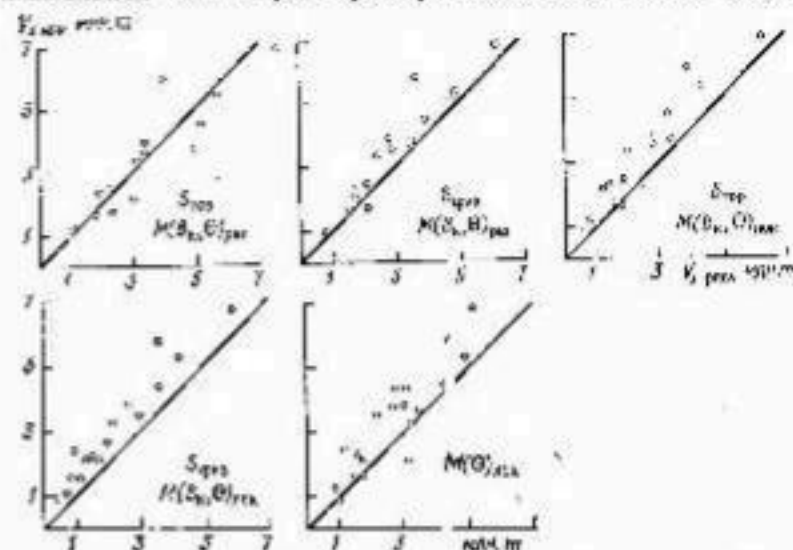


Рис. 4.5. Степень сходимости рассчитанных с применением различных формул интенсивности таяния и измеренных объемов суммарного таяния льда на шести ледниках Туюксуйской группы в бассейне р. Малой Амударьи.

Таблица 4.9

Оценка сходимости измеренных и рассчитанных объемов таяния

Характеристики	Формулы для оценки зависимости таяния				$M(\Theta)_{\text{лок}}$
	$M(B_{\Sigma}, \Theta)_{\text{рег}}$		$M(B_{\Sigma}, \Theta)_{\text{лок}}$		
	$S_{\text{рег}}$	$S_{\text{лок}}$	$S_{\text{рег}}$	$S_{\text{лок}}$	$S_{\text{ген}}$
$r_{\Sigma, \Theta}$	0,91	0,95	0,94	0,94	0,02
$V_{\Sigma, \text{из}}$ млн м³	3,40	2,78	2,61	2,33	2,74
Коэффициент вариации	0,20	0,20	0,18	0,17	0,20

Примечания: 1. $r_{\Sigma, \Theta}$ — коэффициент корреляции измеренных и вычисленных объемов таяния за 1962–1974 гг. 2. Коэффициент вариации измеренных объемов таяния равен 0,20. 3. Средний за 17 лет измеренный объем таяния равен 3,25 млн м³. 4. $S_{\text{рег}}$, $S_{\text{лок}}$ — варианты расчета таяния с помощью одно- и двухфакторных формул.

всех выборок. Следовательно, если рассматриваемые выборки V_{M_1} , V_{M_2} использовать для построения зависимости с некоторой третьей переменной; то результат был бы практически одинаковый.

2. Несколько сложнее обстоит дело с оценкой условия равенства объемов V_{M_1} и V_{M_2} , поскольку результаты вычислений обуславливаются 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 лишены систематической ошибки, когда в вычислениях интенсивности таяния по локальной формуле $M(B_n, \theta)$ учитывались экспозиция и уклон поверхности Туюксайских ледников. В большинстве случаев удовлетворительные результаты расчета $d_{\text{кон}}$ дало применение региональной формулы $M(B_n, \theta)$ также с учетом уклона и экспозиции поверхности.

Таким образом, принятое во внимание дополнительное условие наилучшей схожести наблюдений к рассчитанным дат начала и конца периода абляции, самым обоснованным является результаты расчета таяния льда и старого фирна по локальной и региональной формулы $M(B_n, \theta)$ с учетом уклона и экспозиции поверхности. Косвенным подтверждением этого вывода можно считать также заметное уменьшение разброса точек на графиках сравнения объемов V_{M_1} и V_{M_2} при $S=S_{\text{кон}}$ относительно диктантов V_{M_1} при $S=S_{\text{кон}}$.

3. Судя по рис. 4.5, объемы таяния, полученные с использованием двухфакторных формул, несколько завышены относительно измеренных значений. Наряду параметрами зависимостей $q(z, f)$, $\theta(z, f)$ или в других эмпирических формулах, построили добиться почти идеального совпадения сравниваемых объемов. Однако такая корректировка эмпирических формул имеет смысл, если известно, что результаты измерений таяния являются абсолютным контролируемым эталоном.

4. Результаты использования региональной формулы $M(B_n, \theta)$ для определения дат начала и конца периода абляции и объемов таяния льда и старого фирна на Туюксайских ледниках подтверждают целесообразность применения этой формулы в горной области Заилийского Алатау.

Таким образом, проверка разработанной автором схемы расчета на примере определения одного из основных компонентов суммарного таяния в группе Туюксайских 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 (САННИ им. В. А. Бугаева Госкомгидромета) проводит стационарные гляциологические работы по программе гляциологических и гляциологических проектов.

Определения составляющих суммарного таяния на леднике Абрамова выполняются сотрудниками САННИ ежегодно по абляционным рейсам и посредством периодических систематических съемок. По сообщению [74, 75, 156, 197], плотность пунктов измерений таяния в области абляции составляет 23 рейса на 1 км², а в фирновой области — 9 рейс на 1 км².

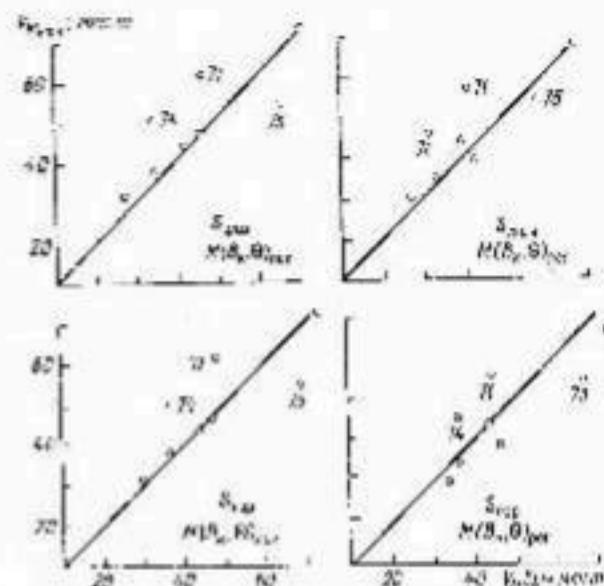


Рис. 4.6. Сходимость вычисленных и измеренных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова.

Число точек — 1000.

Нюансы информации для расчетов V_M и его составляющих служили данные измерений температуры воздуха, осадков и общей облачности из метеорологической станции ледника 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 улаев, приведенные в работе [156].

Сходимость измеренных и рассчитанных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова иллюстрирует рис. 4.6. В связи с широким диапазоном длин сравниваемых выборок коэффициенты корреляции между V_{M_1} и V_{M_2} не вычислены.

Графический анализ условий равенства объемов V_{M_1} и V_{M_2} позволяет считать полученные удовлетворительными результаты еще одной проверкой метода расчета суммарного таяния. Важно отме-

туть также хорошее качество расчетов $V_{\text{из}}$ с использованием региональной формулы $M(B_{\text{из}}, \Theta)$ и средних значений угла и экспозиции поверхности дельтака Абрамова.

Поскольку использование при определении V_M обобщенных показателей уклона и экспозиции поверхности склонов существует и другая возможность уточнения результатов расчета суммарного таяния, которую правильно рассматривать, как необходимый этап при реализации предлагаемого метода. Суть этой процедуры заключается в повторном анализе и оптимизации состава индекса балласта аккумуляции и таяния в гляциальной области.

В разделе 3.1 было показано, что начальный состав I_B должен включать катерогенетические элементы, являющиеся концентрированными 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 точность измерения типа или того компонента I_B как их соотношения с объемом дельты стока.

Определенный таким способом индекс баланса используется для оценок $Z_{\text{мат}}$, которые необходимы для расчета суммарных объемов тающих V_M и V_{M_1} в течение многолетнего периода. Эти объемы целесообразно рассматривать в качестве первого приближения функций $V_M = f(t_B)$ и $V_{M_1} = f(t_B)$, чтобы, дополнив состав I_B , попытаться оценить коэффициент корреляции данных зависимостей.

Возможность уточнения состава пидека баланса основана на привлечении к I_B метеорологических элементов, позволяющих улучшить описание условий таяния и соответственно репрезентативность результатов расчета $Z_{\text{эфе}}, V_B, V_{\text{сн}}$. Уточненный индекс баланса используется затем для повторных определений $Z_{\text{эфе}}$ и составляющих суммарных таяний ледяной области.

Описанием процедуры представляется собой итерацию, которая, несомненно, способствует уменьшению погрешностей расчета $V_{\text{д}}$ и $V_{\text{ж}}$. Эффективность такой итерации иллюстрируют примеры уточнения начального состава и индекса баланса, представленные в табл. 4.10.

Как видно из табл. 4, 10, добавление в начальный состав I_B индекса общей облатности существенно увеличивало коэффициенты корреляции связей $V_{\Delta}(I_B)$ и $V_{\Delta}(I_B)$ в гляциальных областях бассейнов рек Псков и Исфара. Значение этого коэффициента для уточнения условий таяния в течение мая—октября очевидно.

В третьей главе работы при обсуждении вопросов использования восстановленных многолетних рядов $Z_{\text{много}}$ на примере бассейна р. Искак устанавливается возможность упрощенного расчета $Z_{\text{много}}$ по эмпирических формулам (3.19)—(3.23), аргументом которых являлся индекс балаша в сто начальном составе. Учитывая результаты уточнения состава компонентов I_3 в грядущей

Table 4.10

Коэффициенты корреляции объемов суммарного товарооборота V_{Σ} с различными вариантами V_{α} и V_{β} в базисном году 1980 и 1984

[illegible]

Примечания: 1. $V_{\text{ж}}$ — суммарный объем топливного масла; $V_{\text{м}}$ — объем топливного масла в стандартном баке; $V_{\text{м}}^{\text{н}}$ — объем топливного масла в стандартном баке, который не использовался.

2. $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ — функции, удовлетворяющие условиям:

В. Давыдов — кандидат наук, профессор кафедры «Экономика предприятия» Самарского государственного университета. Область научных интересов — экономика предприятия, менеджмент, маркетинг.

области бассейна р. Пскем, приведем здесь окончательные варианты тех же эмпирических уравнений для $Z_{\text{лине}}$ (км):

$$\text{район 1: } Z_{\text{лине}} = 3,344 - 0,450 I_{\text{лн}}; \quad (4.48)$$

$$\text{район 2: } Z_{\text{лине}} = 3,619 - 0,569 I_{\text{лн}}; \quad (4.49)$$

$$\text{район 3: } Z_{\text{лине}} = 3,598 - 0,474 I_{\text{лн}}; \quad (4.50)$$

$$\text{район 4: } Z_{\text{лине}} = 3,789 - 0,493 I_{\text{лн}}; \quad (4.51)$$

$$\text{район 5: } Z_{\text{лине}} = 3,895 - 0,322 I_{\text{лн}}. \quad (4.52)$$

Среднеквадратичная ошибка расчета $Z_{\text{лине}}$ соответственно 0,020; 0,025; 0,021; 0,022; 0,014. Таким образом, уточнение состава $I_{\text{лн}}$ более чем в два раза уменьшило погрешность определения $Z_{\text{лине}}$ в бассейне р. Пскем по формулам $Z_{\text{лине}} = f(I_{\text{лн}})$.

В дополнение к сравненным рассчитанным значениям суммарного таяния с данными прямых измерений рассмотрим сходимость средних для гляциальных областей косвенных оценок среднего многолетнего слоя аккумуляции ($\bar{L}_{\text{ЛВ}}$). В частности, значение $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ нетрудно получить на основе балансового соотношения

$$\bar{L}_{\text{ЛВ}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_{\text{ЛВ}} / S_{\text{ЛВ}} \quad (4.53)$$

где $S_{\text{ЛВ}}$ — количество лет, $S_{\text{ЛВ}}$ — площадь ледников в гляциальной области, а расходящая часть баланса массы оседения в каждом i -том году

$$V_{\text{ЛВ}} = V_{\text{ЛВ}} + V_{\text{Л}} + V_{\text{В}} + V_{\text{ЛВ}} \quad (4.54)$$

определена путем реализации разработанного автором метода расчета составляющих $V_{\text{ЛВ}}$.

Другим способом косвенной оценки $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ является широко используемое (см., например, [89, 141, 184, 210, 230]) для определения аккумуляции رابطه

$$\bar{L}_{\text{ЛВ}} = \bar{L}_{\text{ЛВ}} \quad (4.55)$$

на уровне границы фирнового штатя $Z_{\text{фр}}$. В настоящее время для расчета $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ в уравнении (4.55) используются формулы вида $\bar{L}_{\text{ЛВ}} = f(\bar{H}_{\text{фр}} - \bar{H}_{\text{мн}})$, предложенные в работах [141, 142, 207].

Значения $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ и $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ могут быть приравнены друг другу при определенных условиях: а) $Z_{\text{фр}}$ является средней взвешенной высотой ледника, б) пространственная изменчивость $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ может быть описана линейной функцией абсолютной высоты. Тогда, как показано в работе [170], имеет место строгое равенство $\bar{L}_{\text{ЛВ}} = \bar{L}_{\text{ЛВ}}$.

На основе анализа материалов в Каталоге ледников СССР и данных по балансу массы ледников в работах [246, 249, 264] полагаем, что перечисленные условия выполняются в 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 $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ и $\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ не оставляет желать лучшего, что еще раз подтверждает вполне удовлетворительное качество результатов расчета составляющих $V_{\text{ЛВ}}$ 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	$\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ мм	Формулы (4.54)		$\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ мм	Литер.
		$V_{\text{ЛВ}}$ км ³	$\bar{L}_{\text{ЛВ}}$ мм		
Средняя (Азия)	472,7	931,4	1970	1000	[230]
Мунгу	1270,1	402,3	300	< 500	[143]
Средняя (Азия) Фетисова	214,0	202,3	1220	1300	[143]

Аналогичное заключение можно сделать также в отношении рассчитанных объемов таяния открытого льда на площади стока ледника Федченко в 1959 г. На основе многочисленных материалов, полученных на леднике Федченко по программе МГТ, объем $V_{\text{ЛВ}}$ определен Ю. Н. Лесником [154] равным 171 млн. м³. По нашим расчетам значение $V_{\text{ЛВ}}$ 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 были выполнены определения месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терек и Ингури за 1950—1974 гг. и Ингури за 1951—1975 гг.

Общая площадь ледников в бассейне р. Терек 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 Ханши. Ледники бассейна р. Ингури расположены на южном склоне Большого Кавказского хребта в условиях обильного увлажненности. Средняя годовая сумма осадков в гляциальной области превышает здесь [92] 2000 мм и сравнительно равномерно распределена внутри года. Гляциальная область в бассейне р. Терек находится на северном склоне Большого Кавказа, где по данным работы [92] средняя годовая сумма осадков достигает 1400—1500 мм. Только одна северная часть годовой суммы осадков выпадает в течение декабря—марта. Таким образом, режим аккумуляции и

течения на ледниках в рассматриваемых бассейнах довольно различны.

Для расчета на ЭВМ объемов таяния ледников в бассейнах р. Терек использованы двухфакторная $M(B_{\text{л}}, \theta)$ региональная формула (2.66) интенсивности таяния, полученная по измерениям на ледниках Средней Азии, и однофакторная локальная формула

$$\bar{M}_{\text{л}} = 0,69\bar{B}_{\text{л}} + 0,28, \quad (4.56)$$

параметры которой определены автором по данным [92, 211] измерений $\bar{M}$ и θ на леднике Гертети. При выводе формулы (4.56) использованы 32 пары средних дождевых значений таяния и температуры воздуха. Коэффициент корреляции зависимости $\bar{M}(\theta)$ равен 0,86, среднеквадратичная ошибка расчета $\bar{M}$ составляет 0,73 см/сут. Формула (4.56) применяется также для расчетов суммарного таяния ледников в бассейнах р. Ингури.

Оценки репрезентативности и качества рассчитанных объемов суммарного таяния ледни-

кольной чертой графиков для отдельных районов, несомненно подтверждающей хорошее качество расчетов $V_{\text{л}}$, является тесная зависимость между объемами $V_{\text{л}}$ и $W_{\text{л}}$ и систематическое превышение суммарного объема таяния над ледниковой составляющей стока р. Терек. Тем самым показана применимость в условиях Кавказского оледенения не только в целом метода расчета суммарного таяния ледников, но и региональной формулы $M(B_{\text{л}}, \theta)$ интенсивности таяния, полученной по данным измерений на ледниках Средней Азии.

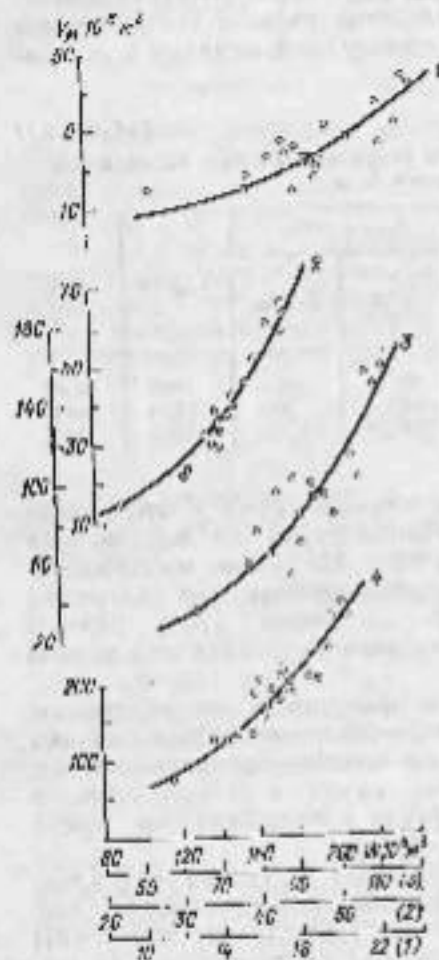


Рис. 4.7. Зависимость между суммарными объемами таяния $V_{\text{л}}$ и объемом ледникового стока $W_{\text{л}}$ в отдельных районах гляциальной области бассейна р. Терек.

1 — р. Терек — п. Ушба; 2 — р. Терек — п. Гора-дур; 3 — р. Терек — п. Терек; 4 — р. Терек — п. Терек; 5 — р. Терек — п. Терек; 6 — р. Терек — п. Терек; 7 — р. Терек — п. Терек; 8 — р. Терек — п. Терек; 9 — р. Терек — п. Терек; 10 — р. Терек — п. Терек; 11 — р. Терек — п. Терек; 12 — р. Терек — п. Терек; 13 — р. Терек — п. Терек; 14 — р. Терек — п. Терек; 15 — р. Терек — п. Терек; 16 — р. Терек — п. Терек; 17 — р. Терек — п. Терек; 18 — р. Терек — п. Терек; 19 — р. Терек — п. Терек; 20 — р. Терек — п. Терек; 21 — р. Терек — п. Терек; 22 — р. Терек — п. Терек; 23 — р. Терек — п. Терек; 24 — р. Терек — п. Терек; 25 — р. Терек — п. Терек; 26 — р. Терек — п. Терек; 27 — р. Терек — п. Терек; 28 — р. Терек — п. Терек; 29 — р. Терек — п. Терек; 30 — р. Терек — п. Терек; 31 — р. Терек — п. Терек; 32 — р. Терек — п. Терек.

ков $V_{\text{л}}$ в бассейнах рек Терек и Ингури: получены путем графического сравнения значений $V_{\text{л}}$ и объемов ледникового стока $W_{\text{л}}$ в этих же бассейнах, определенных по методу В. Ш. Цолая [212]. В обоих случаях результаты сравнения показывают хорошее соотношение между объемами таяния и ледникового стока в гляциальных областях бассейнов рек Терек и Ингури.

В качестве примера рассмотрим результаты сравнения объемов $V_{\text{л}}$ и $W_{\text{л}}$ в бассейне р. Терек, представленные на рис. 4.7. Ха-

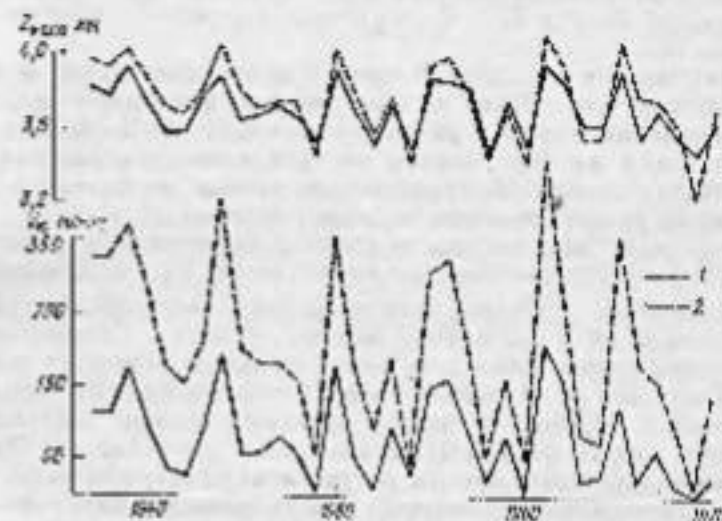


Рис. 4.8. Графическое сравнение $Z_{\text{сн}}$ сезонной снеговой толщины и объемов ледникового стока $V_{\text{л}}$ в бассейне р. Пскем, рассчитанных по методу автора (1) с результатами вычислений по методу Л. Н. Боровиковой (2).

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 дождевой и таяния толщ границы сезонного снежного покрова по поверхности водосбора. В связи с этим имеет смысл сравнение наших и полученных Боровиковой для бассейна р. Пскем значения $Z_{\text{сн}}$ сезонной снеговой толщины и суммарных объемов таяния льда. Отметим, что таяние льда под мореной и старого фирна при $Z_{\text{сн}} > Z_{\text{сн}}$ в модели Боровиковой не рассматривается.

Графическое сопоставление для бассейна р. Пскем полученных автором значений $Z_{\text{сн}}$ сезонной снеговой толщины и объемов таяния $V_{\text{л}}$ с результатами расчета аналогичных характеристик по модели Боровиковой показано на рис. 4.8.

Систематическое расхождение сравнительных данных объясняется следующими причинами.

1. В модели Борошниковой движение снеговой границы $Z_{\text{сн}}$ в диапазоне высот от нижней Z_n до верхней Z_v граница деления рассчитывается по тем же зависимостям, что и на несоединяемой территории. Естественно, при этом не учитываются существенные отличия в аккумуляции и скорости таяния зимнего снега, наблюдаемые в локальных областях. Смена на графике знака отклонений $Z_{\text{сн}}$ в отдельные годы вызвана тем, что в модели автора диапазон варьирования $Z_{\text{сн}}$ на «середины ледников» задан в виде $Z_n \leq Z_{\text{сн}} \leq Z_v$, где Z_n и Z_v — отметки верхней и нижней концов ледников.

2. Интенсивность таяния M снега и льда в расчетах Борошниковой по бассейну р. Пскем задана как однофакторная функция температуры воздуха θ , причем, если $\theta \leq 0$, то $M=0$. Как уже было сказано, влияние морен на таяние льда не учитывалось, а площади от нижней границы деления до $Z_{\text{сн}}$, при $Z_n < Z_{\text{сн}} \leq Z_v$, рассматривались как твердость льда.

В конечном счете все это привело к значительному систематическому преувеличению объемов таяния V_M и ледникового стока в бассейне р. Пскем, хотя временная изменчивость сравнимых значений в основном довольно близка. Скорее всего, именно этим можно объяснить положительный результат использования данных Л. П. Борошниковой в математических моделях [170] стока р. Пскем, где вместо реальных величин использовались значения, зная 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 недостаточно.

Сравнение предшествующих с вновь полученных данных $Z_{\text{сн}}$ и $Z_{\text{сн}}$ снеговой границы и объемах таяния V_M в бассейне р. Пскем показали, что применение более совершенной методики расчета таяния в гляциальной области позволяет существенно уточнить представления 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, исследование режима и эволюции деления.

4.4. Таяние и сток в гляциальных областях

В результате десятилетних исследований водно-ледового баланса установлено [40, 41, 153, 159, 261 и др.], что ледники не являются постоянными дренажными системами для стока талой воды. Постепенное насыщение водой низкого снега на ледниках в начале периода абляции, заплескивание отступивших склонов и последующее их опорожнение приводит к систематическому увеличению водосдачи ледником 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 подтопления становится элементом приподнятой части баланса массы ледников.

Учитывая эти особенности испаряемости ледников, рассмотрим методы определения годовых объемов ледникового стока и его внутрисезонного гидрографа.

В первом приближении очевидной формой взаимосвязи между суммарными за год или май—октябрь объемами таяния ледников и ледникового стока $W_{\text{л}}$ является уравнение

$$W_{\text{л}} = \eta V_M, \quad (4.57)$$

где η — интегральный коэффициент стока за период абляции. Суммарную величину испарения можно вли времени не рассматривать, так как, учитывая, 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

$$\eta V_M = \eta_1 V_{M_1} + \eta_2 V_{M_2}, \quad (4.58)$$

или

$$\eta = \eta_1 \frac{V_{M_1}}{V_M} + \eta_2 \frac{V_{M_2}}{V_M}, \quad (4.59)$$

где η_1 — коэффициент стока из области д с отрицательным годовым балансом массы ледника; η_2 — коэффициент стока из области г с положительным годовым балансом массы ледника; граница раздела между ними проходит на высоте, равной $Z_{\text{сн}}$; V_{M_1} и V_{M_2} — суммарные объемы таяния в соответствующих областях.

По окончании абляционного периода все перечисленные объемы таяния и площади областей д с л известны, поэтому вместо (4.59) найдем

$$\eta = \eta_1 \frac{M_1 S_{\text{д}}}{M_{\text{сн}} S_{\text{л}}} + \eta_2 \frac{M_2 S_{\text{г}}}{M_{\text{сн}} S_{\text{л}}}, \quad (4.60)$$

откуда найдя все аргументы, определяющие интегральный коэффициент стока. В (4.60) $M_{\text{сн}}$, M_1 , M_2 — некоторые средние сток таяния на склонах $S_{\text{сн}}$, $S_{\text{д}}$, $S_{\text{г}}$, удовлетворяющие условиям

$$M_{\text{сн}} = \frac{V_M}{S_{\text{л}}}; \quad (4.61)$$

$$M_1 = \frac{V_{M_1}}{S_{\text{д}}}; \quad (4.62)$$

$$M_2 = \frac{V_{M_2}}{S_{\text{г}}}. \quad (4.63)$$

Для ледников с фирновым питанием, которых в Средней Азии абсолютное большинство, область Δ при $Z_{\text{лине}} \leq Z_{\text{де}}$ включает только язык ледника, а при $Z_{\text{де}} < Z_{\text{лине}} \leq Z_0$ в ее состав входит часть гляциала, где устанавливаются значительные запасы фирна. Следовательно, величина η будет зависеть от соотношения площадей S_{Δ} и $S_{\text{де}}$ и старости фирна в конце периода абляции, обладающих различной [40] подолдерживающей способностью.

Коэффициент η зависит от фильтрации талой воды из области Δ . Например, по данным [166, 167], в области аккумуляции ледника Центрального Тункусу установилось наличие трех зон льдообразования: инфильтрационно-конглоляционной, инфильтрационной и инфильтрационно-рекристаллизационной. Причем наблюдения показали, что в последней зоне происходит полное усвоение талой воды. Естественно, величина η в данном случае будет определяться относительным вкладом в S_{Δ} зон с различными условиями стока.

Все эти особенности практически универсально учесть при региональном определении коэффициентов η_1 и η_2 , поэтому рассмотрим возможность упрощенных оценок в основном уравнении (4.58).

Если допустить, что

$$M_{\Delta} = M_n + M_{\text{сн}} \quad (4.64)$$

то объем таяния $V_{M_{\Delta}}$ и V_{M_n} будут соответственно эквивалентны и взаимно суммируемы, однако сумма их

$$V_M = V_{M_{\Delta}} + V_{M_n} \quad (4.65)$$

останется без изменения. Тогда вместо (4.60) получим

$$\eta = \eta_1 \frac{S_{\Delta}}{S_{\Delta} + S_{\text{де}}} + \eta_2 \frac{S_n}{S_{\Delta} + S_{\text{де}}} \quad (4.66)$$

а поскольку $S_{\text{сн}} = S_n + S_{\text{де}}$, то

$$\eta = \eta_1 \left(1 - \frac{S_n}{S_{\text{сн}}}\right) + \eta_2 \frac{S_n}{S_{\text{сн}}} \quad (4.67)$$

На основании этого уравнения находим η_1 и η_2 . Так, при $Z_{\text{лине}} = Z_0$ и соответственно $S_{\Delta} = 0$ и $\eta = \eta_2$, а при $Z_{\text{лине}} = Z_0$ и $S_{\text{сн}} = S_{\Delta}$ и $\eta = \eta_1$. Численные значения η_1 и η_2 можно установить, если в годы с экстремальными положениями $Z_{\text{лине}}$ на ледниках известны суммарные объемы таяния и ледникового стока.

Анализ структуры интегрального коэффициента стока η показывает, что при постоянных η_1 и η_2 уменьшая водоотдача с единицы площади ледника, или средний модуль ледникового стока, зависит от соотношения площадей S_{Δ} и $S_{\text{сн}}$. Это положение удалось использовать В. Ш. Цоя [212], опуская эмпирическую формулу для расчета среднего месячного модуля ледникового стока в виде

$$M_{\text{сн}} = \alpha_{\text{сн}} 51 (1 + \Theta), \quad (4.68)$$

где

$$\alpha_{\text{сн}} = 0,75 + 2,2 K_n^2 \quad (4.69)$$

— безразмерный структурный коэффициент, характеризующий изменение удельной водоотдачи ледника в зависимости от относительной площади области абляции K_n , Θ — средняя месячная температура воздуха на высоте фирновой границы. Учитывая, что численный эмпирический параметр формулы (4.68) получен Цоя по измерениям $M_{\text{сн}}$ и Θ на леднике Гергетти (бассейн р. Терсека), необходимо исследовать возможность применения формулы (4.68) в разнообразных условиях.

Рассмотрим далее другой способ определения стока из области Δ и в леднике в целом за период абляции при условии, что в каждом году длиной раздела между этими областями является средняя многолетняя высота фирновой границы. Тогда в расчетах суммарного таяния с стока площади S_{Δ} и S_n сказываются постоянными величинами, что соответствует существованию на леднике устойчивых морфологических областей — языка ледника и области питания, обладающих, как известно, различной способностью задерживания и усвоения талой воды.

Наиболее просто решается вопрос о годовом стоке из области S_{Δ} , для которой в расчетах водного баланса обычно принимают [40, 42, 165] условие равенства объема суммарного таяния и стока. Это допущение также использовано в излагаемой упрощенной схеме определения суммарного стока от таяния на ледниках ледников.

Приближенная оценка суммарного объема стока от таяния на площади S_{Δ} основана на интересной особенности усвоения талой воды в фирновой области, выявленной [40, 155, 167, 213] путем ихосредственных измерений составляющих инфильтрационной аккумуляции $M_{\text{сн}}$ на ряде ледников, расположенных в различных климатических условиях.

Установлено, что годовые значения $M_{\text{сн}}$ в отдельных пунктах фирновой области остаются сравнительно постоянными даже при существенных колебаниях объемов суммарного таяния на площади S_{Δ} . Данный факт позволяет отождествить фирновую область с произвольно распределенной в пространстве, но постоянной по плотности пористой емкостью.

В частности, этот вывод хорошо подтверждает измерения и расчеты внутреннего питания на леднике Джанкуват, 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. И. Голубев [40], годовой сток из области S_{Δ} следует определять в виде разности между суммарным поступлением талой воды к потерям на започнение подолдерживающей емкости

$$W_{\Delta} = V_{M_{\Delta}} - V_{\text{сн}}, \quad (4.70)$$

где $V_{\text{сн}} \approx \text{const}$ — годовой объем инфильтрационной аккумуляции.

Значение V_m можно найти из условия стационарности объема областей д и и в среднем за многолетний период, согласно которому расход льда на языке ледника $V_{\Delta\Delta}$ равен суммарной аккумуляции $V_{\Delta\Delta}$ в области питания. В общем случае $V_{\Delta\Delta}$ складывается из инфильтрационной аккумуляции и постоянного остатка $V_{\Delta\Delta}$ зимнего снега на площади $S_{\Delta\Delta}$:

$$\bar{V}_M(A\Delta) = \bar{V}_{\Delta\Delta} \quad (4.71)$$

$$V_{\Delta\Delta} = V_m + V_{\Delta\Delta} \quad (4.72)$$

В уравнении (4.72) V_m и $V_{\Delta\Delta}$ являются переменными, соотношение между которыми принимается [213, 223] в качестве критерия при типизации процессов льдообразования на ледниках.

В частности, типичными условиями наиболее распространенных [139, 141, 213] в Средней Азии инфильтрационных и инфильтрационно-конгеляционного типов льдообразования считаются соотношения

$$0,4v_m \approx v_n \text{ или } v_m \approx 2,5v_n \quad (4.73)$$

и

$$0,4v_m \leq v_n + v_n \quad (4.74)$$

где v_n — объем конгеляционного льда. Тогда вместо (4.72) можно написать

$$V_{\Delta\Delta} = 3,5v_m \quad (4.75)$$

откуда, учитывая (4.71), получаем приближенную оценку v_m

$$v_m \approx \frac{V_M(A\Delta)}{3,5} \quad (4.76)$$

Таким образом, установленное из данных измерений свойство $v_m \approx v_n$ и метод определения инфильтрационной аккумуляции, согласно (4.76), является 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 подкальной области получаем формулу

$$W_0 = V_M(A\Delta) + \left(V_M(A\Delta) - \frac{V_M(A\Delta)}{3,5} \right), \quad (4.77)$$

которая учитывает баланс аккумуляции и явления на площади оледенения. В этом уравнении $V_M(A\Delta)$ включает объемы таяния льда под снежной, открытого льда, зимнего и летнего снега на площади от конца ледника Z_n до средней многолетней высоты $Z_{\Delta\Delta}$ границы фирнового питания

$$V_M(A\Delta) = \int_{Z_{\Delta\Delta}}^{Z_{gr}} \int_{\Delta}^{\Delta} v_M(z, t) dz dt, \quad (4.78)$$

$V_M(A\Delta)$ — объем таяния старого фирна при $Z_{\Delta\Delta} > Z_{gr}$ зимнего и летнего снега на площади от $Z_{\Delta\Delta}$ до высоты Z_n начала ледника

$$V_M(A\Delta) = \int_{Z_{\Delta\Delta}}^{Z_{gr}} \int_{\Delta}^{\Delta} v_M(z, t) dz dt. \quad (4.79)$$

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_0 по формуле (4.77) необходимо учитывать пространственную вариацию этого коэффициента.

Наряду с уравнением (4.77) годового объема ледникового стока можно определить, приравнявая его ледово-фирновой составляющей суммарного объема таяния, т. е. $W_{\Delta\Delta} = W_m + V_{\Delta\Delta}$:

$$V_{\Delta\Delta} = V_m + V_n + V_{\Delta\Delta} \quad (4.80)$$

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 рек.

Следует отметить, что принципиальное различие по типу содержания питания ледникового стока имеет только при составлении водного баланса в гляциальных областях. Для выполнения из 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 Алмаатын, Алаарш, Пекем, Цафары. Из этих данных следует, что в разноточные по условиям таяния годы от $1/4$ до $3/4$ годового объема ледникового стока образуется в областях питания ледников, если расчет W_0 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 таких снеговых вод следует отнести к сезонному снеговому питанию реки. В разделе 5.2 фотографии показано, что такой подход к определению конгеляционного ледникового стока позволяет существенно усовершенствовать методику прогноза стока вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым типом питания. Сущность водотдачи из областей питания ледников, как и другие особенности формирования стока на различных подстилающих поверхностях в бассейне, находят свое отражение в фирме 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.

Таблица 4.14

Коэффициенты вариации годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии (за 1919-76 гг.)

Бассейн	Годовые объемы	
	Суммарный таяние ледников	Ледниковый сток
Пенеда	0,40	0,37
Зеравшан (Мархун)	0,22	0,89
Кашкагу	0,52	0,90
Сурхоб	0,25	1,25
Мужик	0,57	1,49
Сырдарья (бассейн ледника Фоджески)	0,10	1,13

ледникового стока зимнего превалирует 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) годового эквивалента сезонного снежного покрова в бассейне р. Сырдарья (по данным автора)

Рек	Пикеты, км	C_v	Рек	Пикеты, км	C_v
Чаткал	1,04-3,13	0,41	Ногайрим	3,20-3,50	0,51
Терс	1,89-2,56	0,51	Анбур	2,85-3,17	0,55
Ангрен	1,90-2,75	0,43	Кунгирт	1,82-2,00	0,55
Узбегсай	2,00-2,73	0,48	Кираларын	2,10-3,10	0,75
Надшаата	1,85-2,45	0,47	Сусагир	2,21-3,02	0,34
Исфара	3,00-3,40	0,57	Нарын	3,51-3,92	0,49
Ногайрим	2,35-2,87	0,48			

значения коэффициентов вариации водного эквивалента сезонного снежного покрова и сумм осадков за октябрь-март в бассейнах рек Сырдарья и Амударья.

Прямая связь между C_v ледникового стока и изменчивостью количества 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 Сырдарья и Амударья (данные автора и [76])

Станция	Σ мм	C_v	Станция	Σ мм	C_v
Бассейн р. Сырдарья					
Пер. Чаткал	2,289	0,41	Каракум	2,418	0,41
Ангрен-платье	2,214	0,33	Икхитерин	2,300	0,35
Кашкагу	2,080	0,38	Кызыл	2,250	0,40
Гокмет	1,275	0,38	Сыртке	2,220	0,41
Джантуй	3,100	0,27	Атбаш	2,090	0,43
Анбур	2,830	0,18	Сусагир	2,053	0,52
Чаткал	2,749	0,34	Нарын	2,049	0,38
Ташкент	2,500	0,30	Бассейн р. Амударья		
Кичинай	2,300	0,30	Каракум	3,160	0,40
Кызылсай	2,230	0,45	Ташкент	3,410	0,57
Суфигурган	2,168	0,38	Иртыш	3,290	0,33
Сурхоб	2,050	0,27	Атбаш	2,782	0,42
Пер. Ташкент	3,570	0,52	Джукун	2,504	0,31
Ташкент	3,300	0,22	Икхитерин	2,824	0,64
Каракум	3,060	0,33	Даргут-Курган	2,470	0,35
Даргут	3,040	0,33	Минусинск	2,254	0,42
Арыс	2,050	0,44	Ташкент	2,204	0,35
Киркудук	2,800	0,32	Хорог	2,075	0,41

ром 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 таяния-стока, 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 Ш. Д. Кампбелла и Н. А. Расмуссена [235], где изложена упрощенная одностепенная модель трансформации таяния в сток, основанная на отождествлении ледника с пористой средой, для которой выполняются законы Дарси. С целью описания процесса водоотдачи ледника в модели Кампбелла-Расмуссена используется модификация уравнения неразрывности, предложенная П. Н. Подубартовой-Кичиной для свободной поверхности потока в пористой среде:

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = \sqrt{Q_{10}} + \alpha(x, y, t), \quad (4.81)$$

где m — пористость; $\alpha(x, y, t)$ — вынуждающая функция на уровне свободной поверхности $h=h(x, y, t)$; Q_{10} — расход воды через поперечное сечение в слое насыщения.

Выполняя ряд упрощающих преобразований в (4.81), Кэмпбелл и Расмуссен получили окончательное выражение для расхода талой воды через поперечное сечение льда в тридонном слое ледника

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = -K_1 \frac{\partial}{\partial u} \left(g'_{\alpha} - \frac{g'_{\alpha} z_{\alpha}}{z_{\alpha}} \cdot \frac{\partial z_{\alpha}}{\partial u} \right) + \alpha' (u, t - \Delta t), \quad (4.82)$$

где K_1 — коэффициент проницаемости льда; u — координата на криволинейной оси, параллельной линии таяния; g'_{α} , $g'_{\alpha} z_{\alpha}$ и $\alpha' (u, t - \Delta t)$ — средние значения ускорения свободного падения и аккумуляющей 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 пасты льда (очевидно, α характеризует интенсивность таяния снега и льда), z_{α} — произвольный уровень внутри слоя льда.

Решение уравнения (4.82) на примере Южного каскадного ледника проводилось для внутрисезонного хода стока методом конечных разностей на основе ориентированной оценки величины K_1 . Продолжительность расчетного периода всего лишь 6 дней, что не позволяет сделать определенный вывод о качестве модели Кэмпбелла и Расмуссена.

Пода что непреодолимым препятствием на пути развития и совершенствования физических моделей ледникового стока является отсутствие материалов измерений гидравлических характеристик потока воды в приледном слое ледника. В связи с этим математические модели гидрографа ледникового стока разрабатываются, уточняются и проверяются применительно к данным русловых гидроизмерений. При такой постановке задачи, как бы близко ни подходился контрольный гидрометрический створ к нижнему концу ледника, отношение площади оледенения к площади водосбора почти всегда будет меньше единицы (исключения являются долины плоских вершин). А это означает, что вместо исследования и моделирования процесса водоотдачи на пределах 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 образом процесса является динамическая система с заданным входным воздействием и известным выходным результатом. Считается, что свободная самой системы некоторых образом характеризуют постоянные или переменные параметры математического оператора, трансформирующего входную функцию в более или менее удачное подобие выходной.

Если искомым оператор подобран, то очевидно, что все систематические ошибки определения входной и выходной функции концентрируются параметрах 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 подход: расчета гидрографа стока в горных водосборах, в том числе с различной степенью оледенения. В качестве входного воздействия используются либо элементы приледной 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 рассмотренным составом аргументов и формулам интенсивности таяния ледоснижного покрова и можно установить, к какому же виду выбора 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 пригодности 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 стоком назад во времени (летом).

Осреднение перемешанных зависимостей $w(t)$ по аналогии с функциями $M(t)$ приводит к возрастанию коэффициентов корреляции. В качестве примера сошлемся на ледник Голубика и бассейн 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 образуют зависимость 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

Случай	N	$\alpha (M)$	$\alpha (R)$	$\alpha (E_{\alpha})$	$\alpha (t)$	$\alpha (t^2)$	$\alpha (t^3)$	$\alpha (T_{\text{ср}})$
VIII 1967—VII 1970	28	0,90	0,89	0,72	0,81	-0,32	-0,17	0,15
VII 1970—IX 1972	28	0,85	0,70	0,73	0,78	-0,43	-0,53	0,61

Примечание. N — количество декад, M — таяние, R — радиационный баланс, E_{α} — излученное радиантное, t — температура воздуха, t^2 — квадрат температуры, t^3 — куб температуры, $T_{\text{ср}}$ — средняя температура.

ние двухпараметрического уравнения трансформации позволяет более точно рассчитывать суммарный объем стока по сравнению с моделью, где задан только один параметр α .

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 таковы за этот же период, определяет отношение

$$\beta = \frac{\int_{t_0}^T w dt}{\int_{t_0}^T w_M dt} = \frac{W_{T,t}}{V_M} = \eta \quad (4.88)$$

как условный коэффициент стока. Как правило, в бассейнах со значительной степенью колебания в качестве t_0 и T можно выбрать моменты, когда $W_{t_0} = W_T = 0$.

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 САННИИ 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 внутримассовым 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

$$\tau = 3,8 \lg(S_1 + 1), \quad (4.89)$$

где τ в сутках, а S_1 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 длины стока 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 необходима практическая ценность представляющих полученные автором рациональные 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 САННИИ и других организациях.

2. Анализ качества полученных автором данных о режиме суммарного таяния выполнен путем контроля формул типичности таяния, исходной метеорологической информации, всех промежуточных результатов расчета до сходимости рассчитанных и измеренных объемов таяния на отдельных ледниках и в их группах.

В частности, независимая проверка показала вполне удовлетворительную точность рациональных определений:

- максимальной высоты сезонной снеговой границы на леднике 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 средних объемов таяния ледников автором разработана итерационная схема реализации методики расчета. Использование итерационной схемы в бассейнах рек Пекан и Цифара позволило существенно повысить репрезентативность результатов расчета суммарного таяния ледников.

Анализ сходимости многолетнего ряда рассчитанных и измеренных на густой сети рек объемов таяния льда и фирна в группе Тувусульских ледников и суммарных объемов таяния на леднике Абрамова показал, что результаты измерений и расчетов практически совпадают с точностью до ошибки определения сравниваемых величин. Более удовлетворительными оказались также результаты сопоставления многолетних рядов рассчитанных автором объемов таяния и ледникового стока, определенного по методу В. Ш. Цонда [212] в бассейнах рек Пилгун на Кавказе.

Таким образом, в работе приведены все необходимые материалы, подтверждающие обоснованность отдельных положений и применимость методики расчета в целом, для определения внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния в ледниковых областях.

3. Результаты расчета многолетних рядов суммарных объемов таяния в ледниковых областях Средней Азии и опубликованные материалы позволяют 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 морщинами, открытого льда и старого фирна. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к снеговому питанию реки. Такая трактовка является единственно возможной, если основываться на уровне-ности 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 общего ледникового стока. Разработанный 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 ($W_{\text{лн}} = W_{\text{лн1}} + V_{\text{лн1}} + V_{\text{лн2}}$) впервые непосредственно определены коэффициенты вариации $W_{\text{лн}}$. В отличие от ранее индугитавшейся гипотезы [230] эти коэффициенты вариации характеризуют ледниковый сток как весьма изменчивый в многолетних разрезах истечения таяния реки. Этот результат хорошо согласуется с известными значениями $C_{\text{в}}$ осадков и водного эквивалента сезонного снежного покрова, полученными путем обработки данных снегомерных съемок и метеорологических станций в бассейнах рек Ахулярия и Сырдарьи. Режим осадков влияет на движение снеговой границы, с которой в свою очередь тесно связан внутригодовой ход ледникового стока.

Б. 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-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока

Многолетняя изменчивость объемов суммарного таяния V_{Σ} и ледникового стока $V_{\text{лн}}$ в бассейнах рек Средней Азии непосредственно определяется вариациями сезонной аккумуляции твердых осадков и суммарного поступательного внешнего тепла. Большие значения имеют также вариации $Z_{\text{снег}}$, продолжительности периода таяния льда $T_{\text{л}} - d_{\text{лн}} - d_{\text{лн}}$, интенсивности летних снегопадов, которые косвенно связаны с предыдущими факторами.

Прямая оценка вариации одних факторов (здесь аккумуляция, летнее летоизлучение) для гляциальных областей практически невозможна, а других (поступление внешнего тепла) связана с большим объемом вычислений и их обработкой.

В связи с этим при оценке вариации V_{Σ} и $V_{\text{лн}}$ приходится прибегать к 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 одним 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_{Σ} и $V_{\text{лн}}$.

В табл. 5.1 к 5.2 приведены коэффициенты вариации сумм осадков за апрель—сентябрь, средних значений температур воздуха

Таблица 5.1
Коэффициенты вариации (C_v) сумм осадков за апрель—сентябрь, на метеостанциях в бассейне р. Сырдарьи (данные автора [6])

Метеостанция	$Z_{\text{ос}}$	C_v	Метеостанция	$Z_{\text{ос}}$	C_v
Пер. Чаттава	2,289	0,35	Тювану Юмарт	3,300	0,16
Астрахань	2,124	0,38	Карагумиса	3,080	0,22
Кызылта	2,080	0,25	Делес	3,040	0,19
Пажан	1,258	0,40	Арма	2,050	0,30
Джамил	3,100	0,25	Каракумарт	2,800	0,23
Павлово	2,745	0,29	Каракумарт	2,418	0,28
Ангарт	2,500	0,27	Умидаран	2,303	0,32
Киникай	2,380	0,19	Касарт	2,250	0,35
Кызылдар	2,230	0,34	Озарт	2,220	0,36
Сунгурган	3,168	0,37	Албаст	2,080	0,25
Гурдак	2,050	0,23	Сунгурган	2,063	0,23
Ио. Тузель	1,570	0,37	Нарын	2,610	0,29

Таблица 5.2

Коэффициенты вариации средних значений температуры воздуха и общей облачности в бассейнах рек Средней Азии (по данным автора)

Рек — бассейны	Температура воздуха			Общая облачность		
	V—IX	VI—IX	VII—IX	V—IX	VI—IX	VII—IX
Чоканкылау — Б. Кызылку	0,06	0,07	0,08			
Нарын — Тянь-Шань	0,31	0,20	0,24			
Паран — Паран	0,06	0,07	0,08			
Атбаш — Атбаш	0,06	0,06	0,06	0,09	0,10	0,15
Зеравшан — Исхандерсуль	0,23	0,19	0,17	0,11	0,15	0,21
Зеравшан — Дехау	0,06	0,06	0,06	0,08	0,10	0,15
Сарыдак — Кейно	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09
Кызылку — Сарыташ	0,10	0,10	0,12	0,16	0,18	0,22
Кызылку — Даравт-Кургин	0,06	0,06	0,06	0,14	0,18	0,25
Муку — Алтынказаар	0,03	0,07	0,12	0,16	0,19	0,20
Муку — а. Феденко	0,22	0,24	0,35	0,38	0,46	0,50
Сурхоб — Тарк	0,05	0,05	0,05	0,16	0,23	0,30
Варташ — Ирт	0,07	0,07	0,08			
Муртаб — Муртаб	0,06	0,06	0,06	0,22	0,32	0,37
Шахдар — Херг	0,06	0,06	0,06	0,17	0,26	0,28

и общей облачности за май—сентябрь, июль—сентябрь и июль—сентябрь за метеорологических станциях в бассейнах рек Средней Азии. В целом вариации этих характеристик несомненно меньше, чем для сумм зимних осадков и водности сезонного снежного покрова (см. табл. 4.16 и 4.17).

На всех рассмотренных в работе участках временной изменчивости суммарного таяния ледников и ледникового стока (зимние и весенне-летние осадки, водность снежного покрова, средние температуры воздуха и общей облачности за всеве-летний период) наименьшей вариацией обладает температура воздуха. На этом основании В. Л. Шульц [221] предполагает, что ледниковое питание рек Средней Азии также должно незначительно изменяться в многолетнем разрезе. Однако вариации 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 типичных областей Средней Азии.

По данным о $d_{\text{дл}}$ и $d_{\text{кв}}$ были определены многолетние ряды продолжительности периода таяния льда $T_{\text{дл}} = d_{\text{дл}} - d_{\text{кв}}$ и коэффициенты вариации $T_{\text{дл}}$, которые оказались одного порядка с C_v

объемов ледникового стока. Установлено также, что продолжительность периода таяния льда и коэффициенты вариации $T_{\text{дл}}$ образуют тесные зависимости от средних взвешенных высот кондов ледников в бассейнах рек Средней Азии (рис. 5.1 и 5.2 а).

Существование зависимости $T_{\text{дл}} = f(Z_{\text{кв}})$ вполне объяснимо объясняется пространственной изменчивостью $d_{\text{дл}}$ и $d_{\text{кв}}$ в бассейнах рек Средней Азии, которую иллюстрирует рис. 3.8. Согласно этому графику, средние многолетние даты схода и установления

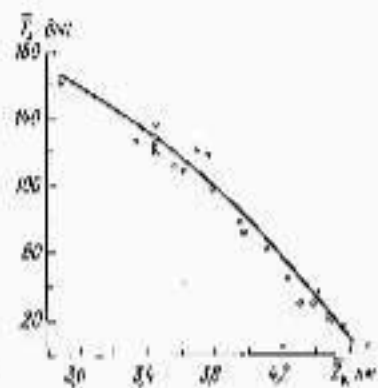


Рис. 5.1. Зависимость средней продолжительности периода таяния льда ($T_{\text{дл}}$) на ледниках Средней Азии от средней взвешенной высоты кондов ледников $Z_{\text{кв}}$.

устойчивого снежного покрова одинаковы на высоте 4,75—4,80 км. Следовательно, на этой высоте устойчивый снежный покров залегает круглый год.

Подставив $T_{\text{дл}} = 0$ в аналитическое выражение зависимости

$$T_{\text{дл}} = 144 + 84,5\bar{Z}_{\text{кв}} - 23,4\bar{Z}_{\text{кв}}^2 \quad (5.1)$$

получим $Z_{\text{кв}} = 4,80$ км, т. е. практически совпадающие значения высот, где в среднем многолетнем устойчивый снежный покров наблюдается непрерывно в течение года.

Поскольку на высоте $Z_{\text{кв}} = 4,80$ км $T_{\text{дл}} = 0$, то на этом же уровне объем ледникового стока, образующийся от таяния льда и старого фирна, также должен быть равен нулю. На этого следует, что коэффициенты вариации $T_{\text{дл}}$ и объемов суммарного таяния $V_{\text{дл}}$ в бассейнах рек Средней Азии являются возрастающими функциями высоты местности z , так как знаменатели в формулах

$$C_v(T_{\text{дл}}) = \frac{\sigma_{T_{\text{дл}}}}{T(z)} \quad \text{и} \quad C_v(V_{\text{дл}}) = \frac{\sigma_{V_{\text{дл}}}}{V_{\text{дл}}(z)}$$

стремятся к нулевым значениям по мере увеличения z ($\sigma_{T_{\text{дл}}}$ и $\sigma_{V_{\text{дл}}}$ — средние квадратичные отклонения $T_{\text{дл}}$ и $V_{\text{дл}}$).

Полученные автором для оледенения Средней Азии зависимости $C_v(V_{\text{дл}}) = f(Z_{\text{кв}})$ и $C_v(T_{\text{дл}}) = f(Z_{\text{кв}})$ приведены на рис. 5.2. Эти графики построены по результатам расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек

Малой Алмадинки, Зеравшана, Сарыджаса, Муксу, Сельдара (система ледника Фелчишо). 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 горах и высокогорных областях.

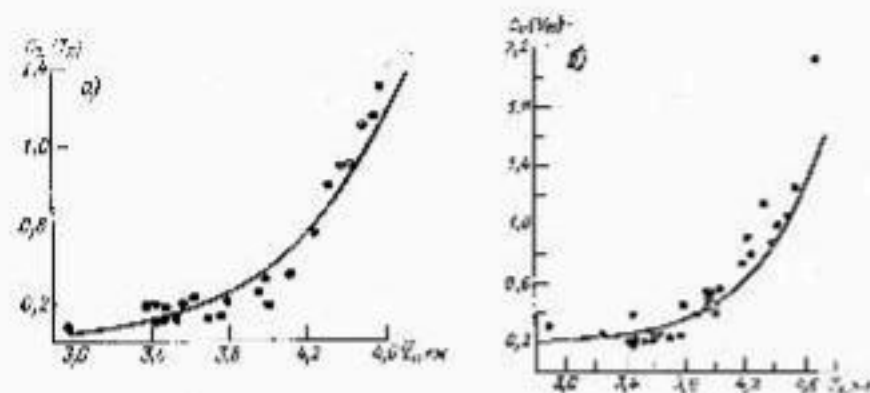


Рис. 5.2. Зависимость коэффициентов вариации C_v продолжительности периода таяния льда (а) и объема суммарного таяния (б) в бассейнах рек Средней Азии от средней абсолютной высоты концов ледника.

Аппроксимацией зависимостей на рис. 5.2 являются следующие формулы:

$$C_v(T_m) = 0.0002e^{1.4Z_m}, \quad (5.2)$$

$$C_v(V_M) = 0.0003e^{2.2Z_m} + 0.19, \quad (5.3)$$

которые, как и (5.1), позволяют построить карты распределения по территории Средней Азии таких важных характеристик гидрологического режима ледников, как T_m , $C_v(T_m)$ и V_M и $C_v(V_M)$.

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 бассейна и данные наблюдений на метеорологической станции за осадками, температурой воздуха и общей облачностью.

Основой для решения задачи в первом случае являются данные зависимости модульных коэффициентов объемов ледникового

стока ($K_{L, m} = L_m/\bar{L}$) от статистической обеспеченности индекса баланса ($P_{L, m}$) или вклада ледникового стока в питание реки от $P_{L, m}$. 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 $K_{L, m}$ или $\delta W_{L, m}$ аргумент уравнений $K_{L, m} = f(P_{L, m})$ и $\delta W_{L, m} = f(P_{L, m})$ легко определяется с помощью

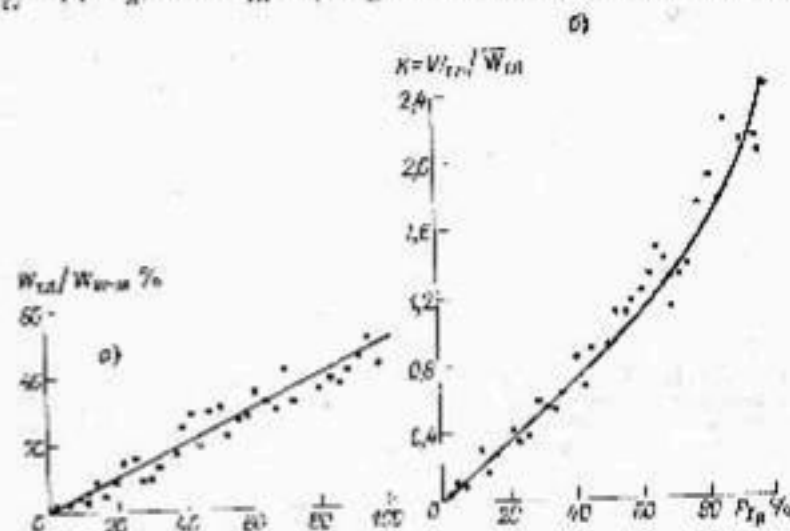


Рис. 5.3. Распределение относительного вклада ледникового питания в бассейн р. Зеравшан (Матча) (а) и модульных коэффициентов ледникового стока в бассейн р. Муксу (б) в зависимости от обеспеченности индекса баланса ($P_{L, m}$).

графика связи между индексом баланса и его обеспеченностью (рис. 5.4). При построении такого графика следует использовать ряд лет, включающий не менее 25—30 чисел.

Таким образом, наличие 25—30-летнего ряда рассчитанных объемов ледникового стока в некотором бассейне позволяет получить зависимости $K_{L, m} = f(P_{L, m})$ и $\delta W_{L, m} = f(P_{L, m})$, и для упрощенных определений $K_{L, m}$, $W_{L, m}$ и $\delta W_{L, m}$ за пределами исходного ряда пользоваться только этими зависимостями и графиком связи $P_{L, m} = f(L_m)$.

Для решения задачи при отсутствии многолетнего ряда объемов ледникового стока необходимо получить аналитические выражения, описывающие пространственную изменчивость параметров распределений $K_{L, m}$ и $\delta W_{L, m}$ в бассейнах рек Средней Азии. К этим параметрам относятся: среднее значение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии (C_s) или отклонение C_s/C_v .

С целью расчета средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии используем зависимость $\delta W_{г\text{л}} = f(\delta I_{\text{ЛВ}})$ на рис. 3.3, для которых автором получены следующие аналитические выражения:

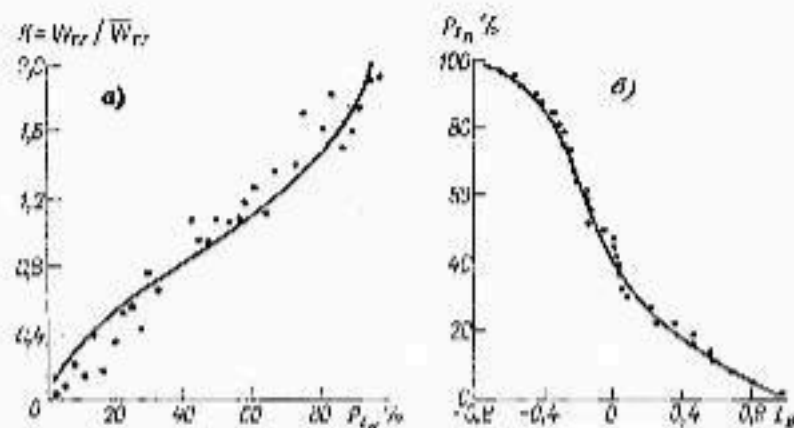


Рис. 5.4. Распределение модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Зеравшан (Матча) в зависимости от обеспеченности индексом близости (а) и связь между обеспеченностью индексом близости и абсолютным значением индекса близости (б). (Бассейн р. Зеравшан).

$$\delta W_{г\text{л}} = 13,1e^{0,0001 I_{\text{ЛВ}}} \quad (5.4)$$

$$\delta W_{с\text{с}} = 32,8e^{0,0001 I_{\text{ЛВ}}} \quad (5.5)$$

где $\delta W_{г\text{л}}$ — вклад ледникового питания в годовой сток рек, %; $\delta W_{с\text{с}}$ — вклад ледникового питания в сезонный (VI—IX) сток, %; $\delta I_{\text{ЛВ}}$ — вклад индекса близости в квадрат свободного коэффициента корреляции уравнения $W_{г\text{л}} = f(I_{\text{ЛВ}}, I_{\text{ЛВ}})$, %.

Исследование пространственной изменчивости коэффициентов вариации объемов ледникового стока было выполнено выше. В результате для определения $C_v(W_{г\text{л}})$ в бассейнах рек Средней Азии имеем выражение (5.3).

Вычисления и анализ коэффициентов асимметрии многолетних рядов объемов ледникового стока в 38 отдельных районах-коллективных ледниках в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Пскема, Сарыджаса, Зеравшана, Муку, Селдара показали отсутствия каких-либо закономерностей в пространственной изменчивости $C_v(C_v)$ по территории Средней Азии. Поскольку в 24 случаях из 38 значения отклонения C_v/C_v лежали в пределах 0,8—1,3, для расчетов кривых распределения $W_{г\text{л}}$ было принято обобщенное

соотношение коэффициентов вариации и асимметрии в виде $C_{sk} \sim C_v$.

Для проверки метода определения параметров $C_v(W_{г\text{л}})$ и C_v/C_v при отсутствии многолетних рядов $W_{г\text{л}}$ на графики фактических распределений $W_{г\text{л}}$ в бассейнах рек Зеравшан и Муку (см. рис. 5.3 б и 5.4 а) были нанесены кривые распределения, полученные на основе отвлеченных значений C_v и соотношения $C_v/C_v = 1$. Как видно, эти кривые хорошо удовлетворительно соответствуют эмпирическим данным.

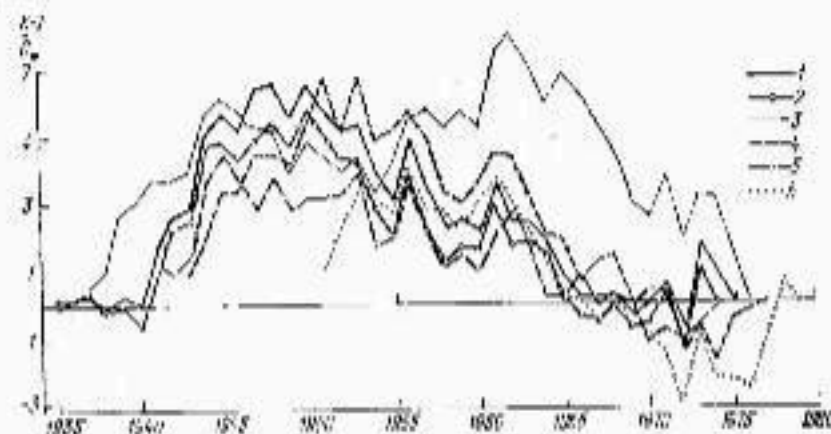


Рис. 5.5. Нормированные интегральные разностные кривые суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Муку, 2 — р. Селдара, 3 — р. Пскем, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Малая Алмаатинка, 6 — р. Сарыджас.

Таким образом, установленные в работе закономерности пространственной изменчивости $W_{г\text{л}}$, $C_v(W_{г\text{л}})$, величина отклонения C_v/C_v и наличие сведений о морфометрии ледников, а также стандартных метеорологических и гидрометрических данных позволяют достаточно надежно рассчитать кривую определения объема 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 подпитанностью рек и продолжительности 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 макрорегулярности и 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 Запальском Алатау имеет свои особенности по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Так, в Запаль-



Рис. 6.6. Нормированные интегральные разности кривых ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Мурга, 2 — р. Сельсар, 3 — р. Памир, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Индия-Амударья, 6 — р. Сыр-Дарья.

ском Алатау низкочастотная периодичность в режиме суммарного таяния ледников выражена нечетко. Для многолетнего режима V_{Σ} в этом районе более характерны 4-годовые циклы, которые включают многоводную и маловодную фазы.

Отличительной чертой режима V_{Σ} на Западном Тянь-Шане за 1937—1976 гг. являются два крупных цикла: с 1937 по 1934 г. и с 1955 по 1976 г. Продолжительность многоводной и маловодной фаз в обоих циклах примерно одинакова.

Общим для всех интегральных разностей кривых V_{Σ} 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 Запальского 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 V_{Σ} на Западном Тянь-Шане (теперь продолжительность

одного составляет с 1937 по 1952 г., а другого с 1951 по 1969 г.) и в сдвиге максимумов 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 разностях 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 $V_{\Sigma}(T)$. Для решения задач долгосрочного прогнозирования и оптимального регулирования естественного гидрологического режима ледников известны ряды $V_M(T)$ и $V_{\Sigma}(T)$, полученные автором на основе региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния, являются необходимыми исходными материалами.

Рассмотрим далее результаты использования метода корреляционного анализа для описания связей между членами рядов $V_M(T)$ и $V_{\Sigma}(T)$ и зависимостей типа $V_M = f(\Sigma x)$, где Σx — набор независимых переменных.

Общим аналитическим выражением для этих двух вариантов долгосрочных процессов V_M или V_{Σ} являются линейные уравнения:

авторегрессия —

$$\tilde{V}_M(T) = \mu + \alpha_1 V_M(T-1) + \alpha_2 V_M(T-2) + \dots + \alpha_p V_M(T-p) + \epsilon_1 \quad (5.6)$$

и множественной регрессии —

$$\tilde{V}_M(T) = \sum_{i=1}^p \beta_i x_i(T-\tau) + \epsilon_2 \quad (5.7)$$

где μ — параметр, определяющий уровень процесса; α_i — коэффициент ($i=1 \div p$); 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 $V_M(T)$ относительно $x_i(T-\tau)$.

Формула (5.6) представляет собой простейший вариант авторегрессии дискретного временного 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 известной суммы предшествующих значений этого же ряда.

В качестве исходных данных для исследования возможностей прогноза суммарного таяния гляциальной области методом авторегрессии использованы временные ряды объема V_M и V_{M1} , рассчитанные для бассейнов рек Малой Алмаатынки (1943—1974 гг.), Пекма (1937—1976 гг.) и Зеряшан (1943—1977 гг.).

В практике гидрологических прогнозов для оценки качества линейных прогностических формул принято отношение среднеквадратической ошибки расчета к стандарту отклонения функции:

$$\frac{\sigma_{V_M}}{\sigma_{V_M}} = \sqrt{1 - \rho^2}, \quad (5.8)$$

где ρ^2 — в данных случаях сводный коэффициент корреляции уравнения (5.7). При условии

$$\frac{\sigma_{V_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,50; \quad \rho \geq 0,87 \quad (5.9)$$

прогностическая зависимость считается хорошей и удовлетворительной, при

$$0,51 \leq \frac{\sigma_{V_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,80; \quad 0,60 \leq \rho \leq 0,86. \quad (5.10)$$

Таким образом, решение вопроса о возможности применения уравнения авторегрессии типа (5.6) для прогноза V_M или V_{M1} в значительной мере зависит от вида автокорреляционной функции $r_{xx}(T)$ временных рядов $V_M(T)$ и $V_{M1}(T)$.

Выборочная оценка автокорреляционной функции r_{xx} нормированного дискретного временного ряда $x(T)$ обычно выполняется по формулам

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_1 - m} \sum_{k=1}^{N_1 - m} x_k x_{k+m} \quad (5.11)$$

или

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_2} \sum_{k=1}^{N_2} x_k x_{k+m} \quad (5.12)$$

при условии

$$0 < N_1 + m_{\max} \leq N_2 \quad (5.13)$$

где m — сдвиг по времени значений ряда $x(T)$; $m_{\max}$ — максимальный сдвиг; N_1 — общая длина выборки; N_2 — рабочая часть выборки, по которой вычисляется $r_{xx}(m)$. Эта формула отличается 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_2 для любого m остается постоянной.

Для определения параметров a_0 в уравнении авторегрессии (5.6) расчет $r_{xx}(m)$ необходимо производить по формуле (5.12), обеспечивающей равномерность r_{xx} и коэффициентов регрессии при всех m , заданных условием (5.13). Кроме того, если позволяет общая длина временного ряда N_2 , следует вводить условие

$$N_2 + m_{\max} = N_1 - m_{\min}, \quad (5.14)$$

которое дает возможность проверить полученные формулы авторегрессии на $m_{\min}$ независимых случаях.

В результате расчета $r_{xx}(m)$ для временных рядов V_M и V_{M1} в бассейнах рек Малая Алмаатынка, Пекма и Зеряшан были получены квадратные автокорреляционные матрицы. На диагоналях этих матриц, параллельных главной, находятся значения $r_{xx}(m)$ при m от 0 до $m_{\max}$ сдвиге по времени. По характеру графиков $r_{xx}(m)$ на каждой диагонали можно судить о наличии измещения 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_{M1} выявил достаточно высокую стабильность $r_{xx}(m)$ по модулю и знаку в бассейнах рек Малой Алмаатынки (группа Туюксузских ледников) и Пекма. Значения автокорреляционной функции временных рядов V_M и V_{M1} в бассейне р. Зеряшан (Матча) оказались существенно резкими 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 и V_{M1} в бассейнах рек Малой Алмаатынки и Пекма, 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_{M1} , за исключением той и устойчивая повторяемость через 6 лет знаков положительной и отрицательной корреляции в рядах V_M . Относительные свойства автокорреляционных функций временных рядов V_M и V_{M1} имеют большое значение для решения вопросов искусственного воздействия на таяние ледников и разработки методов сверхдоговорного прогноза суммарных объемов V_M и V_{M1} 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 нулю в экстремальный, вероятно, не вызовет заметных отрица-

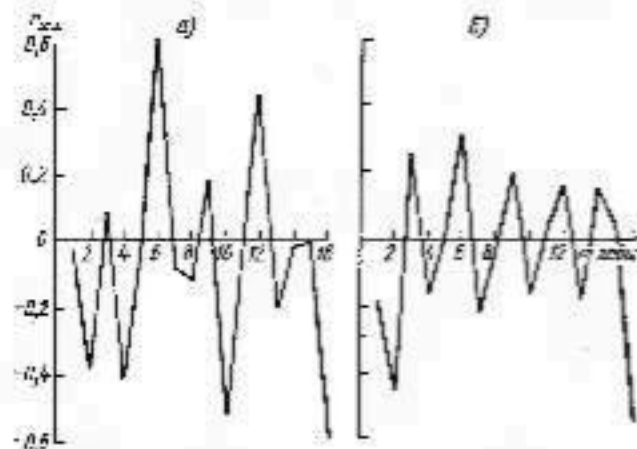


Рис. 5.7. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) для группы Туюксу-Суйук и бассейна р. Малой Алма-тышки.

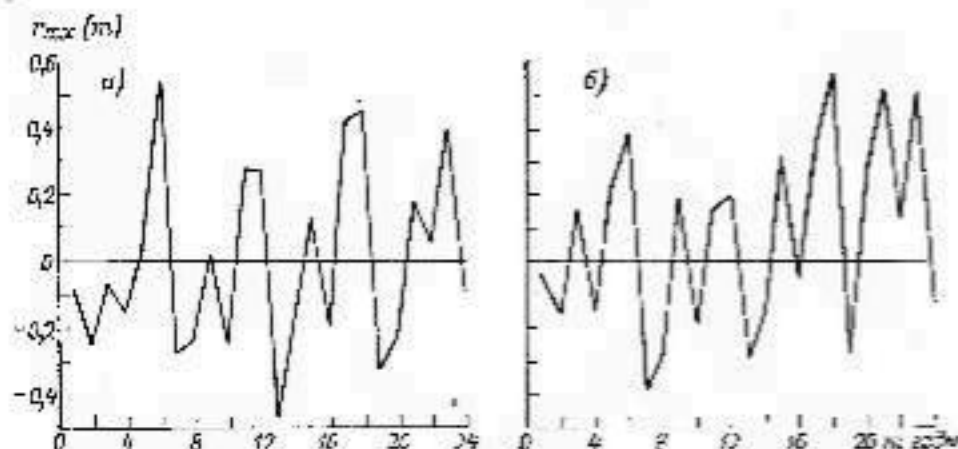


Рис. 5.8. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) в бассейне р. Пскем.

тельных последствий в многолетнем режиме климатических областей.

Достаточно устойчивая цикличность временных рядов годовых объемов ледникового стока в бассейнах рек Малой Алма-тышки 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 удивительно высокие показатели прогностической ценности:

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) + 2,1; \quad (5.15)$$

$$s/\sigma = 0,71$$

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) - 0,37V_{M_1}(T-13) + 53,4; \quad (5.16)$$

$$s/\sigma = 0,63$$

а для группы Туюксу-Суйук и бассейна р. Малой Алма-тышки —

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,63V_{M_1}(T-6) - 0,22V_{M_1}(T-4) + 1,57; \quad (5.17)$$

$$s/\sigma = 0,68$$

При определении эмпирических параметров в этих уравнениях максимальной величины сдвига по времени и рабочей части длин временных рядов V_{M_1} и бассейнах рек Пскем и Малой Алма-тышки были заданы согласно условию (5.13), что даю 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.

Основной ход и прогноз по одифакторному уравнению регрессии является используемый в настоящей работе способ расчета $Z_{\text{инд}}$ как функции метеорологических составляющих индекса баланса. В разделе 3.1 были показано, что зависимости $Z_{\text{инд}} = f(I_n)$ имеют высокие коэффициенты корреляции. По непосредственным измерениям на ледниках установлено также (см. табл. 3.2), что между $Z_{\text{инд}}$ и составляющими всестороннего 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

$$\bar{V}_{M_1}(T) = \beta_2 x_2(T-\tau); \quad (5.18)$$

где x_2 — компонент индекса баланса, известный в момент составления прогноза V_M или V_{M_1} .

Изложенные в разделе 3.2 результаты поиска и анализа репрезентативных комбинаций начального состава индекса баланса показывают, что основания для построения зависимостей (5.18) имеются только в тех случаях, когда преобладающий вес среди составляющих I_2 принадлежит суммам осадков за октябрь — май

Таблица 5.3

Результаты проверки уравнений авторегрессии (5.15)–(5.17)
на независимом материале

Год	Бассейн р. Печки				Група Туксу	
	V_{M_1} по модели анализ	$\bar{V}_{M_1}$ по формуле		$\Delta = \bar{V}_{M_1} - V_{M_1}$	V_{M_1} по модели анализ	$\bar{V}_{M_1}$ по формуле (5.17)
		(5.15)	(5.16)			
1958	20,4	31,8	42,2	11,4	21,8	
1959	51,3	98,5	107,7	14,0	23,9	
1960	7,3	45,0	47,8	38,1	40,5	
1961	210,5	142,9	159,0	-67,6	-48,6	
1962	158,8	153,3	150,0	-5,3	37,4	
1963	22,6	91,6	60,0	71,1	37,0	
1964	38,8	37,0	49,5	8,7	30,7	
1965	126,1	89,4	117,0	-36,7	-11,1	2,25
1966	20,3	20,0	23,9	3,6	1,58	2,00
1967	62,0	191,5	216,2	126,0	103,7	3,15
1968	14,0	149,5	126,7	143,5	112,7	3,16
1969	0,2	39,2	11,1	39,0	40,0	1,72
1970	38,4	44,4	43,7	19,0	18,3	3,29
1971	123,3	124,7	149,5	1,4	26,0	2,03
1972	6,1	37,4	38,6	31,3	32,5	1,53
1973	130,4	71,6	101,2	-57,8	-39,2	3,00
1974	70,4	32,4	0	-44,0	-70,4	4,47
1975	61,8	24,2	0	-40,6	-61,8	
1976	62,1	41,6	66,7	-20,6	3,6	

Примечания: 1. Верхний предел допустимого отклонения $\Delta = 0,674\sigma$ в бассейне р. Печки ± 44 мм. т, а для грубых ледников Туксу $\pm 10,50$ мм. т. 2. Сумма ошибок Δ при расчете $\bar{V}_{M_1}$ по формуле (5.16) равна 780,8 мм. т, а по формуле (5.16) 778,4 мм. т. 3. Оправданность расчетов $\bar{V}_{M_1}$ по формулам (5.16), (5.16), (5.17) соответственно 74, 74 и 90 %.

и более короткий период. Следовательно, вместо (5.7) и (5.18) можно написать

$$\bar{V}_M = f_n(T_2) q(T_2) \quad (5.19)$$

и

$$\bar{V}_{M_1} = \gamma_n(T_2) q(T_2), \quad (5.20)$$

где T_2 — период суживания осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза таяния и ледового 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 приближающий вес зимне-весенних осадков в величине индекса баланса аккумуляции и

Таблица 5.4

Бассейны рек Средней Азии с приближением к началу зимне-весенних осадков
и величине индекса баланса аккумуляции и абляции на ледниках

Рек — сток	Характеристики			
	S_{12} мм	S_{100} мм	$\frac{S_{12}}{S_{100}}$ %	оценка ГЛА %
Бассейн р. Амударья				
Шахдара — Хазбей	171,1	4180	4,1	✓✓✓
Гуля — Алчур	27,3	2800	0,9	✓✓✓
Гуля — Хорос	634,2	13700	4,6	✓✓✓
Ошхумбой — устье	12,3	709	1,7	✓✓✓
Сардак Миева — к. Рокит	32,4	1190	2,7	✓✓✓
Вароб — Гулярия	36,1	716	5,0	✓✓
Зидди — Зидди	10,7	181	6,0	✓✓
Синна — Синна	12,3	176	7,0	✓✓
Сарва — Ракит	30,9	1230	2,6	✓✓✓
Кафарикан — Чинар	64,4	3040	2,1	✓✓✓
Савтевар — Савтевар	8,9	291	3,0	✓✓✓
Сарбог — Сингиманк	106,6	1760	6,0	✓✓
Кузатсу — Домбрат	648	8370	7,7	✓✓
Зеравшан — Душан	605,7	10200	6,4	✓✓
Фангларан — устье	123,6	3240	3,8	✓✓✓
Шароб — к. Токфен	39,7	1400	2,8	✓✓✓
Матилдара — к. Суджана	24,6	1100	2,2	✓✓✓
Сарват — устье	43,6	537	8,1	✓✓
Бассейн р. Сырдарья				
Искан — устье	127,8	2820	4,5	✓✓✓
Чаткал — устье р. Тарс	49,1	4350	1,1	✓✓✓
Каракал Заг. — устье	60,7	1180	5,1	✓✓
Кеминеран — к. Арал	91,0	5250	1,8	✓✓✓
Чингиз — 5,5 км выше устья	10,7	909	1,2	✓✓✓
Узункент — устье р. Устат	15,3	1790	0,9	✓✓✓
Осарва — 2,5 км выше устья	10,6	897	1,3	✓✓✓
Алабуга — к. Коштобе	119,3	3710	3,2	✓✓✓
Кузунб — Гуляево	15,8	2010	0,8	✓✓✓
Тир — к. Чокча	67,0	3840	1,6	✓✓✓
Керакулджа — к. Ахтан	23,5	907	2,6	✓✓✓
Иккербей — к. Учкортон	102,2	2220	4,6	✓✓✓
Айбура — к. Палак	113,0	2260	5,0	✓✓
Холкебакарган — к. Андаркин	51,9	1740	3,0	✓✓✓
Шахмардак — к. Паулан	47,7	1300	3,7	✓✓✓
Арык — к. Юзасай	35,8	4180	0,8	✓✓
Бассейн оз. Иссык-Куль, рек Чу и Талас				
Асан	44,0	2720	1,6	✓✓
Кузуртусу — Чоккуртан	39,4	434	6,7	✓✓
Карабука — Коксай	25,2	797	3,2	✓✓✓
Урмерал — Окабрасово	35,8	1120	3,2	✓✓✓
Талас — с. Гордокло	120,7	9200	1,3	✓✓✓
Котель — лесной Кордон	19,9	256	7,8	✓✓
Шамал — лесной Кордон	31,0	467	6,8	✓✓

Река—створ	Характеристики			
	$R_{г.л.}$ км ²	$R_{басс.}$ км ²	$\frac{S_{г.л.}}{S_{басс.}}$ %	$\frac{I_{г.л.}}{I_{басс.}}$ %
Чу Кечикорго	243,0	5370	4,0	>50
Керендугур — с. Сарыбулак	27,3	1240	2,9	>50
Джуангария Кумбел	30,0	2240	1,3	>50
Чин-Кемик — устье	111,0	1800	5,0	80
Актарик МТС	25,2	595	4,2	90
Тошкар — устье р. Кизил	20,1	295	6,8	60
Кичи-Джиргалан — Кичи-Джарг.	5,8	107	8,0	60
Джиргалан — с. Михайловка	109,7	2090	5,3	50

Примечание. $S_{г.л.}$ — площадь водосбора, $S_{басс.}$ — площадь бассейна до водосборного створа.

абляции на ледниках. Для других створов на реках Средней Азии, которые не вошли в табл. 5.4 и приложение I, оценки вкладов $I_{г.л.}$ и следовательно возможности долгосрочных прогнозов V_M и $V_{M.}$ по формулам (5.19) — (5.20) легко устанавливаются с помощью зависимости $I_{г.л.} = f\left(\frac{S_{г.л.}}{S_{басс.}}\right)$ на рис. 3.2.

Из изложенного и наших расхождений 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 $V_{M.}$ 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 $Z_{мин.}$ при $Z_{мин.} = f(I_0)$.

Результаты построения зависимостей $V_M(q_{x-v})$ 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 (V в млн. т):

$$\bar{V}_M = 95 + 651,7e^{-0,0017q_{x-v}} \quad (5.21)$$

$$\bar{V}_{M.} = 2276,4e^{-0,0029q_{x-v}} \quad (5.22)$$

коэффициенты корреляции которых для линеаризованных перомных 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 прогноза не превысили допустимого предела соответственно в трех и четырех случаях из шести.

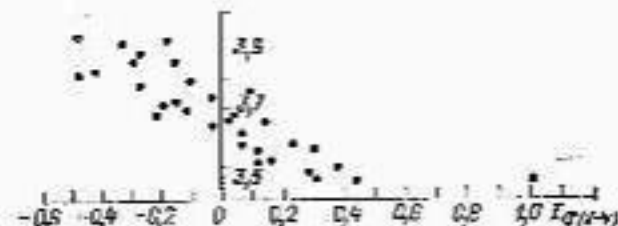
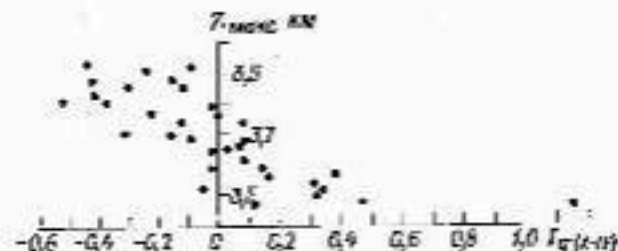


Рис. 5.9. Зависимость максимальной высоты снеговой толщины в ледниках бассейна р. Пскем от сумм осадков I_0 метеостанции Пскем.

$Z_{мин.}$ — сумма осадков при усреднении сумм индексов баланса (I_B).

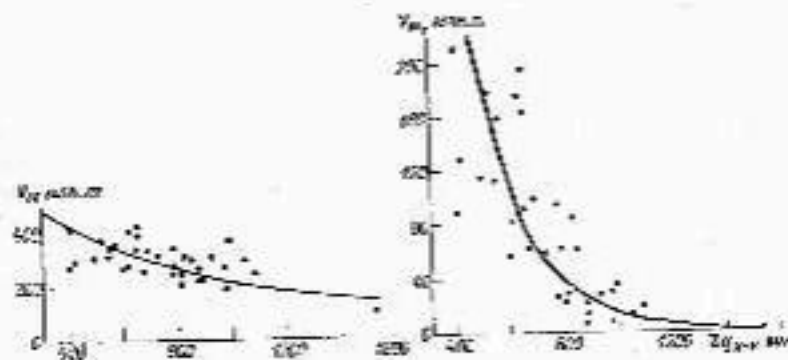


Рис. 5.10. Зависимости объемов V_M и $V_{M.}$ суммарного таяния ледников в бассейне р. Пскем от сумм осадков за октябрь—май за метеостанцией Пскем.

Полученную оправданность прогноза V_M и $V_{M.}$ 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 точность зависимости $Z_{\text{лет}} = f(q_{\Sigma} - v)$ 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_{Σ} по схеме (5.20) в бассейне р. Зеравшан (Магча), где, как следует из рис. 5.11, также существует зависимость $V_{\Sigma}(q_{\Sigma} - v)$. Аналогичный вид этой зависимости

в логарифмическом виде этой зависимости (V_{Σ} в млн. м³):

$$\bar{V}_{\Sigma} = 8705,6e^{-0,004(q_{\Sigma} - v)} \quad (5.23)$$

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].

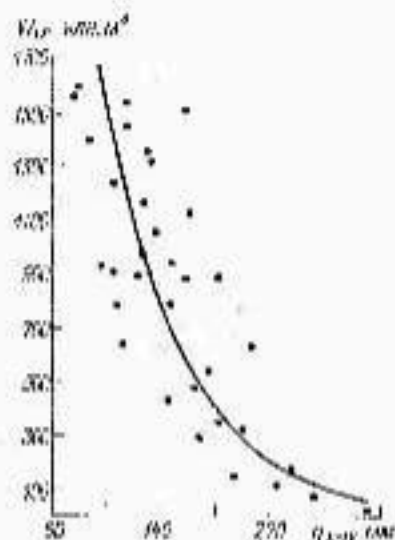


Рис. 5.11 Зависимость между ледниковым стоком в бассейне р. Зеравшан и суммой осадков за октябрь—апрель на метеорологической станции Дюлау ($q_{\Sigma} - v$).

Паряду с однократными формулами (5.19) и (5.20) для прогноза V_{Σ} и $V_{\text{л.}}$ рассмотрим возможности построения уравнений множественной регрессии, в которые, помимо суммы осадков за октябрь—апрель, входят другие предикторы. В качестве примера назовем сумму средних месячных температур воздуха и почвы по столу за период, предшествующий составлению прогноза.

В частности, для Магчанской области в бассейне р. Пскем получено следующее уравнение канонизованной регрессии:

$$n_{V_{\Sigma}} = 0,149n_{\text{III} - v} - 0,842n_{\Sigma} - v - 0,032n_{\Sigma} \quad (5.24)$$

где $n(x)$ — канонизированная нормальная функция распределения соответствующих переменных; $\Sigma_{\text{III} - v}$ — сумма средних месячных температур воздуха за март—май; $\bar{v}$ — средний за май расход р. Пскем в районе гидропоста Карашидугай. Сводный коэффициент корреляции уравнения (5.24) равен 0,825. Проверка уравнения (5.24) на независимом материале дала также же результаты как и в случае расчета V_{Σ} по формуле (5.22).

Регрессионный анализ предикторов для V_{Σ} в бассейне р. Зеравшан, аналогичных тем, которые вошли в уравнение (5.24), был выполнен сначала для части (1943—1964 гг.), а затем по нему искомому ряду V_{Σ} , т. е. за 1943—1977 гг. При использовании короткого ряда данных для прогноза V_{Σ} (в км³) получена однократная формула

$$\bar{V}_{\Sigma} = 1,29 - 0,005q_{\Sigma} - v \quad (5.25)$$

и

$$\bar{V}_{\text{л.}} = 1,15 - 0,004q_{\Sigma} - v \quad (5.26)$$

если параметры эмпирической формулы $V_{\Sigma} = f(q_{\Sigma} - v)$ оценивать на основе всего ряда данных. Как видно, эмпирические коэффициенты в формуле (5.26) изменились незначительно после добавления в выборку V_{Σ} и $q_{\Sigma} - v$ 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 средством прогнозирования является сумма зимне-весенних осадков на соответствующих метеорологических станциях. В остальных случаях долгосрочный прогноз V_{Σ} и $V_{\text{л.}}$ с помощью уравнений

Таблица 5.5

Проверочные прогнозы V_{Σ} (в км³) в бассейне р. Зеравшан по формуле (5.25)

Год	V_{Σ} по данным автора	$\bar{V}_{\Sigma}$ по формуле (5.25)	$\Delta = \bar{V}_{\Sigma} - V_{\Sigma}$
1934	0,907	0,355	0,148
1935	0,103	0,903	0,706
1936	0,237	0,285	0,038
1937	0,896	0,025	-0,371
1938	0,356	0,375	-0,231
1939	0,153	0,660	0,000
1970	0,061	0,135	0,074
1971	0,480	0,443	-0,037
1972	0,239	0,470	0,231
1973	0,591	0,235	-0,229
1974	0,320	0,550	0,230
1975	1,031	0,895	-0,146
1976	0,619	0,855	0,016
1977	0,545	0,370	-0,175

Примечание. Критерием оправданности прогноза является условие превышения Δ величин $0,64\sigma_{V_{\Sigma}}$ и $0,25$ км³. Количество случаев $|\Delta| \leq 0,25$ км³ составляет 86 %.

множественной регрессии невозможен без учета метеословий периода таяния ледников. Эти бассейны перечислены в приложении к работе.

2. Установлено, что подобрать предикторы в уравнении 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

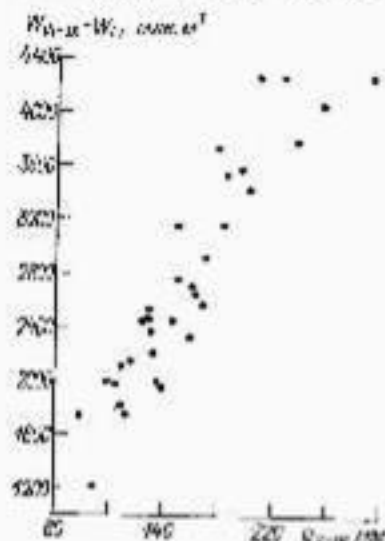


Рис. 5.12. Зависимость между суммой сезонных стоков ($W_{0-10} - W_{10-15}$) в бассейне р. Зеравшан и суммой осадков за октябрь—апрель по метеостанции Дехавуз (q_{10-15}).

$V_{M,1}$ не дают никакого эффекта при предсказании возможного выпадения летнего снега, таяние которого может составлять значительную часть объема $V_{M,1}$.

3. Сравнение зависимости объема ледникового стока от сумм осадков (см. рис. 5.10, 5.11) и связей между стоком вегетационного периода и зимне-весенними осадками для рек снежного питания показывает, что в первом случае эти связи обратные, а во втором — прямые. Из этого следует, что для рек 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 сезонную составляющую стока (W_{0-10}), построить для $V_{M,1}$ и W_{0-10} зависимости от сумм осадков за зимне-весенний период.

Примеры построения двух таких зависимостей для прогноза объема стока за июль—сентябрь в бассейне р. Зеравшан по данным об осадках за октябрь—апрель по метеостанции Дехавуз приведены на рис. 5.11 и 5.12.

4. В ряде бассейнов рек Средней Азии хорошую оправданность прогноза ледникового стока с многолетней заблаговременностью обеспечивают уравнения авторегрессии 1-го и 2-го порядков. Необходимым условием получения таких уравнений является устойчивая циклическая временных рядов $V_{M,1}(T)$. По всей вероятности, в Средней Азии ее же 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 многолетним изменчивость ледникового стока ($C_v > 1,0$) достигает в бассейнах рек Бартанг, Гунт, Шахдаря. Изменчивость объема суммарного таяния ледников всегда меньше, чем для ледникового стока. Выполненные для бассейнов рек Сырдарья и Амударья расчеты C_v ледных осадков, снежного покрова, сумм летних температур воздуха и общей облачности на высотах, близких к границе гляциальной области, показали, что переносчиком достаточной высокой изменчивости W_{0-10} и $V_{M,1}$ является вариация того же порядка сумм летних осадков и водного эквивалента снежного покрова. Заметный вклад в вариацию W_{0-10} и $V_{M,1}$ вносят также летние осадки в условиях поступлений суммарной радиации. Все эти факторы обуславливают 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 возвышенной высоты водосбора ледников. Такой вид функции объясняется стрессовым 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 предсказательности периода таяния льда, средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и отклонение коэффициентов асимметрии и вариаций 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 усредненных интегральных разностных кривых установлены отличия в продолжительности многолетней и многоводной фаз в многолетнем режиме суммарного таяния ледников и ледникового стока на Западном Тянь-Шане и в Заилий-

ском Алату по сравнению с Падиром и Гиссаро-Алаем. Важным для водопользования свойством многолетних выделений ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является односторонность резких пиков на интегральных разностных кривых.

В настоящее время возможности повышения качества долговременных 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 многолетних режимах ледникового стока.

Хотя ледниковое питание реки формируется от таяния многолетнего льда и фирна, сезонные твердые осадки текущего года из ледников оказывают на величину $W_{\text{ли}}$ сильное влияние. Так, при прочих равных условиях обильная зима как 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 зимне-весенней;

— объем ледникового стока, подобно общему стоку в бассейне, является функцией характеристик аккумуляции и абляции;

— характеристики аккумуляции в горных районах являются собой потенциальный предиктор для статистического прогноза $W_{\text{ли}}$ в бассейнах с преобладающим вкладом вклада аккумуляции в описание дисперсии стока за июль-сентябрь.

В принципе неиспользование информации о сезонных осадках для прогноза $Z_{\text{ли}}$ и $W_{\text{ли}}$ возможно по всем бассейнам рек Средней Азии, где осадки не составляют не более 10 % от площади, занимаемой гидрометрическими станциями. Этот вывод является следствием абстрагирования от того, что по мере возрастания относительной площади оседания увеличивается вклад ледникового питания в общий сток и его многолетняя изменчивость все больше зависит от колебаний 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 также всего связано с актив-весенним и зимне-весенним осадком.

В конечном счете повышение качества долговременных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием, где выделены также условие $\delta_{\text{ли}} > \delta_{\text{ли}}$, возможно путем разделения прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока.

6. В бассейнах рек Средней Азии установлено отсутствие зависимости между объемами $V_{\text{ли}}$ и $W_{\text{ли}}$ за любые смежные годы. Выявленная в ряде случаев завышенность повторения через 6 лет знаков положительной и отрицательной корреляции является основой

для прогноза $W_{\text{ли}}$ с шести- и четырехкратной заблаговременностью по уравнениям в степенях 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 сезонных снегонакопления в интервале высот от 2000 до 4000 м. Поэтому в годы с недостатком количества зимне-весенних осадков в условиях жаркой и сухой 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 достаточной влаги.

Потенциальными источниками такой влаги являются ледники, многолетняя снежная и фирновая поля, расположенные на больших высотах. Увеличить интенсивность процесса их естественного таяния 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 усиливается тем, что после искусственного снятия конденсации факта усиления таяния после искусственного снятия отрицательной способности снежной или ледяной поверхности еще недостаточно для неопровержимости решения вопроса о восполнении недостатка воды в засушливые годы. Необходимо точно представить себе эффективность намечаемого мероприятия, его рентабельность, а также возможные последствия усиленной работы многолетних запасов снега и льда в регрессионную фазу развития современного горного оледенения.

Отделенные работы [99, 110, 229] оценили потенциальный допустимый объем таяния ледников при условии проведения искусственного воздействия в пределах некоторого крупного регионального бассейна хотя и учитывают результаты экспериментальных работ по усилению таяния, содержат ряд упрощений и слаби обоснованных положений. Наиболее существенными недостатками являются:

— весьма приблизительное описание процесса таяния и распределения его факторов в течение интервала времени (около 2-2,5 лет), требуется для получения аналогичного результата от воздействия;

— использование в расчетах дополнительного объема таяния ориентировочных или произвольных входных данных о продолжительности и эффективности однократного запыления поверхности ледника;

— отсутствие рекомендаций по оптимизации методики искусственного воздействия в экологическом смысле и в плане минимизации вредных и необратимых последствий для существующих ландшафтов.

Для построения численной модели искусственного воздействия на танки и ее программной реализации на ЭВМ, похоже моделирования процесса танки на ледяных, необходимы решения следующих вопросов:

я) обоснование основных логических методики искусственного воздействия (время, место, оптимальная технология, критерий целесообразности мероприятия);

б) оценка влияния заплаты на физические свойства делян: поверхности света и т.д. и количественная характеристика их изменчивости в пространстве и со временем;

в) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных уровнях задымления поверхности ледяной:

г) учёт влияния латентных состояний на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет для оценки сезонной системной трансформации на единицах при условии записанных их являющихся.

в) реализация принципиально нового требования о ликвидации отрицательных последствий от искусственного воздействия для естественного многолетнего режима экосистем.

Выполненное в работе исследование проблемы усиления водоотдачи ледников Средней Азии вкладывает:

— обобщение результатов соответствующих теоретических и экспериментальных работ.

— изображение принятых в модели условий и аналитических выражений, обеспечивающих расчет эффекта речевого воздействия с учетом перечисленных выше требований.

— анализ результатов отсеченного моделирования искусственного воздействия на танкер ледяного в одном из бассейнов Средней Азии.

1. Проблема искусственного усиления тянущих сил и яды в гор-
лах имеет ярко выраженный прикладной характер, поэтому выбор
иста и времени проведения исследования, очевидно, в существен-
ной мере обусловлен требованиями конкретного потребителя. По-
скольку в условиях Средней Азии наиболее значительными по чис-
ленности и важности в народнохозяйственном отношении являются
потребности в воде сельского хозяйства, промышленности, гидро-
энергетики и населения, возможности осуществления искусствен-
ного выпадения из таящих рассматриваются в работе примене-
тельно к названным потребителям.

Единственными объектами воздействия на течение, представляющими потенциальную практическую значимость, являются торфя-

ледники. В течение зимы маф—октябрь сухарный облом тая-
ние ледников складывается из обрывов таяние зимнего снега, льда
и старого фирна. В общую сухую входит также таяние летнего
снега, по применительно к проблеме искусственного воздействия
снегой снег, выпадающий на значительную поверхность, следует
рассматривать [60, 62, 99, 110, 169, 222, 220] как фактор, влияю-
щий на устранивающий эффект воздействия или значительно снижаю-
щий [12, 260] его.

В настоящее время рынок описательности зашуганной поверхности открытого льда [5, 12, 60, 99, 110, 135, 220, 220.] является общепризнанным вследствие:

— значительной естественной затмшенности и соответствующего низких значений альбедо льда,

— быстрого смятения галей водой частью заплавляющего вещества с поверхности льда и восстановления естественного альбедо льда.

Таким образом, на ледяные детекторы можно приспособить для за-
чернения оставшихся плавающих объектов питания и зимнего снега,
когда он покрывает весь ледник.

По нашему мнению, не следует проводить усиление таяния ледяного покрова 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 протии обычного расхождения многолетних записов фариа — источника существенно ледников — может привести к необратимой деградации окружающей среды. Эта опасность увеличивается потому, что необходимость в усилении тапика ледников возникает в ближайшие годы, когда быстрое таяние в областях питания ледников отрицательный эффект вследствие естественного преобладания абляции над аккумуляцией.

б) модуль стока из области ливневая ливневая существенно меньше (в 2-3 раза) модуль стока из области сброса;

в) доставка и раскладные десятидневные тысячи зачеркнутые
вещества в области питания ледников на высоте более 4100—
5000 м над уровнем моря неглубоко сталкивается со сложными тех-
ническими проблемами, если ориентироваться на приращение, сам-
лестия, для потребует огромного количества вертолетов, пилоти-
руемых: грузоподъемности.

¹Что касается времени проведения искусственного воздействия, то по этому вопросу существует две различные точки зрения:

в) запыление лещинок следует проводить весной и апреле-мае, рассчитывая на сохранение эффекта от воздействия до сентября-октября [4, 3, 60];

б) искусственное воздействие на таяние должно быть приурочено ко времени максимальной потребности в воде, т. е. к июлю-августу [140] или к июлю-августу [12].

В принципе, первый вариант представляется более выгодным, поскольку полностью исключает обеспечение удлинением периода тайма

льда в области абляции, где величина естественного альбеда и коэффициент стока практически равен единице.

Учитывая необходимость получения от искусственного воздействия реальных результатов для крупных потребителей, обладающих требованиями к зачерняющему материалу, помимо наличия его в требуемом количестве, являются: дешевизна, высокая эффективность к устойчивому уменьшению альбеда, отсутствие вредных последствий для природной среды.

Обобщая итоги экспериментов и предварительных расчетов [4, 60, 134, 135, 214, 222, 260], содержащихся в упомянутых выше работах, приходим к выводу, что более всего перспективным требованиям отвечает угольная пыль. В частности, по данным А. А. Крайтера [135], относительная догоспитальная способность угольной пыли равна 0,95, черного 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 песок [214], который, как показали эксперименты [12, 135, 214], наряду с угольной пылью может быть использован в качестве зачерняющего материала.

2. Решенные вопросы о норме зачернения при проведении искусственного воздействия на таяние с одной стороны определяются вполне конкретным суммарным к максимальной эффективности мероприятием, с другой — существуют некоторый разрывный 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/км².

По предварительным расчетам А. С. Щетиловского [229], для усиления таяния ледников в бассейне р. Песком на площади 121 км² в течение июля—августа с учетом потерь при запылении необходимо примерно 118 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. вертолетов-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, самым близким нормам для зачернения снега на леднике (5 и 10 г/м²) приходит Г. А. Авсюк [4, 5]. По результатам экспериментов в фирменной области ледника Медвежьего, к выводам Г. А. Авсюка присоединяется также А. Б. Бажев [12].

Отдельные работы в конце апреля — начале мая на сезонном снеге В. Мехталя, Дж. Меймина и Б. Гудеяла [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 леднике в бассейне р. Алаулыс показали, что нормы зачернения порядка 5–10 г/м² дают прибавку таяния до 20 % и более, если начальное альbedo снега составляет 0,45 и более. В работе [222] содержится также весьма справедливый вывод о большом влиянии естественной запыленности снега на эффективность применяемых норм зачернения.

Соответствующим материалам по внутригодовому ходу альбеда поверхности ледника, содержащиеся в разделе 4.1, показывают, что крайняя этого процесса имеет максимум в июле—августе и возрастает к июню 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 часть 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 благоприятным для мероприятий по искусственному усилению таяния следует считать температуры воздуха, близкие к 0°C;

в) при малых нормах зачернения фактическое усиление таяния в большинстве случаев примерно на 50 % превосходит результат, ожидаемый за счет усредненной альбеда.

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 черенит от лабораторных данных с постоянными параметрами внешних условий (температура, влажность, скорость ветра, относительная влажность воздуха) и общие формулы или зависимости, описывающие эффект воздействия с учетом изменчивости всех метеорологических характеристик. В связи с этим перечисленные здесь выводы Цыкина и численной модели искусственного воздействия на таяние не используются.

Графическое обобщение экспериментальных данных по вопросу об эффективности влияния различных норм запыления на альbedo снега и льда представлено на рис. 6.1, взято из работы автора [110]. Из этого графика следует, что эффективность действия запыления растет настолько медленно, что увеличивается его концентрация на 1 м² поверхности. Так, если принять изменение альбеда при зачернении 10 г/м² за единицу, то увеличение нормы угольной пыли в 10 раз даст прирост ΔA примерно в 3,5–4 раза.

А 30-кратное увеличение концентрации запыления приводит к увеличению ΔA_{Σ} 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 и торфя на площади 24 гектара с самолета Ал-2 сельскохозяйственной авиации пока-

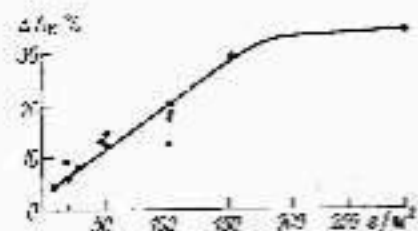


Рис. 6.1. Изменение запыления поверхности ледника (ΔA_{Σ}) в зависимости от нормы запыления (г/м²).

зали [131] следующее: а) средняя концентрация угольной пыли на поверхности снега составила 34,6 г/м², или 69 % от запыляющей нормы 50 г/м²; б) пыль распределялась на склонах весьма равномерно.

Как видно, потеря при разбрасывании достаточно существенна, что вызывает необходимость дополнительного расхода пыли угольной для получения требуемой концентрации на поверхности ледника.

Эксперименты, выполненные многими исследователями [5, 12, 62, 136, 134, 135, 222, 261, 277], показали, что существенное влияние на искусственное усиление таяния оказывает фракционный состав запылятеля. 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 суточный потенциал таяния в течение периода абляции имеет вполне определенные пределы, зависящие от географических координат района исследования. 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 кубокilометров [220], ощутимый эффект от искусственного воздействия на таяние ледников в принципе может быть получен только, если период усиленного таяния составляет не менее 2—3 месяца.

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) технико-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 в 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 недостаточным 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 специалистов по этому вопросу диаметрально противоположны. Так, Г. А. Амосов считает, что «искусственное усиление таяния ледников можно признать эпизодическим — и особенно засушливых годов, без всякого ущерба для нормального естественного хода эволюции современных ледников» [4, с. 88]. Он же полагает, что на отдельных ледниках, учитывая «инерцию» оледенения, «подпруживающее» ледников, возможно в определенных пределах осуществлять систематическое усиление их таяния.

Другие исследователи [110, 140, 229] оценивают возможные последствия усиления таяния более осторожно и менее оптимистично, чем Г. А. Амосов. Предполагается, что «ускоренное против обычного расходование этих запасов может привести к обратным последствиям, когда сезонный сток, лишившись сдерживающего влияния снеговых, станет таять быстрее и дефицит поверхностной воды в июле—августе будет еще больше прежнего» [12, с. 137].

По мнению А. С. Щетинникова [229], искусственное усиление таяния в фирновых областях и маловодный год приведет к потере четырехлетней величины питания, для восстановления которой необходимо получение в течение ближайших четырех лет избыточной нормы, что маловероятно. В конечном счете даже после

однократного усиления таяния ледниками могут незначительно деградировать.

К аналогичному выводу пришел и А. Н. Крепке [140], который обратил также внимание на отрицательные последствия смещения высот границ между зонами в результате замораживания ледников.

В плане минимизации возможных отрицательных последствий усиления таяния ледников в самой общей форме задачи [110, 140]: создание покрова морены на ледниках, увеличение снегозапасов путем регулирования пикового периода снега речными 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 авторами сформулированы следующие основные положения оптимального метода регулирования 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 неперевышение 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 в максимально благоприятных условиях стока.

Есть основания считать, что дополнительное изъятие стока из гляциальной области, не превышающее максимальной амплитуды его естественных колебаний, не должно привести к отрицательным необратимым последствиям и режимам оседания. Этот вывод основан на рассматриваемых в предыдущей главе свойствах авторегулирующих функций процесса $V_{\Sigma}(T)$ и $V_{\Sigma}(T)$, где, в частности, выявлено отсутствие закономерности в чередовании объемов ледникового стока суммарного таяния V_{Σ} и V_{Σ} при шесте времени от 1 до 5 лет. Из этого следует, что в каждый один из других годов, равновероятно стокослия любой амплитуды и знака от среднего.

Многолетняя изменчивость годовых и суммарных средних за 6 лет объемов суммарного таяния V_{Σ} и V_{Σ} в бассейне р. Пскем показаны на рис. 6.2. Как видно, в многолетних 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 малоснежных или с пониженной влажностью, представляется вполне целесообразным путем искусственного воздействия на таяние усилить объем стока с языков ледников от средних и близких к ним значений до максимальных из всех определенных ранее для естественных условий. Можно считать, что в отличие от выдвинутых ранее предложений [4] этот вариант получения дополнительного объема ледникового стока,

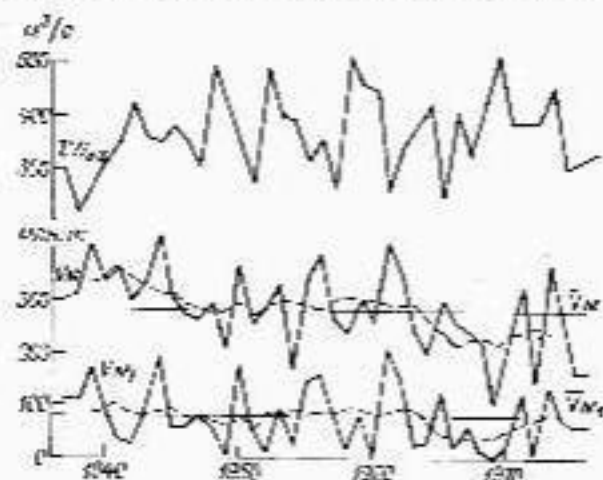


Рис. 6.2. Многолетняя изменчивость стока (ΣV_{Σ} —с) р. Пскем в створе Карынгутсай (сушка средних годовых расходов за V_1 — V_6) и объемов суммарного таяния ледников V_{Σ} и ледникового стока V_{Σ} в этом же бассейне.

Прямой линией показаны данные, полученные по формуле (119).

в котором задано превышение максимальных значений V_{Σ} , при обычных режимах таяния, окажется наиболее безвредным для дальнейшего существования ледников.

В качестве примера искусственности одного-двухразового искусственного увеличения объемов стока с площади языков ледников S_{Σ} показан период 1964—1974 гг., когда в бассейне р. Пскем отмечено 3 малоснежных года, а суммарное таяние на ледниках оказалось ниже средних многолетних значений.

Принципиально реализуемый способом частичного восполнения дефицита стока в годы с пониженной и минимальной влажностью второй половины нестационарного периода является искусственное удлинение продолжительности периода таяния льда на площади S_{Σ} . А это, как показывает сравнение 1947 и 1961 гг. в табл. 6.1, приведет к существенному увеличению ледникового стока.

Ледниковый сток в бассейне р. Писка при различных значениях суммарного таяния

Характеристики годов. по условиям таяния	Объем таяния	Год	$\frac{W}{(V_{11}-V_{12})}$	Характеристики стока, млн. т				$\frac{W_1}{W_0}$	$\frac{W_2}{W_0}$	$\frac{W_3}{W_0}$	$\frac{W_4}{W_0}$	$\frac{W_5}{W_0}$	$\frac{W_6}{W_0}$
				W_1	W_2	W_3	W_4						
Максимальный	V_{M1}	1044	633,7	100,3	235,1	111,3	146,4	30,7	67,0	32,1	54,7	11,0	37,1
	V_{M2}	1051	478,2	210,3	247,3	107,0	150,0	60,1	70,6	29,4	71,3	44,0	51,7
	V_{M3}	1062	451,4	13,3	100,7	40,1	140,8	9,4	71,5	26,3	10,0	1,6	11,4
Средний	V_{M1}	1067	576,5	82,1	149,8	54,8	201,6	40,7	73,8	27,2	35,0	14,2	25,5
	V_{M2}	1060	824,2	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	1,8	0,02	1,8
Минимальный	V_{M1}												0

Примечание. $W_{\text{лет}}$ — суммарный сток реки в зимний период таяния; W_1 — сток от таяния льда в фьрпа; W_2 — сток от таяния снега в фьрпа; W_3 — сток от таяния льда в фьрпа; W_4 — сток от таяния снега в фьрпа; W_5 — сток от таяния льда в фьрпа; W_6 — сток от таяния снега в фьрпа.

Требуемый результат может быть достигнут, если, начиная с апреля, искусственно ускорить таяние зимнего снега на площади S_p путем закрепления поверхности угольной пылью. Эффективность данного метода получения дополнительного объема ледникового стока с площади S_p зависит от объема аквифера 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. Писка, продолжительность этого периода в предельном случае может быть увеличена на 2—2,5 месяца.

После схода зимнего снега дальнейшее ускорение таяния на площади S_p не имеет смысла из-за низкого естественного альбедо льда и быстрого смыывания 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 S_p и беспрепятственного поступления талой воды в русло реки.

Как видно, достоинства этого способа состоит в следующем:

- дожди не затрагиваются области таяния ледников;
- мероприятие проводится на площади с максимально благоприятными условиями стока талой воды;
- временное нанесение на поверхность зимнего снега угольной пыли не дает вторичного эффекта и последствие на следующий год из-за смыывания 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 $Z_{\text{лет}}$ сезонного снега на ледниках близка к средней многолетней высоте границы таяния. Принципиальная возможность прогноза $Z_{\text{лет}}$ с необходимой заблаговременностью рассмотрена в разделе 3.1.

Методика расчетов внутрисезонного (май—октябрь) хода объема таяния зимнего и летнего снега, стартового льда, льда под морской 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 хорошей основой для разработки численной модели искусственного воздействия.

Ориентировочные оценки [5, 12, 99, 222, 220, 229] эффективности искусственного воздействия на таяние в очень приближенный и условный 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 запыливания ледников выполняется по методу, описанному в разделе 3.3, путем определения в координатах x, t слоев выпадения и таяния летнего снега.

Рассмотрим, как отражается нанесение зачерняющих материалов на свойствах делятельной поверхности ледника и на структуре теплового баланса яблони.

Параллельные градиентные измерения на запыленной и контрольной площадках показали [137, 169] заметные отличия между ними в значениях температуры воздуха и влажности водяного пара в приледниковом слое. По данным наблюдений В. А. Меркина на леднике Ортогер (хребет Тертый Алятау) «в слое 0,5–2 м разность температур на зачерненной площадке в среднем была на 0,12°C больше, чем на контрольной. В отдельные сроки эта разность достигала 0,5–0,7°C, и даже 1°C. Наибольшей она была в оттепели и в прояснениях» [169, с. 154].

Аналогичные результаты получили А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] по измерениям на леднике Баркхак (Западный Тянь-Шань).

В работе автора [102] показано, что даже при неизменных градиентах температуры воздуха и влажности 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 шероховатости поверхности ледника и средней высоты микронеровностей после зачернения отмечают все авторы, изучавшие вопрос об успешии таяния.

В работе [102] обращается внимание также на то, что искусственное загрязнение поверхности ледника верооятнее всего вызовет уменьшение эффективного излучения.

К сожалению, современное состояние изученности всех других, кроме альбедо, измерений теплового баланса яблони после загрязнения тая недостаточно для того, чтобы получить необходимые зависимости в формулы, которые следовало бы включить в численную модель искусственного воздействия на таяние ледников.

Как следует из выражения (2.97), дополнительное поглощение коротковолновой радиации (ΔB_n) зависит от напряжения суммарной солнечной радиации (Q_s) и от того, насколько удается повысить естественную отражательную способность поверхности ледника

$$\Delta B_n = Q_s (A_n - A_{\text{из}}) \quad (6.1)$$

где $A_{\text{из}}$ — альбедо зачерненной поверхности. Фактически величина ΔB_n целиком зависит от разности $A_n - A_{\text{из}}$, которую будем далее считать характеристикой эффективности искусственного воздействия на таяние, т. е.

$$\frac{M_2}{M} = f(\Delta A_n) \quad (6.2)$$

где M_2 — 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 таяние принято, что искусственное по-

мещение интенсивности таяния зависит только от измерения альбедо. Тогда, по аналогии с (2.98)

$$\frac{M_2}{M} = \frac{1 - A_{\text{из}}}{1 - A_n} \quad (6.3)$$

откуда

$$M_2 = M \frac{1 - A_{\text{из}}}{1 - A_n} \quad (6.4)$$

Исследования показали [137, 277], что необходимые для численной моделирования значения ΔA_n или $A_{\text{из}}$ могут быть определены аналитически. В частности, рассмотрим поверхность запыленного снега как слой мутной среды. А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] для расчета $A_{\text{из}}$ снега получили такую формулу:

$$A_{\text{из}}(n) = \frac{A_n(\infty) [A_n(\infty) A_n(0) - 1] + [A_n(\infty) - A_n(0)] e^{-\frac{\alpha E n}{\alpha E n}}}{A_n(\infty) A_n(0) + 1 + A_n(\infty) [A_n(\infty) - A_n(0)] e^{-\frac{\alpha E n}{\alpha E n}}} \quad (6.5)$$

где

$$E = \frac{1 - [A_n(\infty)]^2}{A_n(\infty)} \quad (6.6)$$

n — норма зачернения (г/м^2); $A_n(0)$ — альбедо незапыленного снега; $A_n(\infty)$ — 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 $A_{\text{из}}(n)$ достаточно для определения эффективности зачернения.

Расчет $A_{\text{из}}$ может быть выполнен также по уравнению

$$A_{\text{из}} = A_n - (A_n - A_{\text{из}}) \left[1 - \left(1 - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \frac{1}{n} \right)^n \right], \quad (6.7)$$

$$n = 6GF / \pi d^2 \gamma_m, \quad (6.8)$$

или

$$A_{\text{из}} = A_n - (A_n - A_{\text{из}}) \left(1 - \exp - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \right), \quad (6.9)$$

которые были получены И. А. Зотиковым и Г. П. Москвитой [277]. Здесь A_n — альбедо естественной поверхности; $A_{\text{из}}$ — альбедо запыленного материала; d — диаметр частиц загрязнителя, G — норма загрязнения; Γ — загрязненная площадь; γ_m — плотность загрязняющего материала. Выполненные для сравнения вычисления $A_{\text{из}}$ 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 засыпленного средней толщиной λ_m :

$$E_2 = \frac{Q}{\rho},$$

где G — норма запыления; ρ — плотность угля или другого материала. Тогда расчет M_0 может быть выполнен по формуле (2.104), так как запыляющее вещество и морена как факторы таяния действуют только параметрами.

Более обоснованная по сравнению с (6.4) оценка M_0 по формулам, предложенным И. А. Зотиковым и Г. П. Монссеной [277]

$$M_0 = M \frac{1 - A_{\text{из}} - U}{1 - A_{\text{из}} - U} \quad (6.10)$$

$$U = (Q_a + Q_c + Q_d)/Q_d \quad (6.11)$$

не может быть использована в нашей модели искусственного воздействия на таяние ввиду недостатка соответствующих данных для расчета Q_a , Q_c и Q_d (Q_d — поток тепла, расходуемый на нагревание глубинных слоев снега и льда) в масштабе речного бассейна и неопределенности сведений об изменении потоков Q_a , Q_c и Q_d после запыления ледника.

Метод расчета потока тепла, поступающего на поверхность раздела морены (слой запыления) — поверхность ледника, был разработан Ю. М. Денисовым [54]. При этом была для морены рассматривалась как многофазная и многокомпонентная среда. В результате было описано поведение функции $M_0 = f(h_c)$ при различных фракционных составе угольной пыли и относительной покрытости поверхности ледника. Метод Денисова также не используется в нашей модели по тем же причинам, что и предыдущий.

Формулы (6.3) — (6.6) ил. (6.9) позволяют определить в модели искусственного воздействия на таяние альбедо запыленной поверхности ледника $A_{\text{из}}$ только в день проведения воздействия. С течением времени эффект воздействия ef при норме « n » г/м² на альбедо естественной поверхности ледника $A_{\text{н}}$ ослабевает вследствие того, что в формуле для эффекта воздействия

$$ef(n, z, t) = A_{\text{н}}(z, t) - A_{\text{из}}(z, t) \quad (6.12)$$

при отсутствии летних снегопадов $A_{\text{н}}$ является убывающей, а $A_{\text{из}}$ — возрастающей функцией времени t . Вид эмпирических функций $ef(n, t)$, полученных по наблюдениям А. А. Крейтнера [135] на леднике Имат, представлен на рис. 6.3.

Обработка данных А. А. Крейтнера [135] по изменчивости $ef(n)$ во времени показала, что функция $ef(n, t)$ хорошо аппроксимируется экспонентой

$$ef(n, t) = R_n e^{-K_n (n) t}, \quad (6.13)$$

где $R_n = A_{\text{н}} - A_{\text{из}}$ в день запыления, а зависимость коэффициента K_n от нормы запыления n имеет следующий вид:

$$K_n(n) = \frac{1}{9,39 + 0,15n} \quad (6.14)$$

при условии, что размер фракций угольной пыли равен примерно 0,25 мм. Значения $A_{\text{н}}$ и $A_{\text{из}}$, необходимые для определения R_n при $t=0$, т. е. на дату запыления, получаем по формулам (6.5) или (6.9) и схем (4.36).

С целью выяснения вида зависимостей $ef(n, t)$ для размера фракций угольной пыли 0,5—1,0 мм в марте—апреле 1980 г. в бассейне р. Дунайт были выполнены необходимые измерения альбедо естественной и запыленной поверхностей снега. Экспериментальные

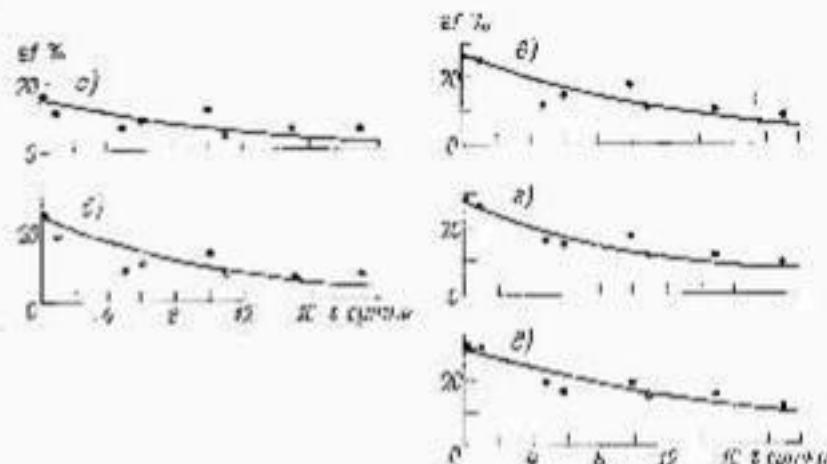


Рис. 6.3. Изменение во времени эффекта запыления (%) при различных нормах угольной пыли (n г/м²): а — 10, б — 20, в — 40, 0 — 50). По наблюдениям А. А. Крейтнера на леднике Имат.

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. Временной ход эффекта воздействия представлен на рис. 6.4.

Как видно, и для другого размера фракций угольной пыли зависимости $ef(n, t)$ имеют экспоненциальный характер, и связь коэффициента $K_n(n)$ с нормой запыления выражается формулой, аналогичной (6.14), но уже с иными параметрами

$$K_n(n) = \frac{1}{7,11 + 0,25n} \quad (6.15)$$

В модели искусственного усиления таяния ледников зависимость (6.13) использовалась также для определения даты повторного запыления снежного покрова в интервале высот от нижнего конца ледника до средней многолетней высоты фирменной границы.

Критерием в данном случае является время t в течение расчетного периода, когда выполнялось условие

$$ef(Z_n, t) < \lim ef, \quad (6.16)$$

где $\lim_{t \rightarrow \infty} \varepsilon_f$ — заданное предельное значение эффекта; $Z_{\text{г}}$ — нижняя отметка интервала высот на леднике, где приводится запыление снега. Общее количество повторной запыления в модели — не более трех. Если эффект, достигнутый после запыления некоторой вершины, оказался меньше заданного предела, запыление повторяется увеличившим количеством угольной пыли. Увеличение равно начальному значению нормы.

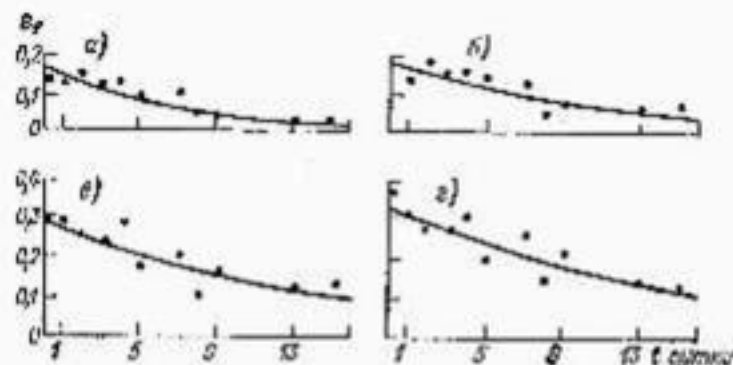


Рис. 6.1. Изменение во времени эффекта запыления поверхности снега повторной угольной пылью (n т/м²: а — 0, б — 10, в — 20, г — 40).

По заданным параметрам ε_f и $\varepsilon_{\text{г}}$ вычислен состав угольной пыли $\rho_{\text{г}} = 1,1$ кг.

В модели предусмотрено также, что последнее запыление должно быть не позже чем за 15 дней до даты начала таяния льда на высоте $Z_{\text{г}}$ в естественных условиях.

При повторном зачёрнении поверхности снега на ледниках расчет $A_{\text{г}}(n)$ по-прежнему выполняется по формуле (6.5). Однако вместо $A_{\text{г}}(0)$ в этом случае берется альbedo ранее запыленного снега с учетом изменчивости $\varepsilon_f(n, t)$. Иначе говоря, для повторного запыления

$$A_{\text{г}}(0) = A_{\text{г}}(z, t) - \varepsilon_f(n, z, t). \quad (6.17)$$

В модели задано, что повторное воздействие на таяние снега производится на той же площади, как и первоначальное, даже если часть площади льда ледника покрыта выпавшим за день до воздействия или вставшим летним снегом.

Для оценки последствий выпадения осенне-летних снегопадов на эффект искусственного воздействия принята следующая схема:

а) в течение всего времени застояния свежевыпавшего снега на леднике эффект запыления $\varepsilon_f(n, z, t)$ равен нулю;

б) сразу после схождения свежевыпавшего снега $\varepsilon_f(n, z, t)$ равен тому значению, которое было рассчитано по формуле (6.13) за день до снегопада;

в) альbedo свежевыпавшего снега $A_{\text{г}}(z, t)$ после окончания снегопада равно 80 %, далее изменение $A_{\text{г}}(z, t)$ определяется по методу Е. Б. Трофимовой (2002);

г) для определения продолжительности задержания свежего снега на леднике рассчитывается баланс накопления и таяния твердых атмосферных осадков, при этом распределение подтопки свежевыпавшего снега в зависимости от высоты местности вычисляется по формуле (4.43).

Расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{\text{гс}}(t)$ на леднике в течение периода таяния льда при отсутствии летних снегопадов выполняется по формуле

$$Z_{\text{гс}}(t) = Z_{\text{гс}}(t-1) + \Delta z(t) \rho_{\text{г}}, \quad (6.18)$$

где

$$\rho_{\text{г}} = \frac{M_{\text{г}}}{M} = \frac{1 - A_{\text{г}}}{1 - A_{\text{с}}}, \quad (6.19)$$

а $\Delta z(t)$ характеризует величину шага снеговой границы за сутки.

Коэффициент $\rho_{\text{г}}$ введен в формулу (6.18) для того, чтобы учесть ускоренное и сравнимое с естественным таяние запыленного атмосферного снега ρ , 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 ледниках ледника были проведены за многолетний период (1937—1976 гг.) для исследования бассейна р. Пскем. Общая площадь области абляции на ледниках и этом бассейне составляет 60,5 км².

Начальным этапом моделирования искусственного воздействия на таяние является определение дат обнажения кончиков ледников $d_{\text{лв}}$ и таяния льда после схода запыленного зимнего снега. Результаты расчета $d_{\text{лв}}$ в бассейне р. Пскем после зачёрнения зимнего снега на ледниках различными нормами угольной пыли и годн с небольшим количеством летне-осенних осадков (1938, 1950 гг.), экстраполированные (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 и отнесены по теме IV.29.03 главы НИИ и ОК ГИДРОМЕТА. (№ гр 78040026, Ташкент, 1980. Гидрометцентр УзССР).

На анализ изменения сроков начала таяния льда, полученных путем моделирования запыления, можно сделать следующие выводы.

1. Даты схода зимнего снега на ледниках становятся более ранними по мере возрастания норм запыления. Эта зависимость, как показано на рис. 6.5, является нелинейной. Основным

Таблица 6.2

Наименование дат начала таяния льда после записывания значения снега на водных
ледяниках и бассейне р. Пежем (дождь и снег)

Год; материал—сумма осадков, мм	Всего, мм/кг по различиям	Фракция песка, мм	Плотность осадков, г/м²						
			6	10	20	30	40	50	75
1938	1.06	0,25	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	2.08		13	14	20	21	21	22	22
VI—0,0	14.06		13	18	21	23	24	25	25
VII—11,2	29.08		13	19	24	25	25	26	27
1938	1.06	0,5—1,0	12/3	13/3	17/2	19/2	20/1	20/1	20/1
	1.06		12	13	17	19	20	20	20
	2.08		12	12	14	18	20	20	20
	14.06		13	13	18	19	19	21	23
	29.03		10	13	19	22	23	24	25
1940	7.08	0,25	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	8.03		7	8	8	14	14	18	22
VI—30,9	17.03		9	11	12	14	14	15	15
VII—10,0	29.08		6	11	15	16	17	21	21
1952	11.07	0,25	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—135,2	12.07		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	15	15	17	22
1951	30.05	0,25	10/3	11/2	12/1	13/1	14/1	14/1	14/1
IV—106,2	30.05		10	11	12	13	14	14	14
V—35,8	30.05		7	10	11	12	13	13	13
VI—31,0	4.03		5	5	7	9	10	10	11
VII—12,5	21.06		16	18	19	20	21	21	21
1959	12.08	0,25	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		4	8	23	25	25	26	27
VI—45,6	20.08		4	7	14	19	21	21	22
VII—143,5	—		—	—	57	66	64	65	75

Примечания: 1. Результаты, приведенные в таблице, получены при $\text{Nin} \eta = 0,20$; 2. Расчеты для пачки телят льда $d_{\text{тл}}$ и их изменений после воздействия приведены для каждого года по пяти районам гонимой области в бассейне р. Писем; 3. Знак «+» во второй колонке означает отсутствие таяния льда в 4-м и 5-м районах гонимой области. Изменения $d_{\text{тл}}$ для этого случая определены относительно конца расчетного периода — 31 октября; 4. Число шестидробной черты в колонках норм затопления означает количество повторной обработки; 5. Месячные суммы осадков для IV—VII месяцев равны 2,5 мм.

Телефон 15-1

Получены начальные и повторные значения при модифицированном способе заливки на тальне-лимонной и бариевые

Этапы строительства	1962 г.			1963 г.			1964 г.			1965 г.			1966 г.			1967 г.			Всего выполнено работ для строительства в СССР при помощи советского правительства в млн. руб., т.е. т
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	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	0,31	0,01	
10	1,04	3,05	0,45	1,04	8,05	—	1,04	3,06	16,06	1,04	9,05	—	2,04	13,06	24,06	0,61	1,21	1,52	
15	1,04	7,05	—	1,04	16,05	—	1,04	15,05	22,06	1,04	—	—	2,04	17,06	28,06	0,91	1,92	2,72	
20	1,04	9,06	—	1,04	—	—	1,04	16,06	24,06	1,04	—	—	2,04	24,06	2,37	1,21	2,42	3,03	
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	19,07	2,42	4,34	7,26	
50	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	25,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	10,07	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	

премечен. Трещины отсутствуют в затопленных участках, т. е. $\varepsilon(\beta_{\text{кр}}) > 0.25$.

изменения дат $d_{\text{ли}}$ наблюдаются до нормы загрязнения в 40–50 г/м². Далее, вплоть до 100 г/м², прирост $\Delta d_{\text{ли}}$ в большинстве случаев не превышает одного дня. Таким образом, учитывая безрезультатность применения норм загрязнения 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 загрязнения зимнего снега на ускорение

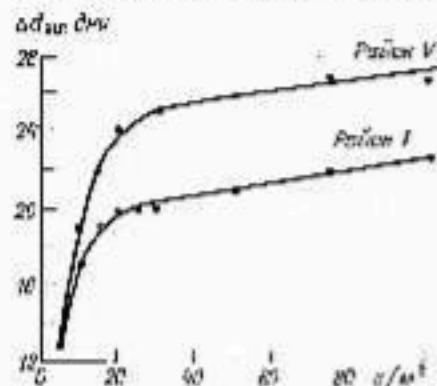


Рис. 6.5. Разница между датами начала таяния льда: периода таяния льда ($\Delta d_{\text{ли}}$) до и после загрязнения, летний и осенний р. Песем различным количеством углеродной пыли.

снего таяния. 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 норм загрязнения разница в датах для фракций 0,25 и 0,5–1,0 мкм 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 загрязнения приведены для вышерассмотренных по высоте ледников «средних ледников» в районах гляциальной области бассейна р. Песем, эффект воздействия усиливается с увеличением высоты. Причиной этого является обстоятельство, что на больших высотах велико естественное альбедо и, следовательно, эффект загрязнения более значителен.

$$\alpha f(n, z, t) - A_n(z, t) - A_{\text{ли}}(z, t).$$

Отмеченная закономерность в изменении дат $d_{\text{ли}}$ нарушается во время выпадения весенне-летнего снега и его последующего таяния, когда $\alpha f(n, z, t)$ становится равным нулю. Влияние летних снегопадов на $\alpha f(z, t)$ при повторном загрязнении иллюстрирует рис. 6.6, где показаны распределения по высоте естественного альбедо

снега $A_n(z, t_0)$ и эффекта $\alpha f(z, t_0)$ за день до повторения осадков, альбедо загрязненной поверхности $A_{\text{ли}}(z, t_0)$ и эффекта $\alpha f(z, t_1)$ после повторного воздействия 3 июня 1970 г.

Значения $\alpha f(z, t_0)$ были равны нулю в интервале 3,6–3,8 км, потому что на этих высотах еще не стал 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 загрязнение во всем интервале 3,3–3,9 км привело к тому, что несмотря на небольшой прирост αf за время $t_1 - t_0$ на высотах 3,6–3,9 км в целом распределение $\alpha f(z, t_1)$ характеризуется увеличением эффекта воздействия на этих высотах.

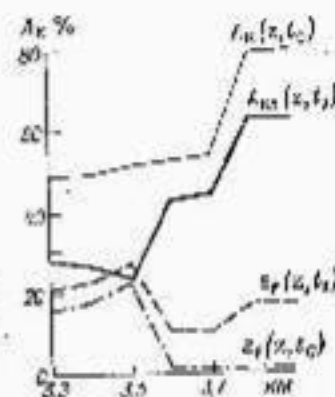


Рис. 6.6. Распределение по высоте альбедо естественное (A_n) с загрязненной поверхностью ($A_{\text{ли}}$) и эффекта воздействия (αf) перед (t_0) и после (t_1) повторного воздействия. Бассейн р. Песем, 3 июня 1970 г.

Несомненное повторение описанного явления приводит к отчетливым выпяткам изгибам и изломам $\Delta d_{\text{ли}}$ в зависимости от высоты.

Отклонения от закономерности изменения $\Delta d_{\text{ли}}$ с высотой связаны также с разновременностью дат начала таяния льда в районах гляциальной области при отсутствии загрязнения. Как видно из табл. 6.2, разница во времени между датами $d_{\text{ли}}$ для 1-го и 5-го районов в бассейне р. Песем составляет от 1–2 недель до месяца. Следовательно, таяние загрязненного снега на вышерассмотренных ледниках идет в иных метеорологических условиях (осадки, температура воздуха, солнечная радиация) по сравнению с вышерассмотренными и это, несомненно, влияет на изменение $\Delta d_{\text{ли}}$ с высотой.

5. С формальной точки зрения наибольшее изменение $d_{\text{ли}}$ в бассейне р. Песем было получено в 1954 и 1959 гг. Несмотря на это, нецелесообразность искусственного воздействия на таяние ледников имело в эти годы очевидная по следующим соображениям: во-первых, оба года относятся к многоводным, особенно 1959 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 обшая его

длина. Так, в 1938 г. после моделирования заполнения нормой 50 г/м² она стала равной в 5-м районе 120 днам, а в 1954 г. — 62 днам, т. е. самой величине $\Delta d_{\text{н.г.}}$.

6. В табл. 6.2 и 6.3 прослеживается четкая связь количестве повторений заполнения и продолжительности эффекта однократного воздействия на уровень не ниже 0,20 с нормой заполнения 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 производства нужд эффект воздействия обеспечивает однократное заполнение при норме 30 г/м². С учетом потери утолщенной льда при таянии окончательное значение нормы — 50 г/м². В этом случае расход утолщенной льда на все ледники бассейна р. Писка составит округленно 3 тыс. т, что в 35 раз меньше для искусственного воздействия на течение ледников в том же бассейне по проекту А. С. Шетилишвили [229].

Основным итогом выполненного моделирования искусственного воздействия на течение ледников являются оценки потенциального дополнительного объема ледникового стока в годы различные по водности к метеорологическим условиям периода абляции.

Сводные результаты за 1937—1976 гг. выполненного моделирования искусственного воздействия при норме утолщенной льда 30 г/м² на течение ледников в бассейне р. Писка и оценки дополнительных объемов ледникового стока относительно объемов $V_{\text{л}}$ суммарного таяния и $V_{\text{с}}$ стока р. Писка (г/л Карангитугай) за июль—сентябрь показаны на рис. 6.7. В табл. 6.4 приведены абсолютные и относительные оценки составляющих дополнительного объема ледникового стока в годы различные по водности из генеральной области. На основе этих материалов сделаны следующие выводы.

1. Одностороннее искусственное усиление таяния зимнего снега на площади языков ледников в бассейне р. Писка в годы, когда объемы таяния льда под мореной, отарытого льда и старого фирна $V_{\text{л}}$ — близки к средним многолетним, позволяет увеличить объемом таяния $V_{\text{л}}$ на 80—130 %; при этом объем стока р. Писка (г/л Карангитугай) возрастает на 7—23 %.

2. В маловодные годы объем стока с зашляемой площади языков ледников в бассейне р. Писка может быть увеличен на 30—60 %; при этом общий сток р. Писка за июль—сентябрь возрастает на 7—17 %.

3. Весьма интересны результаты искусственного воздействия на течение в многоводные, обильные осадками годы. Уменьшение объема таяния $V_{\text{л}}$ в бассейне р. Писка 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 $V_{\text{л}}$, малыми являются абсолютные значения объемов $V_{\text{л}}$, и в их роль в суммарном стоке реки в многоводные годы.

Таблица 6.4

Результаты чистого моделирования искусственного воздействия на течение ледников в бассейне р. Писка в годы, когда сток с площади языков ледников близок к средним многолетним (1937, 1938, 1966, 1971, 1974 гг.) и экстремально (1939, 1944, 1950, 1961 гг.) значениям

Год	Класс водности, г/м²	Суммарный сток из бассейна, г/л			Относительные оценки дополнительного стока, %					
		абсолютный $V_{\text{с}}$	относительный $\frac{V_{\text{л}}}{V_{\text{с}}}$	$V_{\text{л}} = V_{\text{с}} + \frac{V_{\text{с}}}{V_{\text{л}}}$	$\Delta V_{\text{л}}$	$\frac{\Delta V_{\text{л}}}{\Delta V_{\text{с}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{л}}}{V_{\text{с}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{л}}}{V_{\text{с}} - V_{\text{л}}}$		
1937	0	14,77	71,33	86,10	70,44	34,3	85,3	10,7		
	50	33,38	127,80	161,18	82,39	17,8	97,5	6,8		
1950	0	12,10	68,86	80,96	66,06	3,0	77,1	9,3		
	50	26,96	104,27	131,23	160,61	17,7	117,6	22,6		
1965	0	15,72	95,41	111,13	66,42	22,4	126,3	19,1		
	50	42,35	202,86	245,21	102,43	11,8	38,1	14,21		
1971	0	14,75	98,18	112,93	98,42	10,0	33,0	7,21		
	50	17,16	185,91	203,07	58,42	30,8	32,8	6,6		
1974	0	10,28	61,05	71,33	102,43	5,8	65,6	17,1		
	50	71,89	132,26	204,15	117,11	5,8	65,6	17,1		
1976	0	18,59	132,58	151,17	58,42	5,8	65,6	17,1		
	50	30,71	207,28	238,00	58,42	5,8	65,6	17,1		
1944	0	21,68	143,41	165,09	58,42	5,8	65,6	17,1		
	50	34,03	185,8	219,83	58,42	5,8	65,6	17,1		
1960	0	21,70	158,97	180,67	58,42	5,8	65,6	17,1		
	50	39,77	251,92	291,69	58,42	5,8	65,6	17,1		
1961	0	22,54	155,80	178,34	58,42	5,8	65,6	17,1		
	50	29,20	251,92	281,12	58,42	5,8	65,6	17,1		

Примечание. $\Delta V_{\text{л}}$, $\Delta V_{\text{с}}$ — разности между установленным объемом дополнительного ледникового стока для заданных искусственного заполнения ледников и фактического; $V_{\text{л}}$ (г/л) и $V_{\text{с}}$ — соответствующий объем суммарного таяния и стока в соответствующих условиях.

4. Изменение дел пачала таяния льда на 10—20 дней в сторону более ранних оказалось достаточным для получения вполне удовлетворительных результатов прироста ледяного стока в годы, когда объемы $V_{\text{д}}$

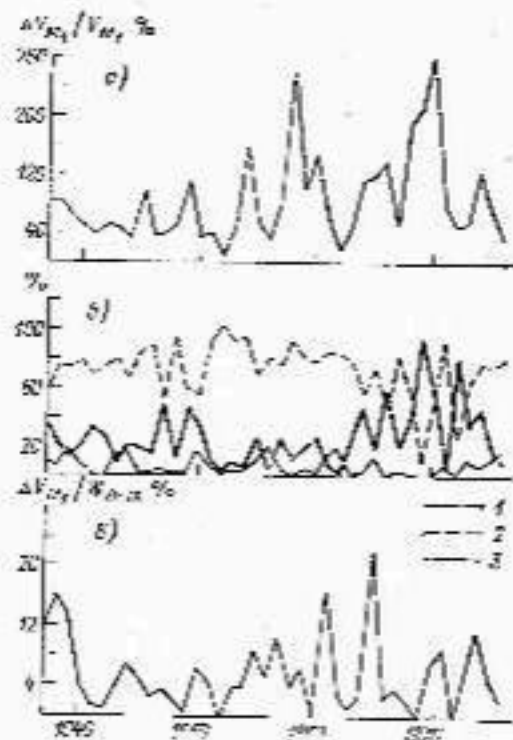


Рис. 6.7. Относительные характеристики до-
полнительного объема ледяного стола и его
составляющих, получаемые по результатам
моделирования сущности воздействия на
зачисне ледяного в бассейне в Пскове.

М — СЫНОВИИ И ДОУЩЕРИИ СЕВЕРНОГО ПОСЛАВЛЯ
ПОСЛАВЛЯЮЩИЕ РЕКАМИ; В ПЕЧАЛИ СЫНОВИИ И ДОУЩЕРИИ
ПОСЛАВЛЯЮЩИЕ РЕКАМИ ПОСЛАВЛЯЮЩИЕ РЕКАМИ
ДРУГИИ СЫНОВИИ СЕВЕРНОГО ПОСЛАВЛЯ В ОБЩЕЙ
ОБЩЕЙ РЕКАМИ. РЕКАМИ СЕВЕРНОГО ПОСЛАВЛЯ
1 — ДРУ. ПОД РЕКАМИ 2 — ДРУ. 3 — ДРУ.

близки к средним многолетним значениям; при этом суммарный гект с языков ледников и естественных условий вместе с дополнительными после искусственного воздействия на в одних случаях не превысил максимального значения $V_{\text{ж}}$ за 1937—1976 гг. Таким образом, следует считать доказанной возможность получения значимого в производственном масштабе результате от искусственного воздействия на талые ледники при условии минимума вредных последствий для их естественного режима.

5. Подвзвужающая часть ледознмительного объема ледяного стока образуется за счет увеличения периода таяния льда под мшерой и штарытого льда. Прирост объема таяния старопи фирна, как видно га рис. 6,7, весьма невелик или равен нулю. Эта особенность метода и членений 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 тайния ледником и бассейне р. Пскем в группах лет, когда объемы V_m при отсутствии воздействия были близки к средним многолетним или экстремальным значениям, наводлись доверием измечившим (см. табл. 6.4).

Для выяснения причин этих различий рассмотрим представленные в табл. 6.5 некоторые показатели метеорологических условий периода тайни; и другие сведения в характерные по значениям $V_{ж}$ годы.

Как видно из табл. 6.5, при отсутствии воздействия различия между группами лес по объемам ледникового стока, как правило, обусловлены географическими показателями и историческими условиями. Так, в годы, когда в долине и целом для бассейна р. Пскем (1949, 1952, 1958, 1960, 1969), средняя за июнь—сентябрь температура воздуха ($\bar{t}_{\text{вн-гк}}$), сумма за июль—сентябрь баллов общей облачности ($\Sigma C_{\text{об-гк}}$), дефицит по относительной ($\Sigma \Delta_{\text{от-гк}}$) и абсолютной влажности воздуха ($\Sigma \Delta_{\text{аб-гк}}$), суммарному за октябрь—июнь накоплению осадков ($\Sigma q_{\text{х-гк}}$) в большинстве случаев ниже нормы, в малоснежные годы (1939, 1944, 1950, 1961) выше нормы, а в средние по значениям $V_{\text{л}}$ годы - близки к норме.

Если же проанализировать изменчивость $\Sigma_{\text{сеп-окт}}$, $\Sigma_{\text{сеп-ноя}}$, $\Sigma_{\text{сеп-дек}}$, $\Sigma_{\text{окт-ноя}}$ и $\Sigma_{\text{окт-дек}}$ внутри каждой группы, то оказывается, что заместее всего колеблются суммы баллов общей облачности за июль—сентябрь и значения осадков за сентябрь—ноябрь.

Последнее обстоятельство наиболее существенно, так как позволяет предполагать наличие зависимости между возможным относительным приростом стока в бассейне за счет искусственного воздействия на теплые ледники с суммарным осадком за октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июнь. Естественно, в других бассейнах период суммирования осадков может быть иной.

Эта практическая важная зависимость дефицитательно имеет место и, как показано на рис. 6.8, темпота ее вполне достаточно, чтобы уже в начале мая, располагая данными об осадках на метеостанции Подем, предсказать возможный дополнительный прирост снега ΔS в бассейне после заполнения весной при Горме 50 км² зимнего снега на склонах джонков ледников.

Topic 65

Topic 65

Topic 65

Topic 65

Topic 65

Topic 65



Topic 65

Topic 65

Topic 65

Topic 65

В качестве примера предварительного расчета экономической эффективности искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пекан использованы данные для 1957, 1963 и 1974 гг. По условиям водопобеспеченности за июнь—сентябрь 1965 г. является экстремально маловодных (объем стока за июль—сентябрь на г/п Карангувай составил 647,6 млн. м³). Достаточно близко к стоку 1965 г. объемы стока за июль—сентябрь 1957 и 1974 гг. (соответственно 712,4 и 795,0 млн. м³).

Суммарные объемы ледникового стока $V_{\text{лн}}$ и естественных условиях, включающие объемы таяния льда из мореной, отарного 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. Пекан составляет 60,5 км². При норме 50 г/м² расход угольной пыли на однократное запыление составляет 3020 т.

При удалении базового аэродрома от района работ на расстояние около 100 км для доставки этого количества пыли на поверхность ледников требуется 336 вертолето-дней по 7 ч каждый, и всего 2350 ч. Таким образом, необходимо не менее 34 вертолетов и течьшие 10 дней работы. Количество вертолетов можно сократить, если увеличить допустимую санитарную норму полета часов.

Общая стоимость авиаработ на вертолетах Ми-8 при загрузке 1,5 т на 1-часовой полет по маршруту г. Чирвал—бассейн р. Пекан составит 1,090 млн. руб.

Стоимость угольной пыли, включая расходы на уголь, перевозку, погрузку, транспортировку, тару равна 0,110 млн. руб. За счет непредвиденных расходов округлим сумму затрат до 1,5 млн. руб. Вероятно, эта сумма является близкой пределом возможных затрат, если учесть отсутствие техники и опыта проведения запыления ледников в производственном масштабе.

Численное моделирование искусственного воздействия при норме 50 г/м² на таяние ледников в 1957, 1964, 1974 гг. показало, что возможный дополнительный объем ледникового стока в эти годы составил бы соответственно 76,44; 151,63 и 96,42 млн. м³.

При условии использования всей дополнительной воды для выращивания хлопчатника, орошаемой нормой 10 000 м³/га за вегетационный период, средней урожайности хлопка 30 ц/га на площадях 7640, 15060 и 9640 га, орошаемых за счет искусственного воздействия, в 1957, 1965, 1974 гг. мог быть получен урожай 22 700, 43 600 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 коэффициенты экономической эффективности в 1957, 1965 и 1974 гг. оказались бы равными 6,1; 12 и 7,7 млн. руб. а общие суммы доходов соответствовали 7,63; 16,5 и 10,05 млн. руб.

Выполненные здесь предварительные расчеты на примере бассейна р. Пекан 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 подтопдача ледников обеспечивается путем зачистки в апреле—мае зимнего снега на языках ледников и ускорение его схода, удлинения периода таяния льда, имеющего низкое естественное альбедо в результате этого увеличения объема $W_{\text{ст}}$. 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 подтопдачи ледников включает решение следующих вопросов:

а) определение оптимальной технологии воздействия (места и время, нормы угольной пыли, критерий допустимости и целесообразности мероприятия);

б) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

в) расчет изменения по 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 обследования в бассейне р. Пекан за 1937—1970 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/м²;

по мере увеличения нормы запыления становится все менее заметной разница в датах начала периода таяния льда ($\Delta d_{\text{ст}}$) при использовании угольной пыли с диаметром частиц 0,25 и 0,5—1,0 мкм;

— закономерности изменения $\Delta d_{\text{ст}}$ с высотой нарушаются из-за различий в интенсивности выпадения и стаивания летнего снега;

и тогда, 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 ледника в бассейне р. Пекон при условии минимума вредных последствий позволяет увеличить объем ледникового стока на 80—130 %. При этом суммарный сток р. Пекон (г/и Карангпутай) возрастает на 7—23 %. Подавляющая часть дополнительного объема $W_{\text{ст}}$ образуется за счет увеличения продолжительности периода таяния льда под морепой 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 расхода.

4. Неомыслимое прикладное значение имеет разработанная автором методика прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока, образующегося от искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. Предупреждение в данном случае, как и для прогноза $W_{\text{ст}}$ в естественных условиях может быть только сумма зимне-весенних осадков. Следовательно, для получения соответствующих расчетных формул необходимо, чтобы ведущая роль в описании многолетней изменчивости $W_{\text{ст}}$ $Z_{\text{зим}}$, $I_{\text{в}}$ и конкретном бассейне принадлежала индексу аккумуляции. Кроме того, с помощью численной модели искусственного воздействия в этом же бассейне следует рассчитать многолетний ряд дополнительных объемов $W_{\text{ст}}$, 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 внутрисезонном, внутригодовом, многолетних 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 наиболее обоснованно включают также бассейн ледника [10, 106, 184].

По достаточно очевидным причинам основная масса непосредственных гляциогидрометеорологических измерений описывает внутрисезонный ход элементов режима в отдельных пунктах на ледниках и значительно меньшая ее часть характеризует многолетний режим ледников в целом и ледниковых бассейнов.

Как правило, измерения значения элементов режима оледенения получены на весьма ограниченном количестве отдельных ледников и нередко несопоставимы по времени и по составу показателей. Все это весьма усложняет использование результатов измерений для оценок режима оледенения в целом для хребтов или речных

бассейнов. Попытки захвата 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 оценки водных ресурсов в бассейнах с ледниково-снежным питанием рек необходимо учитывать суммарное таяние снега и льда в гляциальных областях. Приведем некоторые примеры.

Анализ многолетнего ряда стока р. Роны за десятилетний период, выполненный П. Кассероном [247], показал, что сокращение относительной площади оледенения в этом бассейне за 92 года с 17,9 до 13,6 % привело к значительному ухудшению качества расчетов стока за атриль-сентябрь.

Большое прикладное значение расчетов и прогнозов режима таяния ледников нашло показание У. Тентборном [196] при анализе экономической эффективности использования в бассейне р. Колумбия (США), где оледенение составляет всего 0,4 % общей площади. Несмотря на малое относительное значение $S_{\text{ол}}$ гравитационный приток 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 находится ледник, 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. Эстрехом [275] для бассейна ледника Ингардсбрек ($S_{\text{ол}}=64 \text{ км}^2$, $S_{\text{ст}}=47 \text{ км}^2$). Здесь при положительном годовом балансе оледенения фактически ледниковый сток оказался на 20 % меньше, а в год с отрицательным балансом на 30 % больше, чем сток, рассчитанный в предположении стационарности режима ледников.

Таким образом, необходимым и достаточным условием для получения ежегодных оценок $W_{\text{ст}}$ и данных о возможном изменении доли ледникового питания рек является систематический расчет и прогнозирование 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 рек. Определения внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей, естественно, должны учитывать все основные особенности и закономерности процесса 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 в ледниковом стоке, разработанная автором для расчета внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии, включает следующие основные положения:

- статистическую модель гляциальной области;
- способы расчета гляциальности таяния снега, открытого льда и льда под мореной;
- модель движения сезонной снеговой границы по леднику, отражающую внутригодовой режим аккумуляции абляции и гляциальных областей;
- определение продуктивности периода таяния льда и формирования стока на ледниках;
- методы описания и расчета пространственно-временной изменчивости метеорологических характеристик (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, осадки), определяющих гляциальность 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 реализации 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 характеристик 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 предопределяет 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 гляциологии, имеющей ряд существенных отличий от аналогичных задач для оледененных частей бассейнов. В качестве примера назовем дискретность оледенения, значительную вариацию по высоте изыма и флуктуирующих областей, асинхронность гидрологического режима ледников, различные обратные связи между оле-

денем и окружающей средой, специфику процессов аккумуляции и таяния на ледниках.

4. На основе анализа и обобщения результатов расчета внутригодового хода и многолетнего режима сбалансированных V_{Σ} и W_{Σ} 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 определены значимость индексов аккумуляции и абляции для описания многолетних изменений $Z_{\text{накл}}$ 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 определены доля ледникового питания, построены карты распределения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек.

в. Определены статистические параметры (среднее, коэффициент вариации, отношение C_v/C_m), авто- и автокорреляционные функции многолетних рядов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлено, что пространственная изменчивость коэффициентов вариаций W_{Σ} и U_{Σ} хорошо описывается возрастающими экспоненциальными функциями средней возвышающей высоты долов ледников. Построена карта распределения коэффициентов вариации ледникового стока в бассейнах рек Памиро-Азия.

Результаты, представленные в ш. б и в, позволяют в любом подбассейне упрощенным методом восстановить кривые распределения объема ледникового стока и его вклада в питание реки.

г. Получено общее решение задачи о долгосрочном прогнозе видоизменения вегетационного периода на реках со снегом-ледниковым и ледниково-снежным питанием. Получены зависимости и формулы для раздельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока в бассейне.

д. На основе ретроспективной физико-статистической модели суммарного таяния ледников и ледникового стока разработана численная модель оптимизации искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. В модели искусственного воздействия этиминационаты возможные отрицательные последствия для гидрологического режима оледенения и затраты на увеличение водоотдачи ледников. Разработан также метод прогноза дополнительного объема ледникового стока искусственного при воздействии на таяние ледников.

е. Исследования возможностей применения метода расчета суммарного таяния по всей территории оледенения Средней Азии показали применимость его для суровых условий режима в большинстве гляциальных областей.

Недостатки метода и нестрогость расчета связаны в основном с ограниченностью знаний и информации о гидрометеорологических процессах в высокогорных зонах и на ледниках. Здесь следует

назвать: ограниченность размерности (высоты, времени) 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 таиния 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

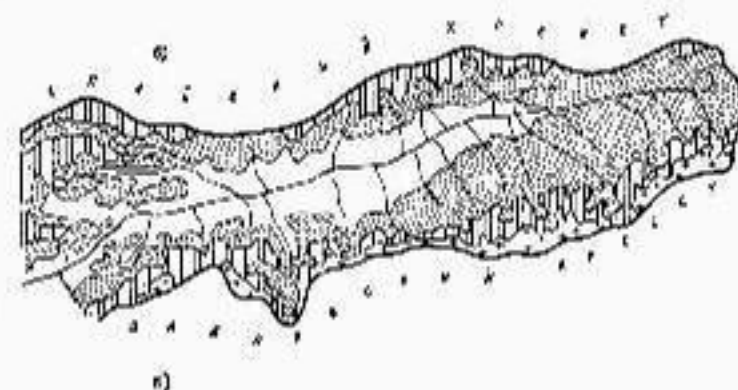
Морфометрические характеристики водосбора, площадь $F_{\text{дв}}$ и доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

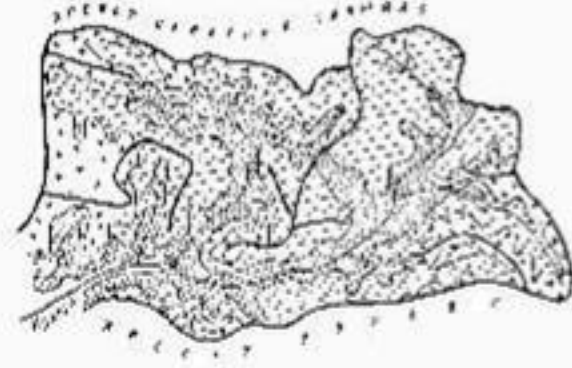
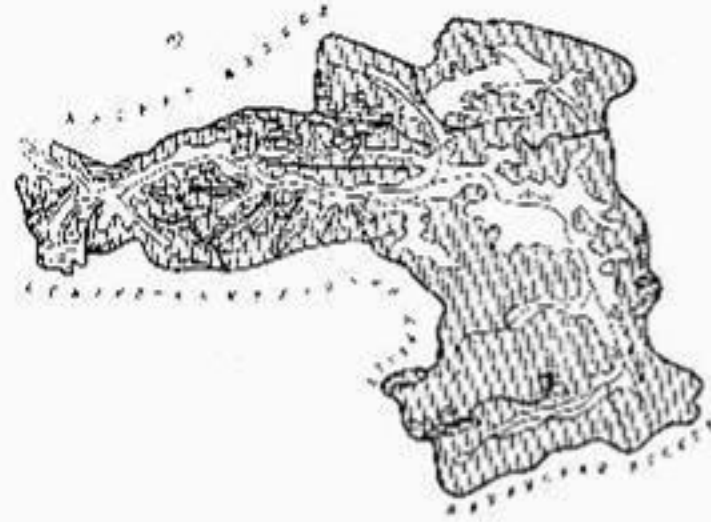
Речной водосток	$S_{\text{дв}}$ км ²	$S_{\text{лп}}$ км ²	$Z_{\text{ср. лп}}$ км	$\frac{S_{\text{лп}}}{S_{\text{дв}}}$ %	$\frac{W_{\text{лп}}}{W_{\text{дв}}}$ %	$\frac{W_{\text{лп}}}{W_{\text{дв}}}$ %
Бассейны рек Талас, Чу, Сарыдаг и оз. Носик-Куль						
Акта	2720	44,0	2,410	1,6	<10	13
Кур-Курт — с. Чоккурман	451	30,4	2,870	8,7	44	27
Карабура — уст. Коксай	797	25,2	2,570	3,2	<10	13
Урмайрал — с. Сатмбергенов	1120	35,8	2,670	3,2	<10	13
Талас — с. Карсак	2450	70,0	2,680	1,9	<10	13
Улак — с. Грозное	9200	120,7	2,200	1,3	<10	13
Чокмалык — Чокмалык	107	16,7	3,040	10,0	52	30
Карабелти — с. Сосновка	577	20,0	2,910	3,6	<10	13
Аксу — с. Чоккурман	426	35,3	3,060	8,3	42	25
Сукмат — с. Белаяр	351	57,6	3,110	16,3	72	41
Джамалык — с. Чоккурман	138	12,1	2,660	7,9	40	25
Алакекит — устье р. Чоккурман	317	74,2	3,250	23,4	82	50
Носик — с. Курман	546	71,8	3,130	13,2	65	36
Кербит — лесной водосток	256	19,9	2,930	7,8	36	24
Палас — лесной водосток	407	31,0	2,940	6,8	20	18
Чу — Коксай	5370	213,0	2,840	4,0	<10	13
Каракум — с. Сарыбулак	1240	27,3	3,100	2,2	<10	13
Джунгарск — Кукбел	2280	30,0	3,100	1,3	<10	13
Чокмалык — устье	1890	111,6	3,010	5,9	15	16
Чу — Бурулсай — мост	215	132,3	2,680	70,8	98	75
Актарек — МТС	9370	948,1	2,890	10,1	52	30
Актарек — с. Коксай	396	25,9	2,610	4,2	<10	13
Ток — с. Турсу	247	46,1	3,170	13,3	65	36
Ток — с. Турсу	244	34,9	3,350	14,3	68	38
Ток — устье р. Коксай	296	20,1	3,200	6,8	20	18
Берекит — устье р. Саяк	346	35,1	3,430	10,4	55	32
Чокмалык — лесной водосток	128	13,1	3,620	10,2	63	31
Кочмалык — К. Джамалык	107	8,6	3,190	8,0	40	25
Актарек — с. Актарек	41	6,7	3,650	15,6	71	40
Джунгарск — устье р. Джунгарск	516	49,2	3,290	9,5	50	29
Чокмалык — лесной водосток	302	43,3	3,220	14,7	62	38
Джамалык — лесной водосток	330	34,5	3,130	10,4	55	32
Каракул — устье р. Коксай	326	39,5	3,620	18,3	73	43
Аксу — устье	210	70,3	3,470	22,5	89	50
Турсу — лесной водосток	330	34,4	3,410	10,4	55	32
Джунгарск — с. Малый Саяк	2060	100,7	2,840	5,3	10	15
Чокмалык — с. Грозное	203	63,6	3,410	21,2	79	47
Чокмалык — с. Чокмалык	111	10,3	3,300	9,3	49	29
Чокмалык — с. Курман	77	6,1	3,470	7,0	40	25
Актарек — с. Актарек	2250	406,6	3,600	17,8	75	43
Кубас — устье	817	216,6	3,650	26,3	85	51
Сарыдаг — южнее устья р. Коксай	2800	564,8	3,040	20,9	79	47
Ильмен — устье	1750	945,1	4,380	54,1	90	70
Бассейн р. Сарыдаг						
Голем — устье	2830	127,8	2,690	4,5	<10	13
Чокмалык — устье р. Терс	4240	49,1	2,780	1,1	<10	13
Чокмалык — с. Чокмалык	7110	51,2	2,610	0,7	<10	13
Каракул — устье	1180	60,7	3,170	5,1	10	15

Река — широты	$S_{\text{вод}}$ км ²	$S_{\text{гл}}$ км ²	$L_{\text{ср}} \cdot 100$ км	$\frac{S_{\text{гл}}}{S_{\text{вод}}}$	Высота в м	$\frac{H}{L}$ см
Кокмерсе — выше устья р. Карашат	2 410	30,2	2,930	1,3	<10	<13
Кокмерсе — к. Арят	5 290	94,0	2,920	1,8	<10	<13
Чилиан — 5,3 км выше устья р. Б. Чилиан	908	10,7	2,630	1,2	<10	<13
Узункент — устье р. Устасай	1 790	15,3	2,360	0,9	<10	<13
Оларча — выше устья р. Оттуз	817	10,6	3,230	1,3	<10	<13
М. Нарин — устье	3 870	344,7	3,530	8,0	45	27
Алабуга — к. Кошкети	3 710	119,3	3,710	3,2	<10	<13
Нарин — к. Нарин	10 502	1243,9	3,570	11,9	61	34
Куршаб — с. Гумля	2 010	16,8	3,010	0,8	<10	<13
Тар — к. Чалва	3 540	69,0	2,810	1,6	<10	<13
Каракульджа — к. Анташ	407	23,6	3,230	2,6	<10	<13
Исфайран — с. Ушарсан	2 220	102,2	3,220	4,6	<10	<13
Киргизата — к. Киргизата	298	31,4	3,240	10,5	55	32
Амбур — к. Палам	2 250	113,9	3,130	5,0	10	15
Аксу — уст. Далан	712	23,3	2,500	3,3	<10	<13
Ходжабашир — к. Аксаржин	1 740	51,9	2,300	3,0	<10	<13
Исфайран — Ташиктарух	1 860	129,7	3,170	8,3	40	25
Сох — к. Сарканджа	2 490	253,4	3,480	10,2	82	30
Шинкертан — к. Таулиган	1 310	47,7	2,620	3,7	<10	<13
Арыс — к. Исфайран	4 080	35,8	1,050	0,9	<10	<13

Таскент р. Амудары

Муку — Далекар	6 880	2120,0	4,540	31,5	88	58
Обиханар — Сангир	1 030	171,5	3,910	16,6	73	42
Обиханар — Сангир	1 680	433,4	3,980	22,6	82	50
Обиханар — Тавалыдари	3 390	712,0	3,590	13,2	65	36
Ясудек — Митран	1 540	361,9	3,920	15,6	73	43
Ван — Пале	1 420	352,0	3,780	16,3	76	44
Кулра — устье	4 500	622,0	4,480	13,8	66	37
Портан — к. Токтаган	3 030	73,9	4,490	2,4	<10	<13
Вешат — к. Парканд	100	15,5	4,400	13,5	70	30
Лавгар — устье	335	52,8	4,670	15,7	71	40
Шахдари — Хабост	4 180	171,1	4,160	4,1	<10	<13
Гунт — Амудар	2 800	27,3	4,410	6,0	<10	<13
Обиханар — устье	705	12,3	3,260	1,7	<10	<13
Гунт — с. Херм	13 702	634,2	4,170	4,6	<10	<13
Сардабленга — к. Рамит	1 100	32,4	2,890	2,7	<10	<13
Пароб — Гушары	710	36,1	3,050	5,0	16	18
Эндан — Эндан	181	10,7	3,130	5,4	11	16
Снака — Снака	170	12,3	3,303	7,0	23	10
Сорве — Рамит	1 260	30,9	2,820	2,5	<10	<13
Кафранган — Синар	3 040	61,4	2,640	2,1	<10	<13
Сарбег — Сангир	1 760	103,0	3,140	6,0	11	16
Питакун — к. Яркилар	534	61,8	3,310	11,0	59	33
Кавалар — Дембел	8 370	649,0	3,540	7,7	34	23
Кышкы — с. Дарвазхурган	5 630	629,6	4,500	9,2	52	30
Асгандар — выше устья р. Тур	350	50,5	4,170	16,1	71	40
Зеравшан — к. Дехан	780	228,6	3,820	23,0	87	56
Зеравшан — устье р. Фалдарын	4 650	479,2	3,330	10,3	56	32
Зеравшан — Душан	10 210	655,7	3,160	0,4	20	18
Фалдарын — устье	3 230	123,6	3,270	3,8	<10	<13
Ягисб — к. Танфон	1 490	33,7	3,350	2,3	<10	<13
Хазыржа — с. Лехтан	170	26,1	3,660	15,3	70	39
Сарытаг — устье	537	43,6	3,480	8,1	43	26
Малган — к. Суджик	1 100	10,3	2,660	0,9	<10	<13





Распределение по количеству точек среднего многолетнего осадочного баланса в годовом стоке рек Мухом (а), Кизилсу (б), Бартаг (в), Кузара (г) и Мургаб (д).

Подсказки !!!

Телничинский сток в бассейнах рек Малая Амлитунга, Алаверча, Псхем, Исфаха при различных уровнях сукмарного таллин

Виды работ	Дата начала	Среднее значение в сутки	Год	Удельные расходы топлива, кг/ч					$\frac{W_{\text{ф}}}{W_{\text{н}}} \cdot 100$	$\frac{W_{\text{л}}}{W_{\text{н}}} \cdot 100$	$\frac{W_{\text{л}}}{W_{\text{ф}}} \cdot 100$
				$W_{\text{н}}$	$W_{\text{л}}$	$W_{\text{ф}}$	$W_{\text{с}}$	$W_{\text{д}}$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
р. Амур	Максимальная	$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1944	6,0	9,0	8,3	17,3	30,0	52,0	48,0	
	Средняя	$V_{\text{с}}; V_{\text{с}}$	1971	3,4	9,7	4,4	14,1	24,1	63,8	31,2	
		$V_{\text{с}}; V_{\text{с}}$	1965	2,8	4,4	5,0	9,4	29,8	46,8	53,2	
	Максимальная	$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1972	1,1	2,9	3,0	5,9	18,6	49,2	59,8	
р. Амур	Максимальная	$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1958	0,4	1,9	4,1	6,0	6,7	31,7	58,1	
	Максимальная	$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1970	4,6	67,6	21,8	92,4	48,3	73,2	30,5	
	Средняя	$V_{\text{с}}; V_{\text{с}}$	1970	17,8	45,6	27,4	72,9	24,4	62,4	37,5	
		$V_{\text{с}}; V_{\text{с}}$	1971	20,3	47,1	26,4	73,5	27,6	64,1	35,9	
	Максимальная	$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1972	20,1	48,0	21,3	64,3	31,0	66,9	33,1	
		$V_{\text{м}}; V_{\text{м}}$	1968	6,1	49,9	35,8	84,8	7,2	67,8	42,2	

Категория	Векторы	Отток тающих стоков	Годы	Увеличение ледникового стока, млн. т					$\frac{W_{\text{лс}}}{W_0} \%$	$\frac{W_2}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{лс}}}{W_0} \%$
				$W_{\text{лс}}$	$W_{\text{л}}$	$W_{\text{н}}$	$W_{\text{с}}$	$W_{\text{д}}$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
р. Пскем	Максимальные	$V_{\text{лс}}$	1944	195,3	235,1	111,3	346,4	50,7	67,9	32,1	
		$V_{\text{лс}}$	1951	210,5	247,3	107,0	350,3	60,1	70,5	29,4	
	Средняя	$V_{\text{лс}}$	1952	95,4	100,7	49,1	140,8	18,8	21,5	28,5	
		$V_{\text{лс}}$	1947	82,1	145,8	54,8	201,6	40,7	72,8	27,2	
	Минимальные	$V_{\text{лс}}, V_{\text{лс}}$	1959	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	
р. Ифори	Максимальные	$V_{\text{лс}}$	1951	154,3	213,1	99,0	412,1	37,4	70,0	24,0	
		$V_{\text{лс}}$	1957	189,3	372,4	95,4	368,8	45,9	73,9	26,1	
	Средняя	$V_{\text{лс}}$	1958	92,6	302,9	58,6	260,6	35,5	77,6	22,5	
		$V_{\text{лс}}$	1955	66,7	317,6	57,6	275,2	24,2	70,1	20,9	
	Минимальные	$V_{\text{лс}}$	1959	3,1	123,6	32,4	153,9	2,0	70,2	20,8	
		$V_{\text{лс}}$	1970	2,3	135,3	49,1	184,4	1,2	73,4	26,6	

Примечание. $W_{\text{лс}}$ — сток от таяния льда и снега, $W_{\text{л}}$ — сток от таяния снега и льда из зимних месяцев, $W_{\text{н}}$ — сток от таяния на площади S_0 области питания, $W_{\text{с}}$ — суммарный сток от таяния в ледниковой области.



Коэффициенты питания ледникового стока в бассейнах рек Памира-Алай.

Список литературы

1. Абальев Т. С. Некоторые вопросы расчета гидрографии горной реки. — Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 56—58.
2. Абальев Т. С. Ледниковая составляющая стока р. Вахг. — Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 223, с. 3—17.
3. Абальев Т. С., Калачев А. В., Канункин В. Г. О расчете талого стока горной реки с использованием коэффициента стагнации (по данным наблюдений и расчетов таловых стоков бассейна р. Вахг). — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 138, с. 68—73.
4. Авсюх Г. А. Искусственное увеличение талого стока в верховьях горных рек. — Труды ИГиЛ СССР, 1963, вып. 56, с. 5—43.
5. Аликс Т. А. Искусственное увеличение талого стока в верховьях горных рек. — Труды ИГиЛ СССР, 1962, вып. 56, с. 83—88.
6. Ахмедов Н. Н., Абрамзон Н. М., Колосов В. Т. Анализ пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов стока рек Средней Азии в экстремально высокие и низкие годы. — Труды САННИИ, 1973, вып. 3(54), с. 51—92.
7. Алексеев Г. А. Обобщенный метод экстраполяции и интерполяции гидрологических данных. — Л.: Гидрометиздат, 1971, — 163 с.
8. Алексеев Г. А. Методы оценки суточных колебаний гидрологической информации. — Л.: Гидрометиздат, 1973, — 56 с.
9. Арханов П. П. Таловый баланс: закономерности талого стока Средней Азии (ледники Ферганы, Зеравшанский, Парнас). — Труды Гидрометцентра СССР, 1964, № 13, с. 120—126.
10. Арханов П. П., Дроздов О. А. О влиянии талого стока на сток с бассейнов горных рек в верховьях рек Средней Азии (на примере Ферганы, Зеравшанский, Парнас). — В кн.: Ученые труды Гидрометцентра СССР, 1969, с. 99—104.
11. Арханов П. П., Геткер М. И. Расчет и распределение дождя, образующегося в результате талого стока в верховьях рек Средней Азии. — Труды САННИИ, 1962, вып. 95(176).
12. Бажов А. Б. Закономерности талого стока в верховьях рек Средней Азии. — Труды Гидрометцентра СССР, 1973, № 21, с. 124—136.
13. Вейдт Д., Пирсон А. Измерение и анализ сточных вод. — М.: Мир, 1974, — 463 с.
14. Богданов Л. Ф., Геткер М. И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчете стока в Тянь-Шане. — Труды САННИИ, 1975, вып. 25(106), с. 116—143.
15. Бокс Д., Джекинс Г. Анализ временных рядов, прогнозы и управление. — М.: Мир, 1974, вып. 1, 2, — 403 с., — 194 с.
16. Борсеева И. И. О ледниковых закономерностях стока в верховьях рек Средней Азии. — Труды ГИД, 1965, вып. 179, с. 186—198.
17. Борсеева И. И. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступивших в него из атмосферы горных бассейнов. — Труды САННИИ, 1968, вып. 39(54), с. 37—43.
18. Борсеева И. И., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Тянь-Шаня. — Труды САННИИ, 1970, вып. 52(67), с. 3—20.

19. Вайсман А. Н. К расчету стока снежного покрова на горном водосборе. — Метеорология и гидрология, 1964, № 4, с. 46—49.
20. Вайсман А. Н. Точность определения стока в горном бассейне. — Труды ГИД, 1966, вып. 148, с. 143—149.
21. Вейсман А. Н. С. Таловый сток. — М.: Наука, 1964, — 578 с.
22. Виноградский Ю. С. Таловый сток. — М.: Наука, 1977, — 154 с.
23. Владимирова Л. А., Джанашидзе А. И., Зикара-швили Н. П. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа и Атласа снежно-ледяных ресурсов моря. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1981, № 40, с. 116—127.
24. Владимирова Л. А., Джанашидзе А. И., Зикара-швили Н. П. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа и Атласа снежно-ледяных ресурсов моря. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1982, № 20, с. 108—115.
25. Владимирова Л. А., Крейтер А. А., Тихоновская А. А. Опыт расчета стока талого снега с поверхности ледника. — Труды САННИИ, 1975, вып. 27(108), с. 54—61.
26. Владимирова Л. А., Тихоновская А. А. Таловый сток в верховьях горных рек. — М.: Наука, 1966, — 145 с.
27. Владимирова Л. А., Тихоновская А. А. Таловый сток в верховьях горных рек. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 66—67.
28. Владимирова Л. А., Тихоновская А. А. Таловый сток в верховьях горных рек. — Материалы гляциологических исследований, 1984, № 13, с. 97—100.
29. Геткер М. И. О статистической структуре талого стока в Средней Азии. — Труды САННИИ, 1973, вып. 3(54), с. 100—107.
30. Геткер М. И. Сток в верховьях рек Тянь-Шаня. — Труды САННИИ, 1963, вып. 105(160).
31. Геткер М. И., Глазьев Г. Е., Емельянов Ю. П. Влияние ледников на стока в верховьях рек Тянь-Шаня. — Труды САННИИ, 1972, вып. 62(77), с. 30—38.
32. Глазьев Г. Е. Агломерация снежных вод в верховьях рек Тянь-Шаня. — Метеорология и гидрология, 1969, № 2, с. 71—77.
33. Глазьев Г. Е. Факторы стока в верховьях рек Тянь-Шаня. — Метеорология и гидрология, 1970, № 1, с. 35—39.
34. Глазьев Г. Е., Анохина Н. В. Влияние талого стока на стока в верховьях рек Тянь-Шаня. — Труды САННИИ, 1972, вып. 69(100), с. 43—50.
35. Глазьев Г. Е., Геткер М. И. Ошибка при расчете снежного стока в верховьях рек Тянь-Шаня. — Труды ГИД, 1972, вып. 167, с. 50—63.
36. Глазьев Г. Е. О таловом стоке в верховьях рек Тянь-Шаня. — Труды САННИИ, 1977, вып. 45(126), с. 37—41.
37. Головкин Р. Г., Давыдов К. Ш., Герасимов П. Д. Основные факторы формирования снежного покрова в верховьях рек Тянь-Шаня. — Гидрологические исследования в верховьях рек Тянь-Шаня и Кавказский Ала-Тай. Вып. 4, 1964, с. 103—110.
38. Головкин Р. Г., Рахматуллин Г. А. К вопросу о таловом стоке в верховьях рек Тянь-Шаня. — Гидрологические исследования в Казахстане. — Вып. 5, 1965, с. 55—62.
39. Головкин Р. Г., Рахматуллин Г. А. Гидрологические исследования в верховьях рек Тянь-Шаня. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1966, № 14, с. 276—287.
40. Голубев Г. Н. Гидрологические исследования. — Л.: Гидрометиздат, 1978, — 247 с.
41. Голубев Г. Н. Ледники и талый сток. — Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 78—82.

42. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Вязкие массы ледника Джанкут в 1967—1971 гг. и методы его измерения в растопе. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 60—68.
43. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Щербинин А. Я. Опыт исследования водоемо-режима снежного покрова на языке ледника Джанкут с помощью спонтовой пилорады. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 159—165.
44. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Исследования ошибок определения абляции льда и талого. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 104—111.
45. Гордон А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на разном уровне тирования и наклонные поверхности для широты 42°. — В кн.: Материалы по агролимнотическому районированию субтропиков СССР. Л.: М., 1968. Вып. 3, с. 27—44.
46. Давидович Н. В. О периферических предметах температуры воздуха в микроклимате Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 19, с. 56—61.
47. Денисов Ю. М. Снегизмие. — Сб. работ аспирантов. Отдел земл. и геол.-хим. наук. 1958, вып. 1, с. 38—55. (Ташкент: Изд-во АН УзССР).
48. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографов стока горных рек. — Л. Гидрометеонал, 1966, — 103 г.
49. Денисов Ю. М. Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах. — Материалы гляциологии, 1967, № 5, с. 75—81.
50. Денисов Ю. М. Математическое моделирование арктического стока горных рек. — Труды САННГМИ, 1968, вып. 39(54), с. 30—36.
51. Денисов Ю. М. Методы определения оптимальных значений параметров модели трансформации. — Труды САННГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 26—32.
52. Денисов Ю. М. Средние квадратические отклонения выборочного среднего и метода оптимальных разностей при анализе наблюдений. — Труды САННГМИ, 1972, вып. 54(69), с. 114—117.
53. Денисов Ю. М., Вороникова Л. П., Носовичев Э. К., Кононов В. Г. К вопросу определения выборок среднего, дисперсии. — Труды САННГМИ, 1975, вып. 61(144), с. 31—42.
54. Денисов Ю. М. Метод расчета влияния изменений температуры на течение ледников. — Труды САННГМИ, 1960, вып. 71(152), с. 57—60.
55. Денисов Ю. М., Вороникова Л. П., Джурин А. А., Вилькова И. И. Расчет таяния снега и льда. — Труды САННГМИ, 1962, вып. 94(170), с. 20—36.
56. Джанкут Г., Ватте Л. Центральная азия и ее климат. Вып. 1. — М.: Мир, 1971—316 с.
57. Дикх А. Н., Бланко-Бранко В. А. Вопросы искусственного ускорения таяния ледника на Тянь-Шане. — В кн.: Работы Тянь-Шанской экспедиции, 1965, вып. 11, с. 14—26.
58. Дикх А. Н. Водный режим ледников северного склона хребта Терский Азия (на примере ледника Карабаш). — В кн.: Некоторые особенности гидрологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 16—29.
59. Дикх А. Н., Михайлова Б. П. Режим ледника с полной балкой северного склона хребта Терский Азия. — М.: Наука, 1976, — 131 с.
60. Долгушин Л. Д., Кеммерих Л. О., Крекх А. Н. и др. Полевые исследования по теме «Разработка научных основ искусственного ускорения таяния ледников Средней Азии». — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1965, № 11, с. 5—10.
61. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Ретовская О. В. Морфометрическая характеристика снежного покрова на Тянь-Шане. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 169—184.
62. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Ретовская О. В. Опыт по искусственному ускорению таяния снега и льда на Тянь-Шане. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 187—195.

63. Дроздов О. А. Температурный баланс ледников Средней Азии. Физический. Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1964, № 10, с. 237—245.
64. Дроздов О. А., Кароль В. П., Мосолова Г. И. Особенности метеорологического режима горных ледников Средней Азии в летний период (район Тянь-Шаня). — В кн.: Ученые советский гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 160—167.
65. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Влияние температуры и солнечной радиации на таяние ледников в зависимости от метеорологических условий. — Гидрометеорологический журнал, 1973, № 24, с. 133—139.
66. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Корреляция в прострэнстве, во времени и в годовом ходе, зависимости от температуры и влажности и гляциологических. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 91—95.
67. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Исследования факторов влияния ледника в различные времена года. — Вестник ЦИУ, 1977, № 16, с. 115—121.
68. Душкин М. А. Формирование снежного покрова на южном склоне ледника Джанкут. — Гидрометеорологический журнал, 1964, вып. 3, с. 101—111. (Изд. Ташкентского ун-та).
69. Душкин М. А. К вопросу формирования снежного покрова на южном склоне ледника Джанкут в Центральном Тянь-Шане. — Гидрометеорологический журнал, 1970, вып. 6, с. 136—142. (Изд. Ташкентского ун-та).
70. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкут). — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 154—159.
71. Дюргеров М. Б. Опыт определения поверхностной абляции льда в талом. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 145—151.
72. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции горно-ледникового бассейна. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 112—116.
73. Дюргеров М. Б. Изучение пространственной статистической структуры ледников. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 140—144.
74. Емельянов Ю. П. Гидрологическое исследование по программе междугородного гидрологического исследования на леднике Абрамца. — Труды САННГМИ, 1970, вып. 56(121), с. 3—10.
75. Емельянов Ю. П., Жидков П. А., Колдункин В. К. О точности измерений снежного покрова на горных ледниках. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 26, с. 239—245.
76. Иванова Ю. Е. Отв. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. — Средняя Азия. Вып. 3. — Бассейн р. Амударья. — Л.: Гидрометеонал, 1971, — 472 с.
77. Иванова Ю. Е. Изучение с помощью талого снега на хребте Терский Азия. — В кн.: География снежного покрова. М., 1960. Изд. АН СССР, с. 161—174.
78. Иванова Ю. Е. Материалы к изучению условий формирования снежного покрова на ледниках. — Изв. ВГО, 1964, т. 86, вып. 2, с. 116—168.
79. Иванова Ю. Е. Водные ресурсы Ферганской долины. — Л.: Гидрометеонал, 1968, — 246 с.
80. Иванова Ю. Е. Отв. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. — Средняя Азия. Вып. 1. — Бассейн р. Сардария. — Л.: Гидрометеонал, 1960, — 436 с.
81. Казан Р. Л. К оценке репрезентативности гидрологических данных. — Труды ГГО, 1966, вып. 181, с. 22—34.
82. Казан Р. Л., Понизук А. П. О точности измерения снежного покрова по дискретным данным. — Труды ГГО, 1972, вып. 286, с. 95—119.
83. Казан Р. Л. Опыт теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеонал, 1971, — 206 с.

84. Казанский А. Б. Тесный баланс энергии поверхности льда ледника Федченко. — ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 806—808.
85. Казанский А. Б. Тесный баланс энергии поверхности льда. — В кн.: Ледник Федченко. Ташкент, 1962, с. 152—160.
86. Казанский А. Б., Колесникова В. И. О тесном балансе льда ледника Федченко. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 4, с. 575—581.
87. Казанский С. В. Очерк гляциологии. М.: Географиздат, 1963. — 550 с.
88. Киялов Б. А. О таянии льда под воздействием дождя. — Труды САННИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 19—25.
89. Киялов Б. А. Сравнительное исследование и связь с ледником в бассейне Сырдарьи. — Труды САННИГМИ, 1974, вып. 12(39), с. 77 с.
90. Киялов Б. А. Труды САННИГМИ. Том 13, вып. 2, ч. 1 (Сост. Е. И. Вилесов, Р. П. Хонин). — Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 78 с.
91. Киялов Б. А. Труды САННИГМИ. Том 6, вып. 1, ч. 2—6 (Сост. Л. И. Меркулова и др.). — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 85 с.
92. Киялов Б. А. Труды САННИГМИ. Том 8. Северный Кавказ, с. 10 (Сост. В. П. Покан, С. А. Дробинкин). — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 69 с.
93. Киялов Б. А. О таянии льда в долине реки Средней Азии. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 82—84.
94. Киялов Б. А. О таянии льда в долине реки Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 88—94.
95. Киялов Б. А., Колесникова В. И., Колесникова В. М., Колесникова В. М. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 20, с. 227—236.
96. Киялов Б. А. Совершенное и древнее состояние бассейна р. Тобол. — В кн.: Материалы Кавказской гляциологической конференции АН СССР. Том 1. Харьков, 1960, с. 7—88.
97. Кондратьев К. Н. Аккумуляция. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 401 с.
98. Коновалов В. Г. Метод измерения абляции льда. — Изв. ВГО, 1963, т. 16, № 2, с. 174—177.
99. Коновалов В. Г. Искусственное усиление таяния снега и льда в горах. — Изв. ВГО, 1963, т. 16, № 4, с. 330—336.
100. Коновалов В. Г. Расчет суммарной радиации, испарительной способности льда и абляции льда в любой точке ледника. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 79—81.
101. Коновалов В. Г. О применении уравнения Бюффа для расчета теплообмена и влажности на льду. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 236—238.
102. Коновалов В. Г. Изменение таяния льда абляции в зависимости от скорости движения поверхности снега и льда под действием искусственного освещения. — Труды САННИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 51—57.
103. Коновалов В. Г. Короткие абляции ледников Средней Азии. — Изв. ВГО, 1968, № 4, с. 306—320.
104. Коновалов В. Г. О роли абляции в бюджете льда горного ледника. — В кн.: Ученые советские гляциологи. Фрунзе, 1968, с. 236—243.
105. Коновалов В. Г. Проблемы классификации и пространственного изучения альбедо однородной поверхности снега и льда. — Труды САННИГМИ, 1969, вып. 44(59), с. 102—107.
106. Коновалов В. Г. Продолжительность периода абляции в леднике восточной части реки Средней Азии. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1969, № 15, с. 136—143.
107. Коновалов В. Г. Роль абляции в бюджете и эволюции горных ледников. — Изв. ВГО, 1969, № 4, с. 296—300.
108. Коновалов В. Г. Измерение абляции ледника на станциях гляциологии. — Труды САННИГМИ, 1970, вып. 50(74), с. 116—126.
109. Коновалов В. Г. О средних значениях абляции в период таяния. — Труды САННИГМИ, 1971, вып. 65(80), с. 113—122.
110. Коновалов В. Г. Абляция ледников Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 137 с.

111. Коновалов В. Г. Определение суммарной абляции ледников расчетным методом. — Труды САННИГМИ, 1972, вып. 1(82), с. 6—14.
112. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ суммарной абляции ледников в водосборах горных рек. — Труды САННИГМИ, 1971, вып. 58(84), с. 130—135.
113. Коновалов В. Г. Реконструкция и прогноз метеорологической обстановки в горах на территории ледников. Труды САННИГМИ, 1975, вып. 20(107), с. 118—126.
114. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ времени таяния и расхода воды для прогноза набора воды в водохранилища ледников. Труды САННИГМИ, 1975, вып. 20(108), с. 19—26.
115. Коновалов В. Г. Эмпирические формулы для расчета таяния льда. — Труды САННИГМИ, 1976, вып. 44(125), с. 41—53.
116. Коновалов В. Г. Модель таяния снега и льда на леднике в течение абляционного периода. Труды САННИГМИ, 1976, вып. 64(145), с. 136—138.
117. Коновалов В. Г. Обобщение метеорологических характеристик, полученных в горных водосборах. — Труды САННИГМИ, 1976, вып. 63(144), с. 68—77.
118. Коновалов В. Г. Таяние и снег в горах Средней Азии. Труды САННИГМИ, 1976, вып. 63(144), с. 51—63.
119. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 238 с.
120. Коновалов В. Г. Исследование спутниковой информации в климатической модели формирования снежного покрова в горах. — Труды САННИГМИ, 1976, вып. 71(152), с. 3—19.
121. Коновалов В. Г. Физико-математическая модель процесса суммарной абляции в гляциологической области. — Труды САННИГМИ, 1982, вып. 84(165), с. 3—26.
122. Коновалов В. Г. Анализ и прогноз результатов искусственного воздействия на таяние ледников. — Труды САННИГМИ, 1980, вып. 90(180).
123. Коновалов В. Г. Статистическая модель абляции льда для расчета суммарной абляции ледников. — Труды САННИГМИ, 1984, вып. 106(186).
124. Коновалов В. Г. Исследование гляциологических процессов в бассейне реки в горах в гляциологической области. — Труды САННИГМИ, 1984, вып. 107(186).
125. Коновалов В. Г., Чиркова А. А. Изучение пространственной неоднородности ледников и ее влияние на суммарную абляцию в горах. — Труды САННИГМИ, 1970, вып. 51(66), с. 32—40.
126. Коновалов В. Г., Гусельников Ю. П. Опыт определения суммарной абляции на ледниках Средней Азии. Труды САННИГМИ, 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 САННИГМИ, 1977, вып. 53(134), с. 41—51.
128. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. Модель формирования снега в бассейнах горных ледников. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, вып. 39, с. 49—54.
129. Коновалов В. Г., Орлова Л. М. Численное моделирование процессов таяния льда на ледниках Средней Азии. — Труды САННИГМИ, 1983, вып. 91(172), с. 102—117.
130. Корзун В. Н. Заметки о льде и гляциологии СССР. — Материалы гляциологических исследований, 1972, № 6, с. 3—11.
131. Корзун В. Н. Распределение угля в горах на склонах ледников. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 279—280.
132. Корзун В. Н. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 478 с.
133. Крафт П. Г., Фрейлих Ф. С. К организации наблюдений на снеговой поверхности. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 208—261.

134. Крейтер А. А. Приближение криволинейной угловой шали при искусственном запылении снега. — Материалы климатологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1965, № 11, с. 270—271.
135. Крейтер А. А. Усиление таяния и характер основных физических процессов при искусственном запылении снега и льда в горах Средней Азии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степеней канд. физ.-мат. наук. Ташкент, 1969. — 28 с.
136. Крейтер А. А., Тихоновская А. А. Изменение тепло- и влагообмена на ледяной поверхности под действием искусственного запыления. — Материалы климатологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 277—279.
137. Крейтер А. А., Тихоновская А. А. Об искусственном усилении запыления снега. — ДАН УССР, 1967, № 6, с. 34—36.
138. Кренке А. Н. Климатологические условия существования ледников и фирновых ледниковых комплексов. Материалы к климатологии. Вып. 1. — М.: Изд-во ВНИИГМ, 1971, с. 168—207.
139. Кренке А. Н. Климатические условия существования фирновых ледников Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1973, № 1, с. 15—33.
140. Кренке А. Н. Ледниковый сток в реках Средней Азии и влияние его ректификация. — Водные ресурсы, 1980, № 3, с. 5—19.
141. Кренке А. Н. Массовые и ледниковые системы на территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 287 с.
142. Кренке А. Н., Ходяков Е. Т. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. — Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1966, № 12, с. 153—161.
143. Кренке А. Н., Ротштейн О. В. Новые аккумуляции для ледниковых систем Памира и исследование их в распадах снега. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1979, № 2, с. 100—107.
144. Крупейшие ледники Средней Азии. Ледники Ферганки и Зеравшанской долины. ред. Л. К. Давидсон. — Л.: Изд-во ИЛ, 1967. — 262 с.
145. Кузьякин П. П. Температурный режим в бассейне рек Зеравшан и Яхёб. — В кн.: Труды ледниковых исследований. Вып. 3. Л., 1958, с. 157—245.
146. Кузьякин П. П. Процессы таяния льда, обледенения и стока ледников в бассейне р. Зеравшан. — Труды ГИИ, 1949, вып. 3(57), с. 94—160.
147. Кузьякин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 245 с.
148. Курбаткин В. П. О распределении температуры воздуха в горной долине. — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 10(91), с. 108—111.
149. Кучисет Л. С. Математические моделирование расчетов снега. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 190 с.
150. Лебедева И. М. Тепловой баланс ледника Дутана и возможности искусственного усиления его таяния. — В кн.: Тепловой и водный режимы ледников. М., 1965, с. 187—192.
151. Лебедева И. М. Исследования ледников Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1972, № 20, с. 12—104.
152. Лебедева И. М. Интенсивность таяния с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов). — Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1976, № 26, с. 119—129.
153. Ледник Турень Аксу/Оте. ред. Р. Д. Зиборова. — Фрунзе: Илим, 1976. — 106 с.
154. Ледник Ферганки/Оте. ред. В. Л. Шульц. Ташкент: Изд-во АН УССР, 1962. — 192 с.
155. Ледник Джанкул/Анг. Г. Н. Голубев, М. П. Дюргенов, В. А. Маринин и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 183 с.
156. Ледник Абрилла. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 206 с.
157. Ле Руа Ледюра Э. История климата с 1000 года. Пер. с франц. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 276 с.
158. Лесин Ю. Н. Температурный градиент и расчет температуры воздуха над ледяной поверхностью. — Труды САРНИИМ, 1975, вып. 27(108), с. 34—46.
159. Лесин Ю. Н. Процессы таяния и жидкой сток ледников Средней Азии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степеней канд. физ.-мат. наук. М., 1975. — с. 33.

160. Ловушки Е. А. Исследование радиационных условий в горах. — Изв. АН УССР. Сер. физ.-мат. наук, 1960, № 5, с. 64—76.
161. Магаревич К. Т. Тянь-Шань. Запальный Алтай. Общее описание исследований. — М.: Изд. ВНИИГМ, 1962. — 87 с.
162. Магаревич К. Т. Палео- и исторические сведения о климате в Запальном Алтае. — В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1966, вып. 6, с. 82—92.
163. Магаревич К. Т., Вилесов Г. Н. Результаты наблюдений над современными ледниками в Тянь-Шанских горах в Запальном Алтае. — Исследования ледников и ледниковых районов, 1961, вып. 1, с. 163—184. — (Изв. АН СССР).
164. Магаревич К. Т., Вилесов Г. Н. и др. Гляциологические исследования ледников, баланс масс и стока ледников горноледниковых бассейнов Тянь-Шаня. — В кн.: Ледники и снежные льды Казахстана. Алма-Ата, 1979, с. 96—109.
165. Магаревич К. Т., Павлов Н. П. и др. Оледенение Запального Алтая. — М.: Наука, 1979. — 287 с.
166. Магаревич К. Т., Шабалин П. Ф. Абляция льда и сток с малоледниковых ледников в 1963—67 гг. — В кн.: Тепловой и водный режимы ледников Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 149—157.
167. Магаревич К. Т., Шабалин П. Ф., Вилесов Г. Н. Оценка ледяного стока из области аккумуляции Центрального Тянь-Шанского ледника. — В кн.: Реки ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 5, с. 62—71.
168. Магаревич К. Т., Шабалин П. Ф., Аксудовича, абляция и сток с малоледниковых ледников в бассейне их массы (по наблюдениям в период МГД). — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 14(65), с. 63—70.
169. Маркин П. А. Изменение остаточной температуры баланса при искусственном усилении абляционной деятельности. Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1965, № 11, с. 151—155.
170. Математические моделирование процессов стока горных рек. Л. И. Буринский, Ю. М. Денисов, Г. Б. Трофимов, М. Л. Шеняев. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 161 с. — (Труды САРНИИМ, вып. 61(75)).
171. Материалы наблюдений горноледниковой станции Кавказ. — Ташкент, 1973. Вып. 1. Кн. 1 и 2 (за 1960—1966 гг.). — 534 с. Вып. 2. (за 1967—1968 гг.). — 160 с.
172. Матухов Н. М. Значимость убыли снега от температуры воздуха в горах Средней Азии. — Изв. Уб. фил. ГО СССР, 1963, вып. 7, с. 45—65.
173. Митропольский А. К. Тепловые статистические закономерности. — М.: Наука, 1971. — 676 с.
174. Мисик А. С., Обухов А. М. Отрывные законы турбулентного перемешивания в пограничном слое атмосферы. — Изв. АН СССР. Сер. физ.-мат., 1954, № 21(151), с. 163—187.
175. Наставление по службе промеров. Разд. 3. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 193 с.
176. Нехорошее М. П., Тихоновская А. А. Характеристика аэрометеорологических и радиационных условий таяния ледника Гислак-Деге. 1964 г. В кн.: Горные ледники Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1966, с. 26—36.
177. Нисулди Ф. В., Трофимов Г. С. Эволюция ледников Центрального Кавказа (на примере ледников Адыгу с Шхемлы). — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 65(64), с. 74—81.
178. Ноздрихин В. К., Фрейфельд В. Я. Периодические движения и интенсивность таяния «исотной» части ледника Иньшань. — Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1968, вып. 1, с. 65—75. — (Фрунзе: Илим).
179. Оценки гляциологические явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Дюргенов, С. 1. Чаньшанов, О. Н. Субботин. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 335 с.
180. Павлов Н. П. Современное оледенение в Запальном Алтае. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1968. — 312 с.
181. Петерсон Ф. С. Б. Физика ледников. — М.: Мир, 1972. — 311 с.

182. Петровская М. А., Чалышева С. Г., Субботина О. И. О влиянии вышних профилей на метеорологические процессы Средней Азии. — Труды САНИИМ, 1974, вып. 10(54), 1974, с. 3—40.

183. Понов Е. Г. Тепловой баланс и интенсивность осадков. Труды ЦИИ, 1948, вып. 9(36), с. 3—53.

184. Проблемы гидрологии ледников и ледниковый районирование. А. А. Ахмедов, В. М. Котляков, В. Г. Ходаков, Г. Н. Голубев. — Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 3—20.

185. Ревинки В. С., Гудков В. И., Голосинский В. П. Гидрологические бассейны Алтая. — Ташкент: Изд-во Ташкентского ун-та, 1979. — 307 с.

186. Режимы течения Северного Тянь-Шаня в зависимости от климатических факторов. К. Г. Макаренко, Е. П. Беликов, П. Ф. Шабанов и др. — Тез. докл. VII Всесоюз. симпозиума, Ташкент, 1982.

187. Сивков С. И. Методы расчета характеристик ледниковой радиации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 202 с.

188. Соседов Н. С. Методы территориальных гидрологических обследований в горах. — Алма-Ата: Наука, 1975. — 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. 33. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 74 с.

193. Субботина О. И. Влияние профилей на температурный режим в горах Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 122 с. (Труды САНИИМ, вып. 40(74)).

194. Судакос П. А., Вилесов Е. И. Режим снежного покрова и его распределение по малоледниковым ледникам. Гидрологические исследования в период МГГ, 1962, вып. 2, с. 99—114. — (Науч. АН УзССР).

195. Самарикова В. С. Факторы таяния ледников в бассейне р. Ала-Арча. Работы Тянь-Шанской физ.-мат. станции, 1965, вып. 1, с. 35—45. — (Фрунзе: Илим).

196. Тонгборн У. Ледяной сток в формировании гидроэнергетических ресурсов реки Колумбия. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1966, № 30, с. 52—56.

197. Тепловой и вещественный баланс ледника Абрация в 1967. Т. А. Ахмедов, З. А. Геремиева, В. Н. Голосинский, В. К. Носдринский. — Труды САНИИМ, 1974, вып. 11(95), с. 26—48.

198. Тихоновская А. А. К вопросу о таянии льда под мореным покровом. — Труды САНИИМ, 1970, вып. 6(71), с. 97—108.

199. Тихоновская А. А. Некоторые вопросы таяния радиационного баланса на малоледниковых ледниках. — Труды САНИИМ, 1970, вып. 6(71), с. 12—26.

200. Тихоновская А. А. Влияние солнечного излучения на таяние льда ледниковой поверхности. — В кн.: Современное состояние и развитие р. Зеркало. Ташкент, 1972, с. 31—52.

201. Троицкий Л. С., Ходаков В. Г. и др. Оледенение Урала. — М.: Наука, 1966. — 305 с.

202. Трофимов В. П. Метод расчета отражающей способности снежного покрова. Труды САНИИМ, 1970, вып. 6(71), с. 21—25.

203. Фатеев В. И., Попов Н. И. Некоторые вопросы режима и динамики ледника Аксу восточной в хребте Кузнецкого Алатау. — Гидрометеорологический горный сбор, 1973, № 24, с. 111—114.

204. Фиксированный Г. М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. Том 2. М.: Физматгиз, 1969. — 807 с.

205. Фрейдлин В. С. Применение функций влияния для расчета гидрографического профиля ледника Джугузай. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1971, № 18, с. 12—21.

206. Хан Г., Шаниро С. Статистические модели в гидрологических расчетах. — М.: Мир, 1968. — 345 с.

207. Ходаков В. Г. О зависимости суммарной абляции ледников от температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48—54.

208. Ходаков В. Г. Расчет абляции под слоем снега. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 106—107.

209. Ходаков В. Г. Особенности формирования баланса льда ледникового ледника. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1974, № 24, с. 116—125.

210. Ходаков В. Г. Влияние ледяной массы на режим таяния и дренажа оледенения СССР. — М.: Наука, 1978. — 191 с.

211. Циман В. Ш. Материалы гляциологических исследований. Кавказ, Кавказский архив, Кавказ-доски. 1(51) 69 л. — Тбилиси: ФОН УГМС ГрузССР, 1964. — 545 с.

212. Циман В. Ш. Учет ледникового коэффициента при расчете климата стока ледника. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1966, № 25, с. 77—83.

213. Циман В. Ш. Прямое влияние в фазовых зонах ледников (к вопросу о механизме перекристаллизации). — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 94 с.

214. Циман В. Ш., Циман В. А. Результаты лабораторных экспериментов по искусственному усилению таяния льда методом затвердевания. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1968, № 14, с. 167—179.

215. Черкасов П. А., Ермаков Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джугузайского Алатау в радиационный период. — В кн.: Современный ледник и ледники Казахстана, 1977, с. 125—133.

216. Черкасов П. А. Радиационный баланс фазовых переходов горного ледника в период абляции. — Алма-Ата: Наука, 1980. — 143 с.

217. Черкасов С. П. Наблюдения над режимом ледника Фидельно. — Труды ГИМО УзССР, 1968, вып. 1, с. 70—84.

218. Чисков В. П. Методы расчета ледяного стока в бассейне ледника в период таяния. — Труды ГИМО УзССР, 1977, вып. 35, с. 55—56.

219. Чернышев В. П. Аэрофотограмметрический способ в горных р. Алтае для гидрологических целей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 127 с.

220. Шульц В. Л., Шагалова Н. И., Рубинская Ф. Э., Чернышев В. П. Некоторые вопросы усиления таяния снега. — Изв. АН УзССР. Сер. тех. наук, 1968, № 2.

221. Шульц В. Л. К вопросу целесообразности искусственного усиления таяния снега в горах Средней Азии. — Метеорология и гидрология, 1963, № 5, с. 38—41.

222. Шульц В. Л. Река Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 691 с.

223. Шульц В. Л. Оценка структурного ледообразования. — М.: Изд-во АН СССР, 1965. — 119 с.

224. Щеглов О. П. Ледяные реки Средней Азии. — Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960. — 244 с.

225. Щеглов О. П. А. А. Влияние ледяной массы на режим таяния. — Труды САНИИМ, 1966, вып. 27(42), с. 24—24.

226. Щеглов О. П. А. О таянии ледяной массы в среднем течении реки Калки. — Труды САНИИМ, 1973, вып. 2(90), с. 94—100.

227. Щеглов О. П. А. О таянии ледяной массы в среднем течении реки Калки. — Труды САНИИМ, 1975, вып. 27(108), с. 27—33.

228. Щеглов О. П. А. Ледяные бассейны реки Писка. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 120 с.

229. Щеглов О. П. А. К вопросу о целесообразности искусственного усиления таяния ледяной массы в бассейне р. Самары. — Труды САНИИМ, 1977, вып. 45(126), с. 3—15.

230. Щеглов О. П. А. Оледенение Гиссар-Ала. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 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, 1974. - 150 p.
233. Bengtsson L. Snowmelt estimated from energy budget studies. - Nordic Hydrology, 1976, 7, p. 3-18.
234. Bowen L. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. - Phys. Res., 1926, vol. 27, N 6, p. 50-63.
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. Dyer G. The short-range forecasting of discharge from a glaciated region and its use for optimizing the Grand Dismal S. A. pumping plants. - J. Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 668-669.
239. Durrer L. Glacier discharge simulation by ground-water analogue. - Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 29-40.
240. Driscoll E. Zur Berechnung der Eisablation. - Z. Glaciologie und Glaciologie, 1976, vol. 12, N 1, p. 75-78.
241. Goldlich L. A. A simple energy balance model of snow and ice melt. - Progr. Rep. 47, Dec. 1978. Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Engng. 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 in watershed snowmelt. - J. Appl. Meteorol., 1971, vol. 10, N 3, p. 412-429.
244. Hinkley H., Wendler G. Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintersees- und Kesselwandflüssen (Ötztal, Alpen, Tirol) in Sommer 1968. - Arch. Meteorol., Geoph. und Bioklim., 1968, B 16, N 2-3, S. 195-208.
245. Holmes H. Über Beziehungen zwischen der Massebilanz des Hintersees (Ötztal, Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vrd. - Ann. Meteorol. Neue Folge, 1971, N 5, S. 259-264.
246. Jensen H., Tang 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 glaciated area on summer runoff in the Port du Sers drainage basin of the Rhone. - Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 221-225.
248. Kasser P. Fluctuation of glaciers 1968-70. - Paris, IASH, 1973. - 358 p.
249. Kasser P. Fluctuations of glaciers 1968-65. A contribution to the IHD. - Belgium, UNESCO, IASH, 1967. - 100 p.
250. Kurler C. M. Relationship between climate, ablation and runoff on the Sverdrup Glacier. - Final Report to Arctic Institute of North America, Canada, Montreal, 1964. - 72 p.
251. Korovayev V. G., Fomel'yanov Yu. N. Estimation of total ablation on Central Asian glaciers. - Symposium UGGL. Neiges et glaces. Actes du colloque de Moscou, août 1971. Budapest, 1975. IAHS-ATSI, Publication No 104, p. 99-105.
252. Korovayev V. G. Calculation and prediction of the total glacial melting in watersheds of Central Asia. - J. of Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 677-678.
253. Korovayev 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. Korovayev 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 1980). IAHS Publ. No 132, p. 209-220.
255. Krass H. Energy exchange of air-ice interface. - In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO-WMO-IASH, 1972, vol. 1, p. 158-161.
256. Kuhl M. On the computation of heat transfer coefficients from energy balance gradients on a glacier. - J. Glaciol., 1975, 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. 109-121.
259. Martiner 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. 915-920.
260. Martiner J. Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts. - Nordic Hydrology, 1975, vol. 6, N 3, p. 145-154.
261. Megahan W., Meluso J., Gendell B. The effect of albedo - reflecting materials on net radiation at a snow surface. - Bull. of the Internat. Assoc. of Scientific Hydrology, 1976, vol. 15, N 1, p. 69-80.
262. Meier M. F. Hydrology and Hydrology of Glaciers. - In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice in hydrology. Paris, UNESCO-WMO-IASH, 1973, vol. 1, p. 353-370.
263. Meklevsky Zubok U. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 1965-74. No 1. Scutell Glacier, British Columbia. - Summary of Measurements. - Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series N 68. - 75 p.
264. Muller T. Fluctuations of glaciers 1970-1975. A contribution to the International Hydrological Programme. Paris, 1977, UNESCO-IASH (ICST). - 209 p.
265. Nord J. Orographic precipitation in mountainous regions. - In: Proc. Gellio Symp. Norway: Distribution of precipitation in mountainous areas. Paris, 1973, Vol. 1, p. 31-56.
266. O'Brien Ch. and Rosse R. Mathematical models of a melting snow-pack at an index point. - J. Hydrology, 1977, vol. 32, p. 139-163.
267. Ostrem G. Runoff forecasts for highly glaciated 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. R. 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. Sugawara M., Ozaki E., Katsuyama 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 Spitzbergen-Expedition, 1964-1965. - Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR, Berlin, 1968, Nr 11/12. - 68 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. Yoshida T. 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. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 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. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 1965-74. No 3. Rau River Glacier, Alberta. - Summary of measurements. - Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series No 68. - 54 p.

276. Young G. J. Streamflow formation in a glaciated watershed in the Rocky Mountains, Canada. Paper presented at: The International Symposium on the Computation and Prediction of Runoff from Glaciers and Glaciated Areas, Thilist, September 1978. 14 p.

277. Zelikov I. A., Molseva G. P. A theoretical study of the surface dueling influence on melting intensity. In Proc. Baffi 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-математическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки	14
1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решения	—
1.2. Статистическая модель усредненной области для расчета сум- марного таяния ледников	16
Выводы	27
Глава 2. Методы расчета интенсивности таяния снега и льда	28
2.1. Уравнение теплового баланса поверхности льденя и фирну интенсивности таяния	—
2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния	30
2.3. Дополнение и региональное эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в ледниковых областях Средней Азии	46
2.4. Расчет таяния льда и снега над морями	58
Выводы	67
Глава 3. Сезонная циклическая граница и внутрисезонный режим аккумуляции и таяния на ледниках	69
3.1. Реконструкция и анализ максимальной высоты снеговой гра- ницы на ледниках	—
3.2. Исследование компонентов водного баланса аккумуляции и таяния в ледниковых областях Средней Азии	79
3.3. Модель ледниковой снеговой границы на ледниках и течение аб- ляционного 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 леднико- вого стока	104
4.1. Пространственно-временная применимость основных метеоро- логических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках	—
4.1.1. Приток суммарной солнечной радиации на поверхность ледника	119
4.1.2. Температура воздуха и осадки	127
4.2. Две схемы региональной модели процесса суммарного таяния ледников	130
4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния лед- ников	142
4.4. Таяние в сток в ледниковых областях	156
Выводы	—
Глава 5. Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии	159
5.1. Пространственно-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока	—
5.2. Демонстрация прогноза суммарного таяния ледников и лед- никового стока	167
Выводы	179

Глава 6. Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников	181
6.1. Проблемы увеличения площади ледников и усвоения Средней Азии	—
6.2. Методические основы численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников	182
6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников	197
6.4. Проверка дополнительного объема ледникового стока и приравненный оценкам эквивалентной эквивалентности искусственного воздействия	205
Выводы	209
Заключение	210
Приложения	215
Список литературы	224

Владимир Георгиевич Коновалов

Таяние и сток
с ледников
в бассейнах рек
Средней Азии

ИЗД.

Редактор Г. Г. Добрумов. Художник В. Я. Рязань. Техн. редактор Г. И. Николь.
Корректор И. В. Жидков.

Сдано в набор 31.05.85. Подписано в печать 10.09.85. М-92906. Страниц 80/904. Бум. сер.
М 1. Литературная обработка. Печать заготовлена. Печ. л. 16. Экз. 10.000. Л. 10.14.
Тираж 340 экз. Издательство ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ УЧЕБНО-НАУЧНОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ УЧЕБНО-НАУЧНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО. Ленинград. 2-я линия, 22.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского областного «Техническое издательство» им. Евгения Сергеевича. Сдано в печать 10.09.85. Издательство ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ УЧЕБНО-НАУЧНОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ УЧЕБНО-НАУЧНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО. Ленинград. 2-я линия, 22.